

UDK 552.3/4(497.13)=862

Hercinske granitne i metamorfne stijene Papuka, Psunja, Krndije i okolne podloge Panonskog bazena u Slavoniji (sjeverna Hrvatska, Jugoslavija)

Hercynian Granites and Metamorphic Rocks from The Mts. Papuk, Psunj, Krndija, and The Surrounding Basement of The Pannonian Basin in Slavonija (Northern Croatia, Yugoslavia)

Jakob Pamić

Institut za geološka istraživanja, Sachsova 2, YU 41000 Zagreb

Marvin Lanphere

US Geological Survey, 345-Middlefield Road, Menlo Park, 94025 California, USA

Sažetak

Hercinski kristalini kompleks slavonskih planina i okolne podloge Panonskog bazena obuhvaća: (1) anhimetamorfne i niskometamorfne stijene s metabazitima, (2) progresivnometamorfnu sukcesiju niskog i srednjeg stupnja metamorfizma, (3) migmatite, (4) S-granite i (5) I-granite.

U radu se daju osnovni geološki podaci te detaljan petrološki prikaz svakog od navedenih metamorfni i magmatskih kompleksa koji se temelji na kemijskom sastavu mineralnih parageneza, petrografskoj i geokemijskoj obradi, koja obuhvaća podatke o sadržaju makroelemenata, mikroelemenata, uključujući i elemente iz grupe rijetkih zemalja, i izotopnom sastavu kisika i stroncijuma.

Za sve navedene komplekse urađeni su brojni geokemijski i petrokemijski dijagrami na osnovi kojih se razmatraju razni genetski i geotektonski problemi.

Abstract

Hercynian crystalline complex of the Slavonian Mountains and surrounding basement of the Pannonian Basin comprises the following units: (1) anchimetamorphic and very low-grade metamorphic rocks with metabasic igneous rocks, (2) progressive metamorphic succession of greenschist and amphibolite facies, (3), migmatites, (4) S-type granitoids, and (5) I-type granitoids.

In the paper is presented a petrological interpretation for each of the mentioned unit which is based on chemical composition of rock-forming minerals, petrographical and geochemical data including major and trace element contents, REE, and O and Sr isotopic composition.

Numerous geochemical and petrochemical diagrams are presented for all these rock groups as the basis for detailed genetic and geotectonic considerations.

Sadržaj

UVOD	83
<i>Kratak pregled dosadašnjih istraživanja</i>	85
OSNOVNI GEOLOŠKI PODACI	87
<i>Semimetamorfni kompleks s metabazitima</i>	87
<i>Progresivnometamorfni kompleks</i>	93
<i>I-graniti i kontaktnometamorfne stijene</i>	94
<i>Migmatiti i S-graniti</i>	96
<i>Osnovni tektonski podaci</i>	98
<i>Odnosi deformacije, metamorfizma i magmatizma</i>	100
PETROLOŠKI PRIKAZ	103
<i>Semimetamorfne stijene s metabazitima</i>	103
<i>Parametamorfne stijene</i>	103
<i>Metabaziti</i>	104
<i>Stupanj metamorfizma</i>	106
<i>Progresivnometamorfni kompleks</i>	107
<i>Mineralna parageneza</i>	107
<i>Kvarc i feldspati</i>	107
<i>Feromagnezijski minerali</i>	107
<i>Minerali grupe Al₂SiO₅</i>	111
<i>Akcesorni minerali</i>	112
<i>Petrografija</i>	112
<i>Stijene višeg stupnja metamorfizma</i>	112
<i>Stijene nižeg stupnja metamorfizma</i>	114
<i>Zonalan raspored mineralnih parageneza</i>	115
<i>Uvjeti metamorfizma, geotermometrija i geobarometrija</i>	119
Migmatiti	120
<i>Mineralna parageneza</i>	120
<i>Kvarc i feldspati</i>	120
<i>Feromagnezijski minerali</i>	121
<i>Akcesorni sastojci</i>	125
<i>Paleosome (mezosome) i neosome</i>	125
<i>Paleosome (mezosome)</i>	125
<i>Leukosome</i>	126
<i>Melanosome</i>	126
<i>Petrografija migmatita</i>	127
<i>Migmatiti nižeg stupnja migmatitizacije</i>	127
<i>Migmatiti višeg stupnja migmatitizacije</i>	128
<i>Teksturni varijeteti migmatita</i>	128
<i>Petrografska klasifikacija migmatita</i>	129
S-graniti i asociране intermedijarne stijene	130
<i>Mineralna parageneza</i>	130
<i>Kvarc i feldspati</i>	130
<i>Ostali bitni i sporedni minerali</i>	136
<i>Akcesorni minerali</i>	137
<i>Petrografija S-granita</i>	138
<i>Strukture i tekture</i>	138
<i>Petrografska klasifikacija</i>	139
<i>Geotermometrija i geobarometrija S-granita i migmatita</i>	142
<i>Petrografija intermedijarnih stijena</i>	143
I-graniti i asociране intermedijarne, mafitne i ultramafitne stijene	145
<i>Mineralna parageneza</i>	145
<i>Petrografija I-granita</i>	147
<i>Strukture i tekture</i>	147
<i>Petrografska klasifikacija</i>	147

<i>Petrografija intermedijarnih i mafitnih stijena</i>	150
<i>Petrografija ultramafitnih stijena</i>	151
<i>Kontaktmetamorfne stijene</i>	152
GEOKEMIJSKI PODACI	153
Sadržaj makroelemenata	153
<i>Semimetamorfni kompleks</i>	153
<i>Progresivnometamorfni kompleks</i>	156
<i>Migmatiti</i>	160
<i>S-graniti i asocirane intermedijarne stijene</i>	160
<i>I-graniti i asocirane intermedijarne i bazične stijene</i>	161
<i>Usporedni prikaz varijacije makroelemenata</i>	166
Sadržaj mikroelemenata	174
<i>Semimetamorfni kompleks</i>	175
<i>Progresivnometamorfni kompleks</i>	179
<i>Migmatiti</i>	179
<i>S-granitoidi</i>	179
<i>I-granitoidi</i>	179
<i>Usporedni prikaz varijacije mikroelemenata</i>	181
Sadržaj elemenata iz grupe rijetkih zemalja	185
Geokemijski diskriminacijski dijagrami za utvrđivanje geotektonskog položaja granitoida	187
Izotopni sastav kisika i stroncijuma	193
DISKUSIJA	195
Hercynian Granites and Metamorphic Rocks from The Mts. Papuk, Psunj, Krndija, and The Surrounding Basement of The Pannonian Basin in Slavonija (Northern Croatia, Yugoslavia)	204
Literatura	248

UVOD

Kristaline stijene slavonskih planina: Psunja, Papuka i Krndije, koje su na starim austrijskim kartama označene skupnim nazivom Orljavske planine (Stur, 1861/62), privlače već više od 100 godina pažnju velikog broja geologa i petrologa. No o tim kristalnim stijenama dosad su objavljene samo tri detaljnije tematske petrološke studije koje su predstavljale osnovu za rad na ovoj monografiji. Vragović (1965) je, u svojoj disertaciji, obradio kristaline stijene jednog dijela Papuka; među magmatiskim stijenama obradio je granodiorite, adamelite i kvarcne diorite, a prvi je u nas identificirao i detaljno obradio raznovrsne migmatite, a uz njih i nekoliko paragnajsova. Po njegovom su mišljenju sve te kristaline stijene produkt više sukcesivnih faza u okviru nekog orogenetskog ciklusa mlađeg od silura. S druge strane, Marci (1973) je detaljno petrološki obradila granitoidne stijene Psunja; pretežno pripadaju varijetetima adamelita koji su često u različitom stupnju kataklazirani. Određujući sadržaje nekih elemenata u tragovima, inicirala je geokemijska istraživanja naših granitoida. Pored toga je Raffaelli (1965) dao prvi moderan petrološki rad o metamorfnim stijenama jugozapadnih dijelova Papuka u kojem je utvrdio da se radi o jedinstvenom hercinskom regionalnometamorfnom kompleksu; u njemu se jasno ističe zonalan raspored mineralnih parageneza koji je karakterističan za tzv. barovijenske metamorfne sukcesije koje nastaju u P-T uvjetima grinšitnog i amfibolitnog facijesa (niski i srednji stupanj metamorfizma).

Kroz posljednjih 6-7 godina je prvoavedeni autor, radeći uglavnom na projektnim zadacima INA-Naftaplina, dobio mogućnost da se nadoveže na spomenute radove i da nastavi rad na mineraloškoj, geokemijskoj i petrološkoj obradi granitno-

migmatitno-metamorfnog kompleksa navedenih slavonskih planina, uvodeći nove pristupe i modernije analitičke metode. Taj je rad bio još više pospješen u posljednje 3 godine kooperativnim jugoslavensko-američkim projektom (ugovor JFP 603) kroz koji se dobila mogućnost korišćenja različitih laboratorijskih metoda, naročito iz područja geokemije. U terenskom radu mnogo je pomogla, tad još neobjavljena Osnovna geološka karta slavonskih planina, koju su uradile ekipe Instituta za geološka istraživanja iz Zagreba, najvećim dijelom pod rukovodstvom D. Jamičića. Ona je poslužila kao osnova za optimalna uzorkovanja i profiliranja na najpogodnijim izdancima, odnosno profilima; ukupno je uzeto oko 2500 uzoraka raznovrsnih kristalinih stijena. Pored toga je izvršeno i uzorkovanje jezgre iz naftnih bušotina na Mramor brdu u čemu je pomogao kolega Z. Maljak; ukupno je uzeto oko 600 uzoraka raznovrsnih kristalinih stijena.

Ova studija temelji se na slijedećoj analitičkoj dokumentaciji: obradi oko 3.100 mikroskopskih preparata, oko 300 mikrosondnih kemijskih analiza mineralnih faza, oko 100 silikatno-kemijskih analiza stijena, oko 120 modalnih analiza, određivanju elemenata u tragovima, uključujući elemente iz grupe rijetkih zemalja, na oko 40 uzoraka; na približno isto toliko uzoraka izvršena su određivanja izotopnog sastava kisika, kao i određivanja izotopne starosti. Petrografska obrada (J. Pamić) i kemijske analize stijena (V. Jurišić) urađene su u Institutu za geološka istraživanja, Zagreb. Sva rendgenografska određivanja izvršio je D. Slovenec, Rudarsko-geološko-naftni fakultet, Zagreb. Najveći dio mikrosondnih analiza uradila je J. Desmons, Sveučilište u Nansiju, Francuska, a manji dio P. Ārkai, Geokemijski laboratorij Mađarske akademije znanosti, Budimpešta. Preostale geokemijske analize izvršene su u laboratorijima Geološkog zavoda SAD u Menlo Parku, Kalifornija: određivanje elemenata u tragovima (J. R. Lindsley), elemenata iz grupe rijetkih zemalja (J. Budahn, R. Knight and D. McKown) i izotopnog sastava kisika (J. O'Niel). Sve kompjuterske petrokemijske proračune obavio je N. Dutković u Sveučilišnom računskom centru u Zagrebu; kompjutorski proračun formula minerala uradio je M. Belak, Geološki institut, Zagreb, a djelomice i D. Milovanović, Rudarsko-geološki fakultet, Beograd.

U izradi fotografija pomogli su I. Gušić i T. Marjanac, dok su grafičku dokumentaciju uradili N. Šustić, I. Suša i M. Kladnički. Svim navedenim mnogo hvala.

Posebno se zahvaljujem kolegama M. Dimitrijeviću, M. Heraku, V. Majeru i S. Šćavničaru za plodne diskusije i korisne sugestije kod izrade manuskripta.

Cilj je ovog rada da se, na osnovi obimne laboratorijske faktografije i terenskih podataka, po prvi puta dađe cjeloviti mineraloško-geokemijsko-petrološki prikaz granitnih, migmatitnih i metamornih stijena slavonskih planina i okolne podloge Panonskog bazena, u kojem je posebna pažnja fokusirana na granitoidne stijene. Sve su one vezane za regionalnometamorfni kompleks koji je metamorfoziran u P-T uvjetima niskog i srednjeg stupnja metamorfizma za vrijeme hercinske orogeneze. Iz njegovih najviše metamorfoziranih dijelova postupno se razvijaju hercinski migmatiti koje probijaju također hercinski S-graniti. Jače metamorfozirane stijene regionalnometamorfnog kompleksa probijaju tijela I-granita, obično dekametarskih debljina, koja su također najvećim dijelom hercinske starosti. Dakle, migmatiti i S-graniti slavonskih planina predstavljaju, zajedno sa stijenama okolnog regionalnometamorfnog kompleksa, genetski jedinstvenu petrološku cjelinu, koja je nastala iz neke, zasad nedefinirane predhercinske magmatsko-sedimentne formacije, kao rezultat metamornih i magmatskih procesa koji su se odigrali za vrijeme hercinske orogeneze.

Kratak pregled dosadašnjih istraživanja

O granitoidnim i metamornim stijenama slavonskih planina objavljeni su brojni geološki i petrološki radovi.

U *geološkoj problematici* slavonskih granitno-metamornih kompleksa najviše se ističe razmatranje njihove starosti o čemu postoje različita, uglavnom neadekvatno dokumentirana mišljenja.

1 Stur (1861/62) je smatrao da kristaline stijene Slavonije pripadaju donjem trijasu. Iza njega je Pilar (1975) iznio mišljenje da su one devonske i karbonske starosti. U tom razdoblju je formulirana ideja da slavonske planine predstavljaju dijelove »orijentalnog kopna« (Mojsisovics et al., 1880).

2 Gorjanović-Kramberger (1897) je jače metamorfozirane škriljavce, uglavnom gnajsove i tinjčeve škriljavce, okolice Kutjeva uvrstio u arhaik, a slabije metamorfozirane kloritne i kvarcitne škriljavce u paleozoik. To mišljenje prihvaća i Koch (1908, 1919 i 1924) koji, međutim, na Psunju razdvaja prekarbonske kloritne škriljavce od karbonskih brusilovaca i pješčenjaka. Poljak (1912, 1934, 1939 i 1952) je također odvajao kristalaste škriljavce jezgre planina kao arhajske od mlađih niskometamornih stijena vanjskog pojasa koje je, na osnovi nalaska i odredbi graptolita, uvrstio u silur.

Laskarev (1931) je iznio mišljenje da kristalini kompleks Krndije i Papuka predstavlja sjeverni nastavak njegove požeške šarijaške ploče. Prije toga je Kober (1914) objavio rad u kojem Panonsku masu interpretira kao »međugorje« (unutrašnji masiv) između Karpata i Dinarida.

3 Moderniji pristup u geološkom razmatranju kristalinih stijena slavonskih planina inicirao je Tajder (1957, 1969, 1969a, 1970 i 1970a), koji je smatrao da papučko-psunjski masiv, zajedno s granitoidima okoline Moslavačke gore i Motajice, predstavlja jedinstvenu cjelinu. Skladno tad aktualnim Stilleovim idejama, smatra da se radi o jednom velikom i jedinstvenom postsilurskom, u stvari, hercinskom batolitu koji je smješten u pliomagmatskoj zoni internida, odnosno u eugeosinklinali s karakterističnim magmatskim stadijima. Raffaelli (1965) dovodi u međusobnu genetsku vezu niskometamorfne škriljavce progresivnometamornog kompleksa Ravne gore, na Papuku, s niskometamornim stijenama Radlovačkog potoka, na kojima je Poljak odredio silursku starost. On smatra da se glavna faza boranja, regionalnog progresivnog metamorfizma i granitnog plutonizma odigrala za vrijeme hercinskog orogenetskog ciklusa. I Vragović (1965), razmatrajući odnose u potoku Kišeljvcu, polazi od silurske starosti niskometamornih stijena koje probijaju graniti hercinske starosti; u istom se ciklusu vršilo i utiskivanje granitnih magmi i formiranje metamornih stijena Papuka.

4 Iza toga slijede podaci dobiveni uglavnom kroz izradu Osnovne geološke karte slavonskih planina. Šikić i Brkić (1975) vrše reviziju Poljakovih odredbi graptolita koji, po njima, ne predstavljaju fosile nego »tragove utiskivanja«. Brkić i suradnici (1974) određuju karbonsku (vestfalsku) mikrofloru u niskometamornim stijenama u kojima je Poljak našao graptolite. Jamičić (1976, 1979, 1979a, 1983 i 1988) izdvaja u slavonskom kristalinu tri serije, odnosno kompleksa: 1 psunjsko-kutjevački, koji se karakterizira dominacijom gnajsova, tinjčevih škriljavaca, amfibolita i granita; uvrštava ga u bajkalski orogenetski ciklus; 2 papučko-jankovački, koji je u osnovi migmatitno-granitni; nastao je u kaledonskom ciklusu i 3 radlovački, izgrađen pretežno od niskometamornih stijena i spilita, kojeg on smatra produktom hercinske orogeneze. Navedene bajkalske i kaledonske starosti izvedene su iz poda-

taka strukturološke analize. Na istim su koncepcijama urađeni i tumači za listove Našice (Korolija & Jamičić, 1989), Orahovica i Daruvar (Jamičić et al., 1987 i 1989).

5 Prve radiometrijske podatke dao je DeLeon (1969), koji je na tri uzorka migmatitnih stijena s Papuka dobio hercinske Rb–Sr starosti. Nedavno su Pamić i suradnici (1988) objavili rad o izotopnim starostima granitoidnih i metamorfnih stijena slavonskih planina i okolne podloge Panonskog bazena koji se temelji na K–Ar i Rb–Sr određivanjima pedesetak raznovrsnih uzoraka. Dobiveni rezultati dokazuju da su se granitni plutonizam i glavna faza metamorfizma na Psunju, Papuku, Krndiji i okolnoj podlozi Panonskog bazena odigrali za vrijeme hercinske orogeneze.

I u *petrološkoj problematici* Slavonije moguće je izdvojiti nekoliko istraživačkih etapa:

1 Wodiczka (1855), Stur (1861/62) i Zsigmondy (1873) daju prve petrografske odredbe granitoidnih i metamorfnih stijena, dok je Kišpatić (1891, 1892, 1910 i 1910a) udario temelje petrografiji kristalinih stijena slavonskih planina. On je, u stvari, dao prvu petrografsku dokumentaciju gotovo svih metamorfnih stijena i već tada odredio karakteristične indeks minerale: kloritoid, staurolit, granat, disten i silimanit, koji su tek u najnovije vrijeme dopunjeni odredbama novih kritičnih minerala.

2 Modernu petrološku obradu granitno-metamorfnih kompleksa započinja šezdesetih godina Marić (1955), a naročito Tajder (1957) sa svojim doktorandima. Raffelli (1965 i 1965a) je na Ravnoj gori utvrdio hercinski progresivnometamorfni kompleks s jasno izraženim zonalnim rasporedom kritičnih metamorfnih minerala iz kojeg se postupno razvijaju migmatiti; također je obradio i kvarcne diorite s kumingtonitom. Vragović (1965, 1965a i 1969) je detaljno petrološki obradio papučke migmatite kao i okolne anatektične granite i gnajsove, te amfibolite iz Brzaje. Tajder (1969, 1969a i 1970) je dao petrogenetski prikaz amfibolita s Psunja kao i regionalno-petrološku interpretaciju granitnometamorfnog kompleksa slavonskih planina. Brajdić (1962) iznosi petrografski prikaz biotitnog granodiorita iz Pakre, na Papuku. Marci (1968, 1971, 1973 i 1979) detaljno petrografski obrađuje psunjske granite, njihov odnos prema amfibolitima, kao i mineralnu asocijaciju niskometamorfnih stijena sjeverozapadnog dijela Psunja. Također je studirala, na osnovi distribucije mikroelemenata, i porijeklo anklava u gnajsovima Papuka. Marci i Raffelli (1981) razdvajaju na osnovi faktorske analize ortoamfibolite od paraamfibolita. Vragović i Majer (1980 i 1980a) daju prikaz nekih metamorfnih stijena iz slavonskih planina u kojem naročito podvlače značaj kloritoidnih škrljavaca.

Objavljeno je i nekoliko mineraloških radova. Prvi Tućan (1907) određuje kemijsku muskovita s Točka, na Papuku. Šćavničar (1965) prikazuje termičke, strukturne i kemijske karakteristike klorita s Papuka, a Šćavničar i Šinkovec (1964) opisuju talk-kloritne škrljavce s istočnih obronaka Psunja. Golub i Šiljak (1965) iznose rezultate detaljnih mineraloških ispitivanja muskovita s Točka, na Papuku, a Šturman (1965) prikazuje kemizam titanita iz kišeljevačkog skarna na Papuku. Marci i suradnici (1975) detaljno obrađuju žilne klorite iz jugoistočnih dijelova Psunja.

Slovenec sâm (1976, 1978, 1982, 1982a, 1983, 1984 i 1986) i sa suradnicima (Slovenec & Halle, 1979, Slovenec et al., 1980; Slovenec & Popović,

1981; Popović & Slovenec, 1981) daje podatke detaljnih mineraloških studija listićavih silikata, posebno biotita iz kristalinih stijena slavonskih planina, pri čemu uvodi nove metodološke pristupe. Na temelju kemizma biotita, granata i amfibola po prvi se puta u nas razmatraju geotermijski uvjeti postanka kristalastih škriljavaca.

U posljednjih pet godina je prvonavedeni autor ove studije objavio, sam ili sa suradnicima, nekoliko petroloških radova o intermedijarnim, bazičnim i ultramafitnim stijenama s Psunja (Pamić et al., 1984 i 1984a), metadijabazima i metagabrima iz hercinskog semimetamornog (radlovačkog) kompleksa (Pamić & Jamičić, 1986), pojavama kordijerita, andaluzita i margarita iz Psunja (Pamić, 1987), graničnim stijenama s Krndije (Pamić, 1988), ultramafitima iz Papuka i Psunja (Pamić, 1988a), andaluzitnim škriljancima iz Papuka (Pamić et al., 1988a), zonalnosti progresivnometamornog kompleksa na Krndiji (Pamić, 1989a) i amfibolitima iz Psunja i Papuka (Pamić & Marci, 1990). Pored toga je dao i nekoliko regionalno-geoloških i regionalno-petroloških prikaza dodirnog područja sjevernih Dinarida i Panonskog bazena u kojima se razmatra i problematika hercinskog kristalinog kompleksa slavonskih planina (Pamić, 1986, 1986a, 1987a i 1989; Raffaelli & Pamić, 1986) pri čemu su uvažavani i podaci dobiveni petrološkim izučavanjem kristalinih stijena koje su uzorkovane u naftnim bušotinama.

OSNOVNI GEOLOŠKI PODACI

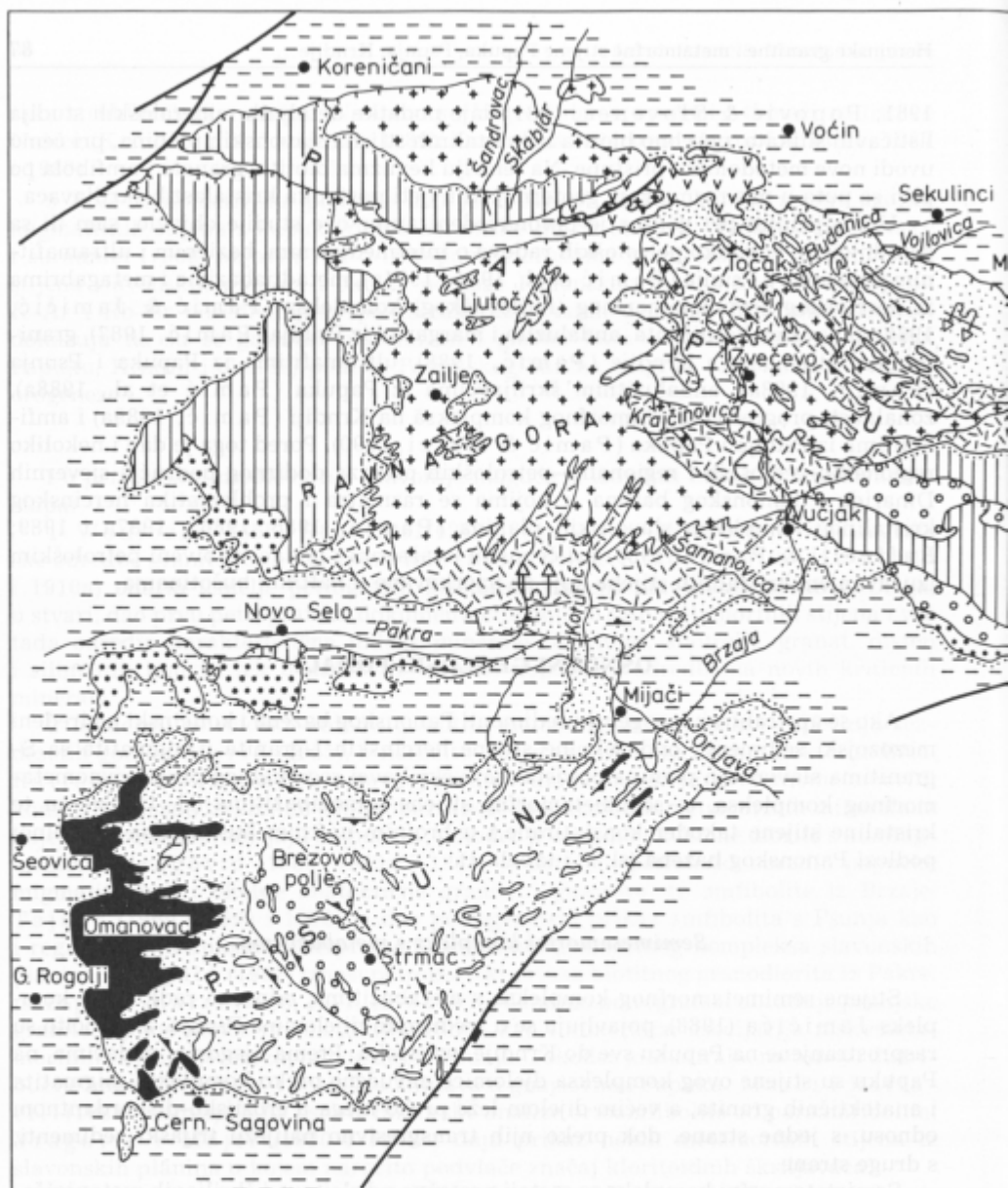
Ako se apstrahiraju neogenski sedimenti Panonskog bazena i količinski podređeni mezozojski sedimenti, onda okolne stijene hercinskih I-granita i migmatita sa S-granitima slavonskih planina predstavljaju škriljavci regionalnog progresivnometamornog kompleksa, te semimetamorfne stijene s metabazitima (sl. 1). Sve su te kristaline stijene također konstatirane i u brojnim naftnim bušotinama u okolnoj podlozi Panonskog bazena (sl. 2. i tabela 1).

Semimetamorfni kompleks s metabazitima

Stijene semimetamornog kompleksa s metabazitima, odnosno radlovački kompleks Jamičića (1988), pojavljuju se u središnjim dijelovima Psunja, a naročito su rasprostranjene na Papuku sve do Krndije, na istoku. Prema njegovim podacima, na Papuku su stijene ovog kompleksa djelomice naučene preko kompleksa migmatita i anatektičnih granita, a većim dijelom leže preko njega u erozijsko-diskordantnom odnosu, s jedne strane, dok preko njih transgresivno naliježu trijaski sedimenti, s druge strane.

Semimetamorfni kompleks se sastoji pretežno od slejtova i škriljavih metapješčenjaka, uz koje se podređenije susreću filiti, kvarciti i škriljavi metakonglomerati. U njegovim nižim do središnjim dijelovima pojavljuju se silovi metadijabaza i ofitnih metagabra maksimalne debljine do 100 m (Pamić & Jamičić, 1986 – sl. 5).

Starost ovog kompleksa je, po Poljakovim odredbama graptolita, silurska što kasnije osporavaju Šikić i Brkić (1975). Brkić i suradnici (1974) nalaze u semimetamornim stijenama karbonsku (vestfalsku) paleofloru. Jamičić (1983) kombinira ove paleoflorističke podatke sa svojim terenskim podacima i pretpostavlja da semimetamorfni (radlovački) kompleks ima stratigrafski raspon od gornjeg devona do zaključno donjeg perma. Nedavno je određena K-Ar starost od 318,6 milijuna



Sl. 1. Pregledna geološka karta Psunja, Papuka i Krndije, shematizirana prema podacima Jamičića (1988), Šparice sa suradnicima, (1984) i Korolije sa suradnicima, (1989)

1 tercijarni i kvartarni sedimenti Panonskog bazena; 2 tercijarne vulkanske stijene; 3 mezozoj-ski, pretežno trijaski sedimenti; 4 hercinski semimetamorfn kompleks s metabazitima; 5 hercinski semimetamorfn kompleks bez metabazita; 6 hercinski migmatiti; 7 S-granitoidi; 8 progresivnometamorfn kompleks pretežno amfibolitnog facijesa, mjestimice s malim tijelima I-granita; 9 progresivnometamorfn kompleks, pretežno grinšitni facijes; 10 uloči amfibolita; 11 I-graniti; 12 granica; 13 horizontalni rasjed; 14 normalni rasjed, spuštene blok; 15 reversni rasjed; 16 tektonsko-erozijska granica; 17 izoklinalne bore; 18 folijacija

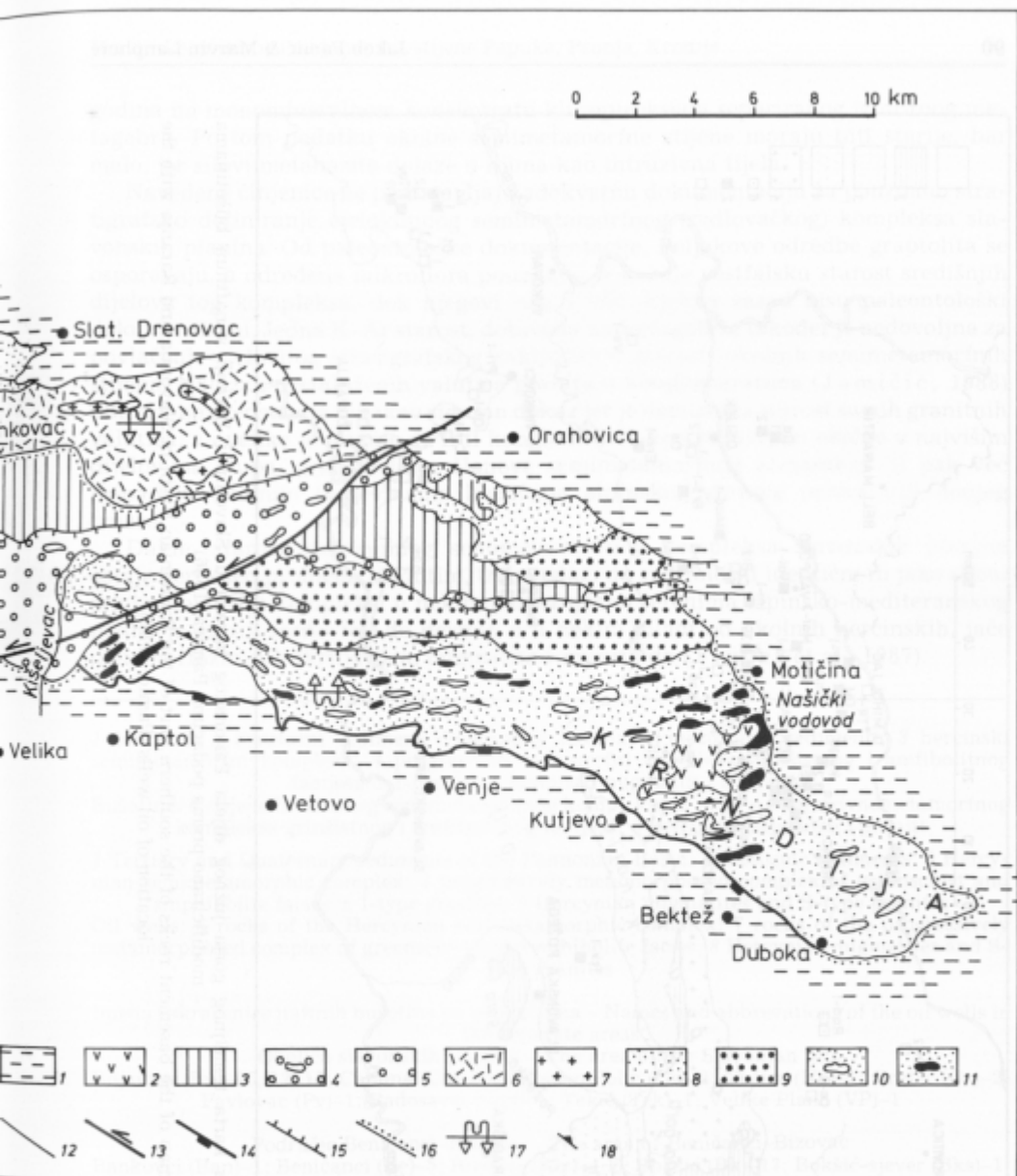


Fig. 1. Generalized geological map of the Mts. Psunj, Papuk, and Krndija based on data of Jamičić (1988), Šparica et al., (1984), and Korolija et al., (1989)

1 Tertiary and Quaternary sediments of the Pannonian Basin; 2 Tertiary volcanic rocks; 3 Mesozoic, mostly Triassic sediments; 4 Hercynian weakly metamorphosed complex with metabasic igneous rocks; 5 Hercynian weakly metamorphosed complex without metabasic rocks; 6 Hercynian migmatites; 7 S-type granitoids; 8 progressively metamorphosed complex, mostly amphibolite facies, in places with I-type granites; 9 progressively metamorphosed complex, mostly greenschist facies; 10 amphibolite interlayers; 11 I-type granites; 12 contact line; 13 horizontal fault; 14 normal fault, subsided block; 15 reverse fault; 16 unconformity; 17 isoclinal folds; 18 foliation

godina na monomineralnom koncentratu klinopiroksena separiranog iz ofitnog metagabra. Po tom podatku okolne semimetamorfne stijene moraju biti starije, bar malo, jer silovi metabazita dolaze u njima kao intruzivna tijela.

Navedene činjenice ne predstavljaju adekvatnu dokumentaciju za pouzdano stratigrafsko definiranje cjelokupnog semimetamornog (radlovačkog) kompleksa slavonskih planina. Od paleontološke dokumentacije, Poljakove odredbe graptolita se osporavaju, a određena mikroflora pouzdano dokazuje vestfalsku starost središnjih dijelova tog kompleksa, dok njegovi niži i viši dijelovi zasad nisu paleontološki dokumentirani. Jedna K–Ar starost, dobivena na metagabru, također je nedovoljna za povlačenje cjelovitog stratigrafskog zaključka o starosti okolnih semimetamornih stijena. Nalazak pretaloženih valutica granita u konglomeratima (Jamičić, 1988) također ne predstavlja nikakav siguran dokaz jer je nepoznata starost samih granitnih valutica, a i veliko je pitanje da li ti konglomerati, koji se javljaju obično u najvišim dijelovima stupa, predstavljaju članove semimetamornog kompleksa ili pak već pripadaju okolnim tvorevinama klasičnog alpskog gornjeg perma i/ili donjeg trijasa.

Dakle, starost cjelokupnog semimetamornog kompleksa slavonskih planina ostaje neriješen problem. Međutim, treba istaći da su litološki identični ili jako slični semimetamorni kompleksi u nekim paleozojskim terenima alpsko-mediteranskog područja stariji (ordovicij do devon), a u nekim mlađi od okolnih hercinskih, jače metamorfoziranih škrljavaca, migmatita i granitoida (Flügel et al., 1987).

1 terciarni i kvartarni sedimenti Panonskog bazena; 2 mezozojski sedimenti; 3 hercinski semimetamorni kompleks; 4 progresivno-metamorni kompleks grnšistnog i amfibolitnog facijesa ± I-graniti; 5 hercinski migmatiti i S-graniti

Bušotine: 6 stijene hercinskog semimetamornog kompleksa; 7 stijene progresivnometamornog kompleksa grnšistnog i amfibolitnog facijesa; 8 hercinski migmatiti i graniti

1 Tertiary and Quaternary sediments of the Pannonian Basin; 2 Mesozoic sediments; 3 Hercynian semimetamorphic complex; 4 progressively metamorphosed complex of greenschist and amphibolite facies ± I-type granites; 5 Hercynian migmatites and S-type granites

Oil wells: 6 rocks of the Hercynian semimetamorphic complex; 7 rocks of the progressively metamorphosed complex of greenschist and amphibolite facies; 8 Hercynian migmatites and S-type granites

Imena i skraćenice naftnih bušotina po područjima – Names and abbreviations of the oil wells in the separate areas

Okolica slavonskih planina – The area of the Slavonian Mts.

Bujavica (Bu)–10, 12, 13; Cabuna (Ca)–3; Grubišno Polje (Gr)–2; Našice (Na)–1; Orešec (Or)–2; Pavlovac (Pv)–1; Radosavci (Rad)–1; Tekić (Tek)–1; Velike Plane (VP)–1

Područje Beničanci–Bizovac – The area of Beničanci–Bizovac

Bankovci (Ban)–1; Beničanci (Be)–5; Bizovac (Biz)–4, 6; Bokšić (Bk)–17; Bokšić-sjever (Bks)–1; Crnac (Cr)–2, 6, 7, 8; Čepinski Martinac (Čm)–1; Donji Miholjac (DM)–1, 2; Ivanovci (Ini)–1; Klokočevci (K)–4, 7, 10; Kučanci (Ku)–10; Ladislavci (La)–2, 3; Madarinci (Mad)–1; Marjanci (Mar)–3; Obod (Ob)–6; Podravski Podgajci (PP)–1; Sječa (Sj)–1; Števkovica (Štv)–5; Torjanski Rid (TR)–1; Valpovo (Val)–1

Područje Osijek–Baranja – The area of Osijek–Baranja

Brešće (Brš)–1; Čamagajevci (Čam)–1; Darda (Da)–1, 2; Ernestinovo (Ern)–1; Osijek (Os)–1, 2; Poganovci (Pog)–1

Područje Županja–Vinkovci–Vukovar – The area of Županja–Vinkovci–Vukovar

Dakovo (Đ)–1; Đeletovci (Đt)–1, 3, 4; Ilača (Ila)–1, 2; Otok (Ot)–1; Privlaka (Pri)–1, 2, 3, 4; Tovarnik (Tov)–1, 2, 3; Vera (Ve)–1; Županja (Žu)–3

	A	B	C	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
54. Radosavci	Rad	1			+								+
55. Sječa	Sj	1									+		
56. Števkovica	Štv	5		+									
57. Tekić	Tek	1			dg	+	+						+
58. Torjanski Rid	TR	1		+							+		
59. Tovarnik	Tov	1											+
60. "-"	Tov	2			+								
61. "-"	Tov	3											
62. Valpovo	Val	1		+								+	
63. Velike Plane	Vp	1		+						+			+
64. Vera	Ve	1		+									
65. Županja	Žu	3			+								

A lokalitet; B kratica za naziv bušotine; C broj bušotine; I granitoidne stijene; II gnajsovi i migmatiti; III tinjčevi škrljajci; IV amfiboliti; V zeleni škrljajci; VI muskovit-kvarcni škrljajci; VII slejtovi i filiti; VIII škrljavi metapješčenjaci; IX mramori; X dijabazi

d disten; g granat; s staurolit

A locality; B oil well abbreviation; C oil well number; I granitoids;

II gneisses and migmatites; III mica schists; IV amphibolites; V greenschists;

VI muscovite-quartz schists; VII slates and phyllites; VIII schistose metasandstones; IX marbles; X diabases

d kyanite; g garnet; s staurolite

Progresivnometamorfni kompleks

Stijene ovog kompleksa, koje su nastale regionalnim progresivnim metamorfizmom, imaju najveće rasprostiranje u području slavonskih planina; one izgrađuju najveći dio Psunja odakle se nastavljaju u pravcu istoka sjevernim i južnim padinama Papuka sve do Krndije koja je najvećim dijelom i izgrađena od tih stijena (sl. 1). Dakle, u ovom su radu u progresivnometamorfni kompleks uključene stijene Jamičićeve (1983 i 1988) psunjske, odnosno kutjevačke serije kao i dio njegove papučke, odnosno jankovačke serije sa sjevernih padina Papuka.

Stijene progresivnometamorfnog kompleksa nabušene su u podlozi Panonskog bazena u velikom broju naftnih bušotina kao, primjerice, u užem području slavonskih planina: bušotine Bujavica - 10, Velike Plane - 1 i Tekić - 1, zatim u području Beničanci - Bizovac: bušotine Bankovci - 1, Beničanci - 1 i 5, Bokšić - 17, Crnac - 2, 6, 7 i 8, Čepinski Martinac - 1, Donji Miholjac - 1 i 2, Ivanovci - 1, Kučanci - 4 i 10, Ladislavci - 3, Madarinci - 1, Marjanci - 3, Podravski Podgajci - 1, Števkovica - 35 i Valpovo - 1, u području Baranje i Osijeka: bušotine Brešće - 1, Čamagajevci - 1, Darda - 1 i 2, Ernestinovo - 1 i Poganovci - 1, kao i u području istočne Slavonije i Srijema: bušotine Banov Do - 2, Đakovo - 1, Ilača - 1 i 2 i, vjerojatno, Tovarnik - 1, 2 i 3 (vidi tabelu 1 i sl. 2).

Jače metamorfozirani dijelovi progresivnometamorfnog kompleksa izgrađeni su pretežno od različitih varijeteta paragnajsova i tinjčevih škrljavaca u kojima dolaze ulošci, do 20 m debljine, raznovrsnih varijeteta amfibolita i podređeno mramori. Slabije metamorfozirani dijelovi kompleksa sastoje se uglavnom od filita, zelenih

škriljavaca i kvarc-muskovitnih škriljavaca. Treba objektivno istaći da se te niže metamorfozirane stijene u terenu često jako teško mogu razdvojiti od litološki veoma sličnih stijena semimetamornog (radlovačkog) kompleksa.

U stijenama progresivnometamornog kompleksa dosad nisu nađeni nikakvi fosilni ostaci.

U novije su vrijeme izvršena obimnija radiometrijska određivanja na stijenama iz progresivnometamornog kompleksa slavonskih planina (Pamić et al., 1988). Najveći broj mjerenja obavljen je na monomineralnim koncentratima hornblende separiranim iz različitih varijeteta amfibolita i amfibolnih škriljavaca koji su uzorkovani na Psunju, Papuku i Krndiji. Dobivene su tri različite grupe K-Ar starosti. Najveći broj uzoraka ima starost u intervalu od 352,6 do 376,4 milijuna godina, što u kronostratigrafskoj skali odgovara rasponu gornji devon-donji karbon. Rb-Sr određivanja, izvršena na uzorcima amfibolitnih stijena, nešto su niža i ona indiciraju izotopno starost od 317 milijuna godina. Druga starosna grupa obuhvaća uzorke koji su dali K-Ar starosti u rasponu od 262,3 do 219,7 milijuna godina. To su pomlađene starosti, uvjetovane kasnijim procesima zagrijavanja, odnosno naknadnim gubljenjem radiogenog argona. U treću starosnu grupu spadaju četiri uzorka amfibolita koja su dala K-Ar starosti u rasponu od 421,7 do 658,0 milijuna godina koje indiciraju donji paleozoik, pa čak i predkambrij. Ove posljednje navedene starosti zasad se ne mogu objasniti.

Dakle, navedeni radiometrijski podaci ne omogućavaju, sami za sebe, povlačenje sasvim pouzdanog i jednoznačnog zaključka o kronostratigrafskoj evoluciji progresivnometamornog kompleksa slavonskih planina. To nije moguće već i zbog toga što do danas još nije određena geološka starost protolita, odnosno ishodišnih stijena iz kojih je postao progresivnometamorni kompleks. No izvršena radiometrijska mjerenja ipak jasno indiciraju starost metamorfizma koji se, skladno dobivenim rezultatima, odigrao najvećim dijelom za vrijeme hercinskog orogenetskog ciklusa. Kasnije alpinske deformacije uzrokovala su u pojedinim područjima mlađa zagrijavanja koja su dovela do neravnomjernog gubljenja argona i snižavanja primarnih hercinskih starosti. Najteže je objasniti predhercinske starosti dobivene na četiri uzorka amfibolita. Ukoliko one nisu rezultat naknadnog privođenja argona, onda bi one mogle indicirati reliktna predhercinske metamorfne procese što je kompatibilno i s podacima strukturoloških ispitivanja Jamičića (1983 i 1988), kako je to detaljnije objašnjeno u jednom od slijedećih poglavlja.

No i pored objektivno prodiskutirane numeričke neusaglašenosti svih radiometrijskih podataka, ipak njihov najveći dio, kombiniran s potpuno jednoznačno definiranim hercinskim izotopnim starostima za migmatite i S-granite koji se postupno razvijaju iz stijena progresivnometamornog kompleksa, dovoljno jasno dokazuje da se glavna faza metamorfizma odigrala za vrijeme hercinske orogeneze.

I-graniti i kontaktnometamorfne stijene

Jače metamorfozirani dijelovi progresivnometamornog kompleksa probijaju tijela I-granita. Rijetko su to veća tijela kao, primjerice, granitno tijelo u najzapadnijim dijelovima Psunja (Omanovac) koje pokriva površine od oko 30 km². Većinom su to manja tijela koja su neravnomjerno raspoređena u progresivnometamornom kompleksu slavonskih planina. U jugoistočnim dijelovima Psunja i jugozapadnim dijelovima Papuka vrlo se rijetko nailazi na granitna tijela (sl. 1).

U tijelima I-granita, bez obzira na njihovu veličinu, dolaze dosta često i interme-

dijarne pa i bazične magmatske stijene. No u progresivnometamorfnom kompleksu uložena su, u pravilu duž folijacije škrljavaca, i manja ultramafitna tijela; nekoliko manjih tijela, dužine 400–500 m, javlja se u području Točka, na Papuku, a najveće, dužine oko 1.300 m, u središnjim dijelovima Pšunja. Ta ultramafitna tijela smještena su u progresivnometamorfni kompleks prije glavne hercinske deformacijske faze, što dokazuju i radiometrijske starosti dobivene na koncentratu hornblende iz amfibolita, koji su interstratificirani s ultramafitima (Pamić, 1988 a).

Način pojavljivanja. Apstrahirajući spomenuto veće omanovačko tijelo u zapadnim dijelovima Pšunja, koje predstavlja jedan manji pluton, najvjerojatnije štok čiji su zapadni dijelovi pokriveni neogenskim i kvartarnim sedimentima, većina ostalih, uglavnom manjih granitoidnih tijela javlja se u obliku žila metarsko-hektametarskih debljina. Najčešće su to konkordantna tijela, odnosno silovi, koji su na rubu obično u različitom stupnju filonitizirani.

Granitne žile su borane i deformirane, zajedno s paragnajsovima i tinjčevim škrljavcima. To naročito lijepo ilustriraju tanja, metarska granitna tijela koja su, u pravilu, intenzivno deformirana i budinirana.

Starost I-granita. Radiometrijska određivanja starosti izvršena su na nekoliko uzoraka I-granita (Pamić et al., 1988). K-Ar mjerenja obavljena su na monomineralnim koncentratima biotita, muskovita i hornblende, a Rb-Sr na uzorcima stijena (whole-rock samples). Hornblenda iz pšunjskog granita i biotit iz papučkog granita daju približno usaglašene starosti od 338,9 i 321,5 milijuna godina. Gotovo ista K-Ar starost od 336 milijuna godina dobivena je na muskovitu iz sekrecijskog pegmatita koji se javlja u I-granitima sjeverozapadnih dijelova Papuka. Rb-Sr mjerenja omogućila su da se konstruira Rb-Sr evolucijski dijagram koji indicira radiometrijsku starost I-granita od 314 milijuna godina. Sve to dokazuje hercinsku starost ovih granitoidnih stijena.

Međutim, na nekim uzorcima granitoidnih stijena iz krajnjih jugozapadnih dijelova Pšunja dobivene su snižene K-Ar starosti od 223,3 (biotit iz granitnog kamenoloma u Rogoljici) i 93,5, odnosno 97,3 milijuna godina (na biotitu iz iste stijene). Granitoidi s ovim sniženim starostima pojavljuju se u krajnjim jugozapadnim dijelovima Pšunja, dakle blizu rijeke Save, u stvari, u blizini pretpostavljene subdukcijsko-kolizijske zone duž koje se odigravao alpski granitni plutonizam (Pamić, 1977 i 1987 a). Pojedine faze tog alpskog magmatizma mogle su uzrokovati kasnija zagrijavanja, odnosno gubljenje radiogenog argona što je i moglo uvjetovati spomenute snižene K-Ar starosti. S druge je strane moguće da ti graniti predstavljaju produkte alpskog granitnog plutonizma što bi trebalo potkrijepiti dopunskim petrološkim i radiometrijskim ispitivanjima.

Kontaktometamorfne stijene (skarnovi). U potoku Kišeljevac, na južnim padinama Papuka nedaleko Velike, pojavljuje se granitno tijelo hektametarske debljine koje duž svog južnog ruba stoji u kontaktu s mramorima iz hercinskog progresivnometamorfno kompleksa. Duž tog kontakta razvijena je dekametarska kontaktometamorfna zona izgrađena od tipskih skarnova.

Ove kontaktometamorfne pojave dokazuje da su granitne taljevine probile već konsolidirane okolne stijene. Budući da su graniti i kontaktometamorfne stijene zajedno deformirane, to se može pretpostaviti da se taj granitni plutonizam odigrao prije glavnog hercinskog deformacijskog akta, odnosno prije glavne faze metamorfizma i formiranja progresivnometamorfno kompleksa. To dokazuje i dobivene K-Ar starost za kišeljevački granit koja iznosi 321,5 milijuna godina (Pamić et al., 1988).

Migmatiti i S-graniti

Migmatiti i S-graniti sačinjavaju jedinstvenu geološko-petrološku cjelinu: leukosomski, odnosno neosomski materijal migmatita, bez obzira o kojem se strukturno-teksturnom varijetetu radi, predstavlja u stvari S-granite. Još je Raffaelli (1965) ukazao na tijesnu genetsku povezanost stijena migmatitno-granitnog kompleksa jugozapadnih dijelova Papuka i najjače metamorfoziranih dijelova naprijed prikazanog progresivnometamorfnog kompleksa, što se je dokazalo, radeći na ovoj studiji, i na brojnim profilima na sjevernim padinama Papuka. Kao što se vidi iz priložene geološke karte (sl. 1), migmatiti i graniti izgrađuju najveći dio Papuka odakle se šire sve do krajnjih sjeverozapadnih dijelova Krndije, tako da se oni protežu na dužini od oko 40 km.

Te su stijene konstatirane i u brojnim naftnim bušotinama (tabela 1 i sl. 2). Sjeverno od slavonskih planina one su probijene u bušotinama: Grubišno Polje – 2, Cabuna – 3, Orešec – 2, Radosavci – 1 i Našice – 1. U širem području Beničanaca i Bizovca utvrđene su u bušotinama: Bokšić – 10, Kučanci 10, Torjanski Rid – 1, Klokočevci – 4, 7 i 10, Obod – 6 i Bizovac – 4 i 6. U području Osijeka i Baranje migmatiti i graniti su registrirani u bušotinama Osijek – 1 i 2, a u području jugoistočne Slavonije i Srijema u bušotinama Cerna – 1, Otok – 1, Privlaka – 1, Deletovci – 1, 3 i 4 i Tovarnik – 2.

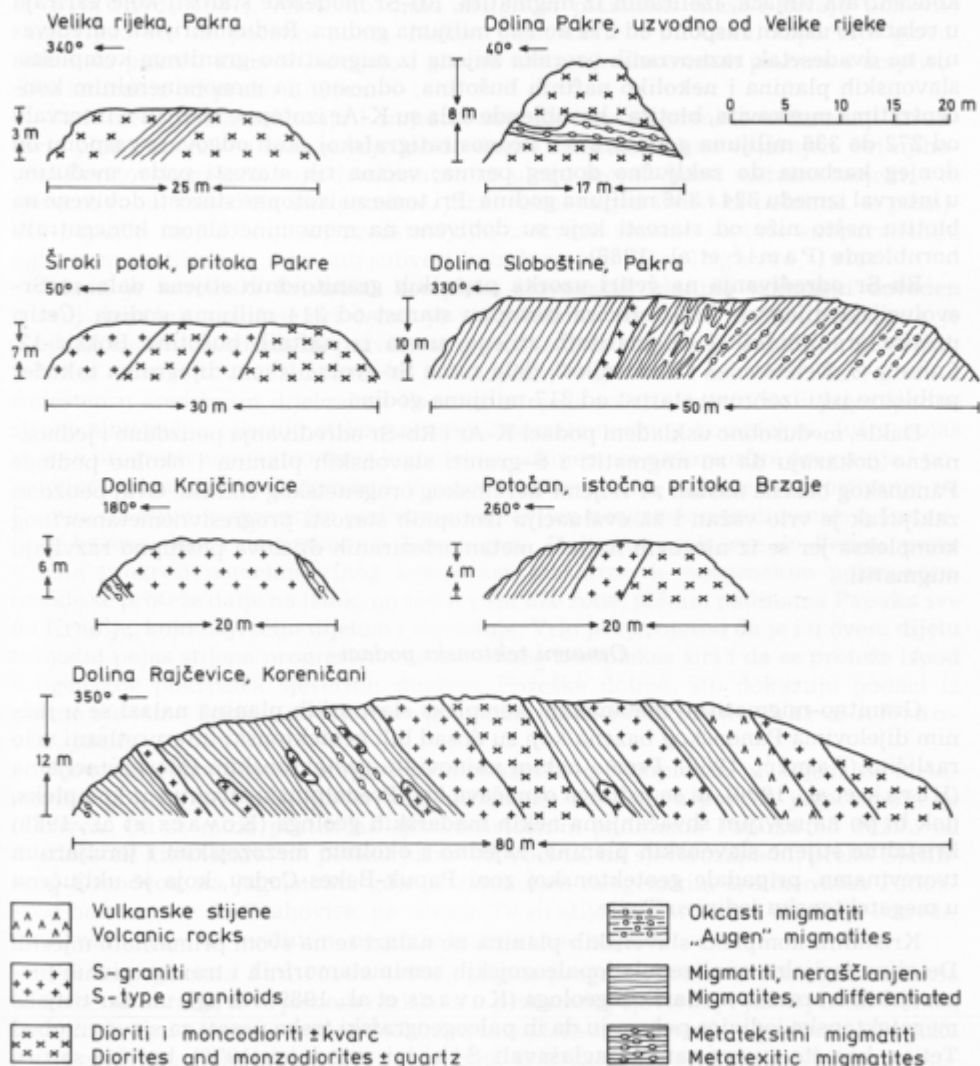
Navedeni podaci iz bušotina dokazuju da se raznovrsne stijene migmatitno-granitnog kompleksa, zajedno s ishodišnim stijenama progresivnometamorfnog kompleksa, protežu u podlozi Panonskog bazena daleko izvan domašaja slavonskih planina. One izgrađuju najveći dio podloge sjeverno i sjeveroistočno od slavonskih planina odakle se nastavljaju sjeverno od Drave u susjednu Mađarsku, u kojoj se mogu pozitivno korelirati s odgovarajućim stijenama Mečeka (Jantsky, 1978), te dalje na istok u istočnu Slavoniju i Srijem odakle povijaju u pravcu sjeveroistoka u područje sjeverne Vojvodine u kojoj je podloga Panonskog bazena također najčešće izgrađena od tih stijena (Čanović & Kemenci, 1988).

Način pojavljivanja granita veoma je raznovrstan. Apstrahirajući male milimetarsko-centimetarske, obično venitski izdvojene nakupine leukosomskog, odnosno granitnog materijala u migmatitima, granitna tijela imaju različite dimenzije i javljaju se u migmatitima kao decimetarske, metarske i dekameterske žile, zatim kao hektameterska tijela i, konačno, kao plutoni različitih dimenzija. Najveći se dio S-granita javlja unutar migmatitnog kompleksa središnjih i zapadnih dijelova Papuka, dok u njegovim istočnim dijelovima nalazimo samo manja granitna tijela (sl. 1).

Najveći je ravnogorsko-pakranski granitni pluton koji u jugozapadnim dijelovima Papuka pokriva površinu od oko 100 km². Njegove su granice obično konkordantne s folijacijom okolnih migmatita, u kojima se nalazi nekoliko manjih granitnih tijela (primjerice, u području Krajčinovice) kilometarskih dužina i hektameterskih debljina. Sjeverniji šandrovački pluton je manji i pokriva površinu od oko 40 km². Na sjeveru je zaplavljen neogenskim sedimentima Panonskog bazena pa se može pretpostaviti da se on nastavlja ispod neogenskog pokrova u pravcu sjevera što dokazuje i mala masa granita izdvojena istočno od doline Skablara. Na jugu je šandrovački pluton razdvojen od ravnogorsko-pakranskog uzanom zonom mezozojskih i neogenskih sedimenata tako da nije isključena mogućnost da su ta dva granitoidna tijela prvotno predstavljala jedinstveni veliki granitni pluton.

Najmanji je zvečevski pluton koji pokriva površinu od oko 20 km². U okolnim migmatitima nalazi se također nekoliko manjih granitoidnih tijela, naročito u području između Novog Sela, Točka i Jankovca.

S-graniti slavonskih planina pokrivaju, dakle, dosta veliku površinu koja se može procijeniti na ukupno oko 200 km². Podaci obrade naftnih bušotina pokazuju da su S-graniti prisutni i u okolnoj podlozi Panonskog bazena (sl. 2), no zasad je suviše malo dokumentacijskog materijala koji bi omogućavao da se oni u podzemlju mogu odvojiti od okolnih migmatita.



Sl. 3. Shematizirani geološki profili u hercinskom migmatitno-granitnom području Papuka
Fig. 3. Schematic geological cross-sections in the Hercynian migmatitic-granitic complex of Mt. Papuk

Morfologija granitoidnih plutona zasad nije detaljnije izučavana. Oblik pojavljivanja manjih granitnih tijela su žile različitih dimenzija. Granice žila najčešće su konformne s folijacijom okolnih migmatita, tako da su one obično silovi. Pored njih, zapaženi su i dajkovi.

Međusobni odnosi granita, diorita, migmatita i stijena progresivnometamornog kompleksa prikazani su na nekoliko snimljenih profila na području Papuka (sl. 3).

Starost migmatita i S-granita. Prvi je DeLeon (1969) dobio na tri monomineralna koncentrata tinjaca, izoliranih iz migmatita, Rb-Sr modelske starosti koje variraju u relativno uskom rasponu od 279 do 285 milijuna godina. Radiometrijska određivanja na dvadesetak raznovrsnih uzoraka stijena iz migmatitno-granitnog kompleksa slavonskih planina i nekoliko naftnih bušotina, odnosno na monomineralnim koncentratima muskovita, biotita i hornblende dala su K-Ar izotopne starosti u intervalu od 272 do 336 milijuna godina, što u kronostratigrafskoj skali odgovara rasponu od donjeg karbona do zaključno donjeg perma; većina tih starosti pada, međutim, u interval između 324 i 336 milijuna godina. Pri tome su izotopne starosti dobivene na biotitu nešto niže od starosti koje su dobivene na monomineralnom koncentratu hornblende (Pamić et al., 1988).

Rb-Sr određivanja na četiri uzorka papučkih granitoidnih stijena dala su Sr-evolucijski dijagram koji indicira izotopnu starost od 314 milijuna godina. Četiri uzorka granitoidnih i migmatitnih stijena, uzeta iz naftnih bušotina Bokšić-17, Cabuna-3, Đeletovci-3 i Tovarnik-2, dala su na Sr-evolucijskom dijagramu također približno istu izohronu starost od 317 milijuna godina.

Dakle, međusobno usklađeni podaci K-Ar i Rb-Sr određivanja pouzdano i jednoznačno dokazuju da su migmatiti i S-graniti slavonskih planina i okolne podloge Panonskog bazena nastali za vrijeme hercinskog orogenetskog ciklusa. Ovaj pouzdan zaključak je vrlo važan i za evaluaciju izotopnih starosti progresivnometamornog kompleksa jer se iz njegovih najjače metamorfoziranih dijelova postupno razvijaju migmatiti.

Osnovni tektonski podaci

Granitno-migmatitno-metamorfni kompleks slavonskih planina nalazi se u južnim dijelovima Panonskog bazena koji su dosad bili geotektonski interpretirani vrlo različito (Pamić, 1986). Prema nekim najnovijim geotektonskim interpretacijama (Herak et al., 1990), ta se jedinica označava kao Predalpinski strukturalni kompleks, dok bi po najnovijim shvaćanjima nekih mađarskih geologa (Kovács et al., 1989) kristaline stijene slavonskih planina, zajedno s okolnim mezozojskim i tercijskim tvorevinama, pripadale geotektonskoj zoni Papuk-Bekes-Codru, koja je uključena u megatektonsku jedinicu Tisije.

Kristalini kompleks slavonskih planina ne nalazi se na svom primarnom mjestu. Detaljne facijelne analize mladopaleozojskih semimetamornih i transgresivnih mezozojskih tvorevina mađarskih geologa (Kovács et al., 1989; i drugi) unutar tisijske megatektonske jedinice pokazuju da ih paleogeografski treba vezati za sjeverni obod Tetisa, kao što su već ranije naglašavali Šikić i suradnici (1975), bar što se tiče mezozojskih naslaga. Zbog toga je vrlo vjerojatno da onda i stijene njihove podloge, u konkretnom slučaju cjelokupni granitno-migmatitno-metamorfni kompleks Slavonije, ima također alhton položaj u današnjem strukturnom planu južnih dijelova Panonskog bazena.

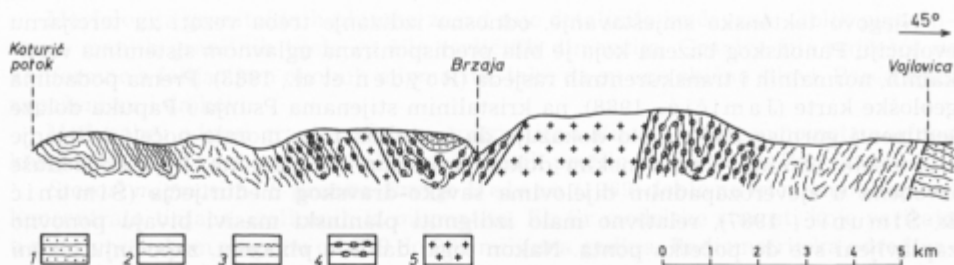
Njegovo tektonsko smještanje, odnosno izdizanje treba vezati za terciarnu evoluciju Panonskog bazena koja je bila predisponirana uglavnom sistemima vertikalnih, normalnih i transkurentnih rasjeda (Royden et al., 1983). Prema podacima geološke karte (Jamičić, 1988), na kristalnim stijenama Psunja i Papuka dolaze sedimenti gornjeg badena što dokazuje da je nakon toga moralo početi izdizanje slavonskih planina. Prema nekim dokumentiranim shvaćanjima, koja su doduše izvedena u sjeverozapadnim dijelovima savsko-dravskog međuriječja (Šimunić & Šimunić, 1987), relativno malo izdignuti planinski masivi bivaju ponovno zaplavljeni sve do početka pontala. Nakon toga, dakle u pliocenu, započinju glavni tektonski pokreti kada se odvijalo i glavno izdizanje slavonskih planina s amplitudom izdizanja od preko 1.000 m.

Sam mehanizam izdizanja i smještanja slavonskih planina u današnji strukturni plan Panonskog bazena nije još do danas dokumentirano objašnjen. Pri njihovom horstovskom izdizanju dominantnu su ulogu morali imati uzdužni rasjedi, i to sjeverni rubni rasjed Savske potoline, južni rubni rasjed Dravske potoline, te psunjsko-papučki rasjed, koji svi predstavljaju, u stvari, složene sustave subparalelnih, uglavnom vertikalnih, odnosno subvertikalnih rasjeda (Prelogović, 1975).

Mada je hercinski kristalini kompleks slavonskih planina tektonski doveden u svoj današnji položaj, pri čemu je i intenzivno tektonski deformiran, ipak je u njemu sačuvana određena pravilnost u prostornom rasporedu pojedinih litoloških jedinica. Ona se izražava u tome što je kompleks migmatita i anatektnih S-granita smješten u središnjim dijelovima Papuka, a njega sa sjeveroistočne i jugozapadne strane simetrično opasuju stijene progresivnometamornog kompleksa. Južni pojas stijena progresivnometamornog kompleksa, u kojem su metamorfna progresija i postupnost migmatitizacije izraženi u pravcu sjevera, ima najveće rasprostiranje na Psunju, na čijim je sjevernim padinama zaplavljen neogenskim sedimentima Panonskog bazena, kao i na padinama Ravne gore. Dalje na istok, sve do Velike, pojas stijena progresivnometamornog kompleksa maskiran je neogenskim pokrivačem odakle se proteže dalje na istok, no sad u vidu uže zone, južnim padinama Papuka sve do Krndije, koju najvećim dijelom i izgrađuje. Vrlo je vjerojatno da je i u ovom dijelu taj južni pojas stijena progresivnometamornog kompleksa širi i da se proteže ispod neogenskog pokrivača sjevernih dijelova Požeške doline, što dokazuju podaci iz naftne bušotine Tekić-1 (sl. 2), kao i geofizički podaci (Najdenovski & Aljinović, 1989).

Sjeverni pojas stijena progresivnometamornog kompleksa, u kojem su metamorfna progresija i postupnost migmatitizacije izraženi u pravcu juga, slabije je otkriven. On se može pratiti na sjevernoistočnim padinama Papuka na dužini od dvadesetak kilometara, na potezu južno od Voćina, na sjeverozapadu, preko Slatinskog Drenovca, na jugoistoku, gdje je zaplavljen neogenskim sedimentima Panonskog bazena, sve do Orahovice, na istoku. Te su stijene otkrivene i istočnije odavde, na Krndiji, gdje ih, međutim, ne prate migmatitne stijene.

Prema podacima Jamičića (1988), stijene progresivnometamornog kompleksa izoklino su borane, no s jasnom razlikom u prikazanoj sjevernoj i južnoj zoni. Naime, izokline bore u progresivnometamornom kompleksu na sjevernim padinama Papuka imaju sjevernu i sjeveroistočnu vergenciju, dok u južnoj zoni (granično psunjsko-papučko područje i južne padine Papuka) pokazuju južnu i jugozapadnu vergenciju. Ti njegovi podaci ukazuju na mogućnost da stijene migmatitno-granitnog kompleksa, koje se rasprostiru između sjevernog i južnog pojasa progresivnometamornog kompleksa, imaju sinklinalan položaj. To mišljenje potkrepljuju i spomenute progre-



Sl. 4. Shematizirani geološki profil Koturić potok–Brzaja–Vojlovica baziran na podacima geološke karte Jamičića (1988)

1 neogeni sedimenti; 2 škriljavci niskog stupnja metamorfizma; 3 škriljavci srednjeg stupnja metamorfizma; 4 migmatiti; 5 S-graniti

Fig. 4. Schematic geologic cross-section Koturić potok–Brzaja–Vojlovica based on the geological map of Jamičić (1988)

1 Neogene sediments; 2 low-grade metamorphic rocks; 3 medium-grade metamorphic rocks; 4 migmatites; 5 S-type granites

sije metamorfizma i migmatizacije u sjevernoj (u pravcu juga) i južnoj (u pravcu sjevera) progresivnometamorfnoj zoni.

Prostorni odnos stijena progresivnometamorfnog kompleksa, migmatita i S-granita ilustrira priloženi konstruirani geološki profil Vojlovica–Brzaja–Koturić potok–Psunj–Rogolji (sl. 4). U nizu interpretativnih rješenja, on ukazuje na mogućnost da kristaline stijene središnjih dijelova Papuka i Psunja izgrađuju veliku poremećenu sinklinalu, odnosno dio poremećenog sinklinorijuma čija os leži negdje u širem području Zvečeva. Ta je struktura bolje sačuvana u svom jugozapadnom krilu, dok je sjeveroistočno krilo samo djelomice otkriveno jer je tu, na potezu Voćin-Slatinski Drenovac, kristalini kompleks slavonskih planina navučen na okolne neogenske sedimente Panonskog bazena (Jamičić, 1988). Međutim, bušotinski podaci (sl. 2) pokazuju da su identične kristaline stijene prisutne u velikoj količini u okolnoj podlozi Panonskog bazena. Na priloženom se profilu (sl. 4) također vidi da su granitni plutoni, odnosno njihovi dijelovi prostorno vezani za središnji prostor ove strukture, odnosno za jezgru sinklinorija.

Ovakva se pravilnost ne uočava u istočnim dijelovima Papuka i na Krndiji na kojoj se praktički niti ne pojavljuju na površini stijene granitno-migmatitnog kompleksa. U istočnim dijelovima Papuka su na migmatitni kompleks djelomice navučeni mezozojski sedimenti, a djelomice leže na njemu u tektonsko-erozijskom odnosu, dok su na Krndiji navučeni preko stijena progresivnometamorfnog kompleksa (Jamičić, 1988).

Bušotinski podaci o rasprostiranju hercinskih kristalinih stijena u podlozi Panonskog bazena šireg područja Slavonije ne omogućavaju zasad definiranje podzemnih strukturnih formi. No oni ipak u pojedinim područjima (primjerice, Beničanci–Osijek) ukazuju na mogućnost da i u podzemlju postoje takvi ili slični strukturni oblici.

Odnosi deformacije, metamorfizma i magmatizma

Jamičić (1988) je dao tektonsku interpretaciju Psunja, Papuka i Krndije na osnovi strukturološke obrade granitno-metamorfni kompleksa, kao i okolnih mezozojskih i neogenskih tvorevina. Na osnovi podataka te obrade izdvojio je nekoliko

deformacijskih faza koje je i vremenski definirao. Ne ulazeći na ovom mjestu u razmatranje svih vremenski izdvojenih faza, napomenimo da su prve odnosno najstarije tri izražene samo u kristalinom kompleksu slavonskih planina. On je te tri faze i kronostratigrafski definirao pri čemu mu je, vjerojatno, kao reper poslužio semimetamorfni (radlovački) kompleks stijena (IIISf); on, po njemu, ima stratigrafski raspon od gornjeg devona do gornjeg perma, pa je zbog toga i tu deformacijsku fazu etalonirao za hercinski orogenetski ciklus. Stijene migmatitno-granitnog kompleksa (IISf) deformirane su prvi puta u jednoj starijoj fazi koju veže za kaledonski orogenetski ciklus. Stijene progresivnometamorfnog kompleksa Psunja, južnih padina Papuka i Krndije (ISf), koje on označava psunjsko-kutjevačkom serijom, deformirane su i metamorfozirane za vrijeme bajkalske orogeneze. Kako su one ponovno intenzivno deformirane, a i retrogradirane za vrijeme kaledonske orogeneze, to su u njima primarne bajkalske strukture reliktno sačuvane.

Ovakvoj interpretaciji protuslove objavljeni radiometrijski podaci (Deleon, 1969; Pamić et al., 1988), koji pouzdano dokazuju hercinsku starost migmatitizacije i granitnog plutonizma, kao i glavne faze regionalnog metamorfizma. Navedena neusaglašenost strukturoloških i radiometrijskih podataka može biti samo prividna jer oni dosad nisu zajedno kombinirani u geotektonskim i geodinamskim interpretacijama. Činjenica je da progresivnometamorfni kompleks, koji ima najveće površinsko rasprostiranje, predstavlja genetski jedinstvenu petrološku cjelinu, s jasnom zonalnošću u rasporedu karakteristične metamorfne mineralne parageneze i na sjevernim i na južnim padinama Papuka i na Krndiji. Ta je mineralna parageneza produkt metamorfnih procesa koji su se, skladno s iznesenim radiometrijskim podacima, odigrali za vrijeme glavne deformacijske faze hercinske orogeneze. U stvari, taj je glavni metamorfni događaj i dao progresivnometamorfni kompleks.

Radiometrijski podaci jednoznačno dokazuju da su se i procesi migmatitizacije i anatektične granitizacije također odigrali za vrijeme hercinske orogeneze, i to na račun migmatitne mobilizacije, odnosno parcijalnog i potpunog taljenja stijena progresivnometamorfnog kompleksa, ali samo u područjima maksimalnih deformacija i povećanih geotermičkih gradijenata, a time i uvjetima nekog drugog stresnog polja. Oni također dokazuju da se i plutonizam koji je dao I-granite odigrao za vrijeme hercinske orogeneze.

Granitna tijela slavonskih planina mogu se svrstati u tri grupe u odnosu na glavnu deformacijsku fazu hercinskog orogenetskog ciklusa.

1 I-graniti su vjerojatno predkinematski; morali su intrudirati neposredno prije glavne deformacijske faze jer su deformirani zajedno s okolnim škrljavcima progresivnometamorfnog kompleksa na što ukazuju i nešto više radiometrijske starosti I-granita. S druge strane, predkinematski karakter dokazuju i pojave skarnova, s tipičnom kontaktnometamorfnom paragenezom koje se nalaze duž kontakta I-granita i okolnih karbonatnih stijena iz progresivnometamorfnog kompleksa. Ti vrpčasti skarnovi također su deformirani zajedno s granitima i okolnim metamorfnim stijenama.

2 S-graniti su sinkinematski što, skladno kriterijima Batemana (1984), dokazuju slijedeće činjenice:

- često ovoidan, mjestimice poremećen oblik plutona u planu;
- tijesna prostorna povezanost s migmatitima s kojima su zajedno deformirani;
- konforman odnos folijacija u granitima, migmatitima i stijenama progresivnometamorfnog kompleksa;
- cirkularan položaj folijacija u prikontaktnim područjima i

– ista hercinska izotopna starost i migmatita i S-granita koje su međusobno usklađene.

3 Postkinematski ili kasnokinematski graniti (vjerojatno također iz genetske S-obitelji), koji se podređeno (?) susreću u najjače metamorfoziranim, pa čak i slabo migmatitiziranim dijelovima progresivnometamornog kompleksa; obično su to mala tijela dekametarskih debljina koja, za razliku od okolnih I-granita, nisu kataklazirana i škrljava (npr. doline Budanice i Vojlovice).

U ovoj interpretaciji međusobnih odnosa deformacijskih i magmatsko-metamornih faza posebno je interesantan, a i problematičan položaj semimetamornog (radlovačkog) kompleksa s metabazitima. Budući da on nije zasad cjelovito stratigrafski definiran, to je nemoguće dati jednu suvislu interpretaciju geodinamske evolucije cjelokupnog kristalina slavonskih planina. Prihvatimo li kao konstantu radiometrijske podatke o hercinskoj starosti glavne faze metamorfizma, migmatitizacije i granitnog plutonizma, a stratigrafski položaj semimetamornog kompleksa (zbog njegove nepotpune nedefiniranosti) kao varijablu, onda se mogu dati tri alternativne geodinamske interpretacije.

1 Prva se temelji na mikroflorističkoj odredbi (Brkić et al., 1974) koja pouzdano dokazuje karbonsku starost semimetamornog (radlovačkog) kompleksa pored kojeg zajedno leži također hercinski progresivnometamorno-migmatitno-granitni kompleks, s tim da između njih ne postoji nikakva genetsko-evolucijska veza. U toj je varijanti progresivnometamorni kompleks nastao iz neke predhercinske, zasad nedefinirane magmatsko-sedimentne formacije, koja je bila izgrađena pretežno od glinovito-pješčenjačkih stijena s bazitima u kojoj su sačuvane predhercinske reliktnne strukture (Jamičićeva najstarija deformacijska faza). Glavna faza progresivnog metamorfizma vezana je za deformacijske procese koji su se odigrali za vrijeme hercinske orogeneze kada se je, u područjima najintenzivnijih deformacija (dakle, u uvjetima jednog specifičnog stresnog polja) i povišenih geotermijskih gradijenata obavila i migmatitizacija i anetektično taljenje, odnosno postanak S-granita (IISf Jamičića). Prema tome, progresivnometamorni kompleks, mada deformacijski polifazan, u pogledu metamorfizma je monometamorfan, i to regionalno na cijelom području pojavljivanja, jer u njemu nalazimo, apstrahirajući lokalne retrogradne promjene (primjerice, filonitizaciju), sačuvanu samo jednu jedinstvenu progresivnometamorfiziranu mineralnu paragenazu, kako je to prvi definirao Raffaelli (1965). Ti bi procesi bili vezani za drugu deformacijsku fazu Jamičića. Metamorfni procesi na semimetamornom (radlovačkom) kompleksu (IISf Jamičića) mogli bi se vezati za deformacijske procese koji su se također odigrali za vrijeme hercinske orogeneze, no u uvjetima nekog drugog stresnog polja.

Dakle, u ovoj interpretaciji IISf i IISf Jamičića ne bi bili produkti sukcesivnih deformacijskih i metamorfno-magmatskih faza u smislu dva orogenetska ciklusa nego bi bili istovremeni ili približno istovremeni, odnosno prostorno jedan pored drugoga kao što je to, uostalom, slučaj i u nekim drugim, strukturološki i radiometrijski dobro obrađenim kristalnim terenima poput, primjerice, grinvilskog metamornog kompleksa u Kanadi (Miyashiro et al., 1981).

2 Slijedeća geodinamska interpretacija je ona koju su dali Tajder (1957 i 1970) i Raffaelli (1965), a koja polazi od toga da je hercinski progresivnometamorno-migmatitno-granitni kompleks nastao na račun okolnog silurskog (po tadašnjim Poljakovim graptolitnim odredbama) semimetamornog kompleksa. Ova je interpretacija osporena paleontološkom revizijom Poljakovih odredbi graptolita (Šikić & Brkić, 1975). No treba objektivno istaći da je metamorfni stupanj semimetamorf-

nog kompleksa (anhimetamorfna zona i najniži dijelovi grinšistnog facijesa) komplementaran metamorfnom stupnju hercinskog progresivometamornog kompleksa (viši dijelovi grinšistnog facijesa + amfibolitni facijes). Ova bi metamorfogena komplementarnost mogla ukazivati na njihovu međusobnu genetsko-evolucijsku povezanost što, međutim, zasad nije adekvatno dokumentirano. Budući da je silurska starost semimetamornog kompleksa revidirana, to spomenuta metamorfogena komplementarnost može isto tako biti i slučajna.

3 Ako se prihvati da semimetamorfni (radlovački) kompleks obuhvaća stratigrafski interval od gornjeg devona do gornjeg perma, kako to predlaže Jamičić (1983 i 1988), onda on nikako ne bi mogao predstavljati protolit za okolne stijene progresivometamornog kompleksa, migmatite i S-granite. U tom bi slučaju došla opet u obzir varijanta 1, no s bitnom izmjenom u njenim završnim fazama. Naime, onda su se treća deformacijska faza Jamičića i prateći metamorfizam na semimetamorfnom (radlovačkom) kompleksu mogli odigrati i u nekim ranijim fazama alpskog orogenetskog ciklusa što je sukladno i s novijim regionalno-geološkim i palinspastičkim interpretacijama mađarskih geologa (Kovács et al., 1989).

PETROLOŠKI PRIKAZ

U ovom se poglavlju zasebno prikazuju: 1 semimetamorfne stijene s metabazitima, 2 stijene progresivometamornog kompleksa, 3 migmatiti, 4 S-graniti s pratećim diferencijatima i 5 I-graniti s pratećim neutralnim, bazičnim, ultrabazičnim i kontaktnometamornim stijenama.

Semimetamorfne stijene s metabazitima

Ovaj je kompleks pretežno izgrađen od semimetamornih stijena, koje su u središnjim dijelovima isprobijane tijelima metabazičnih stijena.

Parametamorfne stijene

Među parametamornim stijenama podjednako su česti slejtovi, s prijelazima u filite, i škrljavi metapješčenjaci, s količinski podređenim kvarcitima i škrljavim metakonglomeratima.

Slejtovi su pretežno tamnosivi, rjeđe zelenkasti i crvenkasti, makroskopski s jasno izraženim penetrativnim pukotinskim klivažom pa se lako cijepaju u manje ploče i iverje. Bez obzira na razlike u boji, imaju u osnovi ujednačene strukturno-teksturane karakteristike i iste bitne sastojke.

Struktura je blastosiltna do blastopelitna, obično s malo sitnog psamitnog detritusa. Tekstura je paralelna, s folijacijom i paralelno poslaganim pukotinskim klivažom, koji je nekad unduliran. Mineralna parageneza, koja je i rendgenografski određivana, uključuje dominantni kvarc i količinski podređeni kiseli plagioklas, među detritnim sastojcima, te dominantni »bijeli tinjac« u matriksu, uz kojeg dolazi i klorit kod zelenkastih slejtova. Na desetak rendgenografski određivanih uzoraka »bijeli tinjac« je uvijek bio određen kao sericit, odnosno muskovit. Međutim, Slovenec (1986) je u identičnim stijenama iz niskometamornog kompleksa sjeveroistočnih dijelova Papuka utvrdio prisustvo pirofilita i paragonita.

Akcesorni sastojci su opaki mineral (organska supstanca), rijetko cirkon, a kod crvenkastih slejtova i hematit.

Filiti, koji su također najčešće tamnosive boje, podređeniji su od slejtova. Oni imaju lepidoblastičnu i reliktnu blastosiltnu strukturu, također nekad s malo sitnih psamitnih relikata. Tekstura je izrazito paralelna, lećasto-vrpčasta, modalno ili kompozicijski, često borana, s jasnim klivažom aksijalne površine i pojavama »kink-bendinga«. Dakle, imaju jasnije izražen metamorfni sklop u odnosu na slejtove.

Mineralni sastav je inače identičan kao kod slejtova, s tim što su na sastojcima jače izraženi rekristalizacijski efekti.

Škriljavi metapsamiti su predstavljeni različitim varijetetima metapješčenjaka. Vrlo su česte zelenkaste i sive, nekad gotovo i crne škriljave metagrauvake. Imaju blastopsamitnu, rijetko i reliktnu psamitnu strukturu; veličina detritarnih sastojaka je 0,2 do 0,5 mm. Tekstura je paralelna, s folijacijom, često i lećasta. U detritusu dolazi slabo rekristalizirani kvarc, a podređenije kiseli plagioklas, ortoklas i fragmenti stijena (uglavnom kvarcit i magmatske stijene). Mezostazis je izgrađen od sericita i kvarca.

Također su česti bjeličasti i srebrnobijeličasti škriljavi arkozni metapješčenjaci. Oni su blastopsamitne strukture, no krupnozrnatiji, s veličinom zrna do 2 mm. Tekstura je paralelna i izražena u folijaciji, često i blago borana. Među detritarnim sastojcima preteže jače rekristalizirani kvarc; sporedni su kiseli plagioklas, ortoklas i muskovit, a podređen je bauretizirani biotit. U mezostazisu su prisutni sericit, rekristalizirani kvarc i podređeno klorit.

Rjeđe se nailazi na kvarcite s granoblastičnom strukturom i masivnom teksturom. U mineralnom sastavu dominira kvarc; sporedni su kiseli plagioklas, ortoklas i mikropertit, a vrlo su rijetki muskovit i klorit.

Akcesorni sastojci metapsamita su opaki mineral(i), titanit (leukoksen), coizit, cirkon i turmalin.

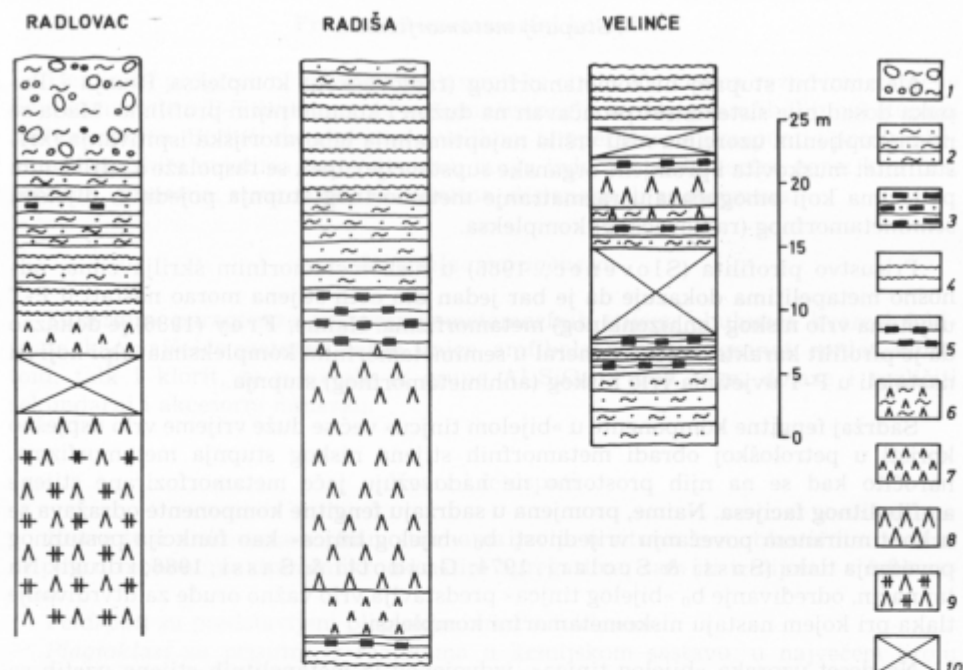
Metakonglomerati su podređeniji od metapelita i metapsamita. To su obično crvenkastoobojene i sivkaste psefitno-psamitne stijene, s dobro zaobljenim zrnima veličine do 2 cm, rijetko i više. Tekstura je paralelna i izražena u folijaciji listićavih minerala u mezostazisu.

U psefitnom detritusu pretežu kvarc-bjelutak i kvarcit, uz količinski podređene trošne škriljavce i leukokratne granite, dok u psamitnom detritusu prevladava kvarc, uz sporedni kiseli plagioklas i muskovit i još rjeđi ortoklas. Akcesorni sastojci su opaki mineral(i), apatit i cirkon. U mezostazisu dolaze, u promjenljivoj količini, rekristalizirani kvarc, sericit, klorit i hematit.

Metabaziti

Metabazične stijene su po nivou očvršćavanja hipabisalne, a javljaju se u vidu dekametarskih silova maksimalne debljine do 100 m; u rubnim dijelovima silova često se zapažaju tragovi zamrzavanja. Nekoliko metabazičnih silova različitih debljina s različitim lokaliteta na Papuku prikazani su na priloženim lokalnim stupovima (sl. 5).

Svi metabaziti imaju najčešće ofitnu, rijetko dijabazno-zrnatu strukturu. Prema veličini zrna mogu se podijeliti na: 1 ofitne metagabre (veličina zrna do 10 mm, rijetko i više), 2 metadijabaze (metadolerite), s veličinom zrna od 0,5 do 2–3 mm i 3 metadijabaze zaleđenih rubova, sa zrnima manjim od 0,5 mm. Između ove tri grupe



Sl. 5. Lokalni stupovi metabazitnih masa semimetamorfne kompleksa Papuka
 1 škrljavi metakonglomerati; 2 škrljavi metapješčenjaci; 3 škrljavi grafitni metapješčenjaci;
 4 slejtovi; 5 ortogrinšiti; 6 škrljavi metadijabazi; 7 dijabazi zamrznutih rubova; 8 metadija-
 bazi; 9 ofitni metagabri; 10 pokriveno

Fig. 5. Partial petrologic columns of metabasic masses of the semimetamorphic complex from Mt. Papuk

1 schistose metaconglomerates; 2 schistose metasandstones; 3 schistose graphitic metasandstones; 4 slates; 5 orthogneiss; 6 schistose metadiabases; 7 chilled margin diabases; 8 metadiabases; 9 ophitic metagabbros; 10 covered

postoje postupni prijelazi. Sve te stijene su masivne teksture, s tim da u endometamorfnoj zoni nekih silova zadobivaju jasnu paralelnu teksturu i prelaze u škrljave metadijabaze i grinšite (primjerice, napušteni kamenolom u gornjim tokovima Dubočanke, sjeverno od Velike). Mali metarski silovi su skoro u potpunosti uškrljeni (primjerice, u potoku Velince, u slivu Brzaje u zapadnim dijelovima Papuka – sl. 5).

U mineralnom sastavu svih navedenih strukturno-teksturnih varijeteta dolaze plagioklas i klinopiroksen; optički određivan plagioklas (An_{6-20}) znatno je do potpuno izmijenjen u zamućeni sitnozrnati agregat koji je, prema rendgenskim određivanjima, izgrađen od muskovita, klinocozita i klorita. Kemizam klinopiroksena odgovara augitu koji je ili svjež ili izmijenjen u vlaknasti uralit, klorit i epidot; u nekim silovima se intenzitet ovih promjena postupno povećava idući od središta prema rubu metabazičnih silova. Često se nailazi na gnjezdaste ili nepravilne nakupine pumpe-lita i klorita.

Akcesorni minerali metabazita su ilmenit \pm leukoksen i apatit. Svi su metabaziti karakteristično ispresijecani žilama i žilicama koje su ispunjene pretežno kvarcom, uz sporedni kalcit i sasvim podređeni albit, klorit i klinocozit.

Stupanj metamorfizma

Metamorfni stupanj niskometamornog (radlovačkog) kompleksa Pšunja i Pa-puka dosad nije sistematski proučavan na dužim i kompletnijim profilima. Mada se na prikupljenim uzorcima nisu vršila najoptimalnija laboratorijska ispitivanja (kristalinitet muskovita i promjene organske supstancije), ipak se raspolaze s određenim podacima koji omogućavaju razmatranje metamornog stupnja pojedinih dijelova semimetamornog (radlovačkog) kompleksa.

Prisustvo pirofilita (Slovenec, 1986) u niskometamornim škrljajcima, odnosno metapelitima dokazuje da je bar jedan dio ovih stijena morao nastati u P-T uvjetima vrlo niskog (anhizionalnog) metamorfizma. Naime, Frey (1986) je dokazao da je pirofilit karakterističan mineral u semimetamornim kompleksima Alpi koji su nastajali u P-T uvjetima vrlo niskog (anhimetamornog) stupnja.

Sadržaj fengitne komponente u »bijelom tinjcu« već se duže vrijeme vrlo uspješno koristi u petrološkoj obradi metamornih stijena niskog stupnja metamorfizma, naročito kad se na njih prostorno ne nadovezuju jače metamorfozirane stijene amfibolitnog facijesa. Naime, promjena u sadržaju fengitne komponente odražava se u kontinuiranom povećanju vrijednosti b_0 »bijelog tinjca« kao funkcija postupnog povećanja tlaka (Sassi & Scolari, 1974; Guidotti & Sassi, 1986; i drugi). Na taj način, određivanje b_0 »bijelog tinjca« predstavlja vrlo važno oruđe za utvrđivanje tlaka pri kojem nastaju niskometamorfni kompleksi.

Na deset uzoraka »bijelog tinjca«, izdvojenog iz metapelitnih stijena uzetih sa četiri različita izdanka, izvršeno je određivanje vrijednosti b_0 koje su na osam uzoraka više od 9.000Å; srednja vrijednost iznosi 9.002Å. »Bijeli tinjci« s ovakvim vrijednostima b_0 su karakteristični za najslabije metamorfozirane grinšistne facijalne serije koje nastaju pri srednjem (intermedijarnom) tlaku barovijenske metamorfne sukcesije, odnosno facijalne serije u smislu Miyashira (1961) kao, primjerice, u pojedinih dijelovima »locus typicus«-a u Dalradienu u Škotskoj (Guidotti & Sassi, 1986). Mada se radi o nedovoljnoj količini određenih uzoraka, koji su uzeti nesistematski i uglavnom u užem ili širem kontaktnom području s metabazitnim silovima, oni ipak jasno indiciraju da su pojedini dijelovi semimetamornog kompleksa metamorfozirani pri srednjem tlaku u temperaturnim uvjetima grinšistnog facijesa.

Ovaj zaključak potkrepljuju i metamorfne promjene koje su zapažene na silovima metadijabaza i ofitnih metagabra. Naime, u rubnim dijelovima nekih debljih silova metadijabazi su prešli u prave ortogrinšiste, dok su tanji, metarski silovi praktički u potpunosti izmijenjeni u zelene škrljajce (sl. 5).

Dakle, dosad prikupljeni podaci govore da je semimetamorfni kompleks slavonskih planina metamorfoziran u P-T uvjetima vrlo niskog (anhimetamorfna zona) i niskog (grinšistni facijes) stupnja metamorfizma (Winkler, 1974). Anhimetamorfne uvjete dokazuje nazočnost pirofilita, dok grinšistne uvjete indiciraju vrijednosti b_0 na »bijelim tinjcima«. Naša dobivena srednja vrijednost b_0 (9.002Å), u korelaciji s velikim brojem sistematski određenih uzoraka u barovijenskoj metamorfnoj sukcesiji Dalradiena u Škotskoj, ukazuje da se grinšistni metamorfizam odigravao pri najnižem mogućem stupnju koji se može naći u facijelnim serijama srednjeg tlaka. Konačno, i paragonit, kojeg je našao Slovenec (1986), karakterističan je mineral za navedeni raspon metamorfizma.

Progresivnometamorfni kompleks

Hercinski progresivnometamorfni kompleks obuhvaća veoma raznovrsne stijene koje su nastale u P-T uvjetima niskog (grinšistnog) i srednjeg (amfibolitnog) stupnja metamorfizma. Budući da je nastao u velikom temperaturnom rasponu i promjenljivim dinamskim uvjetima, to se u njemu mogu izdvojiti metamorfne zone: kloritna, biotitna, granatna, staurolitna, silimanitna, distenska ili andaluzitna.

Mineralna parageneza

Mineralna parageneza progresivnometamorfni stijena obuhvaća kvarc i feldspate, kao najčešće sastojke, zatim tinjce, amfibole, staurolit, granat, epidot, kloritoid, talk i klorit, te minerale iz grupe Al_2SiO_5 . Pored toga, dolaze i različiti sekundarni i akcesorni minerali.

Kvarc i feldspati

Kvarc se u niskometamorfni stijenama javlja u sitnim ksenoblastičnim zrnima ili pak u monomineralnim mikroklastim agregatima, sam ili izmiješan s feldspatima.

Feldspati su predstavljeni plagioklasima i ortoklasom.

Plagioklasi su prisutni, s razlikama u kemijskom sastavu, u najvećem broju stijena. Još je Rafaelli (1965) utvrdio u progresivnometamorfnom kompleksu Ravne gore da je plagioklas u kloritnoj zoni albit (An_5), gdje je sitnozrnat i obično izmiješan s kvarcom, dok je u biotitnoj zoni kiseli oligoklas (An_{15}). Plagioklasi u gnajsovima staurolitne zone sadrže bazične oligoklase – $An_{22,6}$ i $An_{23,2}$ (analize Pl_{26} i Pl_{27} , tabela 2). Plagioklasi su u amfibolitima još bazičniji – $An_{32,2}$ (an. Pl , tabela 2).

Ortoklas je podređeniji od plagioklasa. U stijenama staurolitne zone, gdje koegzistira s oligoklasom, to je ortoklas s 5–7 % albitne primjese (an. Or_{26} i Or_{27} , tabela 2).

Dok je plagioklas većinom svjež, a samo rijetko u različitom stupnju sericitiziran, klinocicitiziran i kalcitiziran, dotle je ortoklas gotovo uvijek malo, a nekad malo do znatno zamućen sericitnim agregatima.

Feromagnezijski minerali

Najčešći feromagnezijski mineralni sastojci škrljavaca progresivnometamorfni kompleksa su tinjci, predstavljeni muskovitom i biotitom, uz koje još dolaze klorit, talk, kloritoid, klinocozit (epidot), hornblenda, granat i staurolit.

Muskovit se u niskometamorfni škrljavcima javlja u vidu sitnolistićavih lećastih i vrpčastih agregata, a povećanjem stupnja metamorfizma on postaje krupniji.

I u jednom i u drugom slučaju njegov planparalelan raspored uvjetuje jasnu folijaciju tih stijena. Vrlo se rijetko nailazi na krupne postkinematske pojkiloblaste muskovita s uklopcima silimanita ili andaluzita; oni su karakteristični za distensku zonu. Sitnolistićavi agregati sericita, koji potiskuju staurolit ili minerale iz grupe Al_2SiO_5 , produkt su retrogradnog metamorfizma.

Kemizam muskovita nije detaljnije izučavan unutar različitih metamorfni zona.

Tabela 2. Mikrosondni kemijski sastav petrogenih sastojaka stijena progresivnometamorfno kompleksa

Table 2. Microprobe chemical composition of rock-forming minerals from the progressive metamorphic complex

	Pl ₂₆	Pl ₂₆	Pl ₂₆	Pl ₂₇	Pl ₂₇	Pl ₂₇	Pl	Or ₂₆	Or ₂₇
SiO ₂	63.46	63.12	62.80	63.15	63.08	63.84	60.05	64.20	63.60
Al ₂ O ₃	23.10	23.03	23.61	23.42	23.30	23.68	24.79	19.16	19.81
CaO	4.93	4.90	4.88	5.08	5.38	4.17	6.65	0.05	0.01
Na ₂ O	9.18	9.04	9.37	8.95	8.68	8.45	7.54	0.60	0.74
K ₂ O	0.18	0.15	0.12	0.14	0.22	0.56	0.40	15.60	15.30
	100.85	100.24	100.78	100.74	100.66	100.70	99.43	100.07	99.46

Broj iona - Numbers of ions

Si	2.789	2.789	2.765	2.777	2.778	2.798	2.690	2.973	2.946
Al	1.196	1.199	1.225	1.214	1.209	1.223	1.309	1.043	1.081
Ca	0.232	0.232	0.230	0.239	0.254	0.196	0.319	0.003	-
Na	0.782	0.774	0.800	0.763	0.741	0.718	0.655	0.053	0.067
K	0.010	0.008	0.007	0.008	0.012	0.031	0.023	0.922	0.905
An	22.6	22.9	22.2	23.9	25.0	20.7	32.0	0.3	-
Ab	76.4	76.3	77.1	76.3	73.8	76.0	65.6	5.4	6.9
Or	1.0	0.8	0.7	0.8	1.2	3.3	2.4	94.3	93.1

Broj iona - Numbers of ions

	Bi ₂₇	Bi ₂₇	Bi ₂₆	Bi ₂₆	Bi ₁₉	Bi ₁₉	Bi ₁₉	Bi ₁₉	Ms ₂₆	Ms ₂₆
SiO ₂	36.31	36.08	34.96	35.06	34.74	36.05	35.73	35.07	46.68	46.67
TiO ₂	2.74	2.98	1.78	1.59	1.91	1.95	1.85	1.70	1.34	0.76
Al ₂ O ₃	20.43	20.59	19.19	18.50	18.48	18.66	18.62	18.92	36.19	35.86
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	-	-	-	-	-	-	0.02	0.00
FeO ^x	17.10	17.35	19.73	19.79	20.85	19.77	20.46	19.82	0.87	1.06
MnO	0.34	0.23	0.14	0.15	0.13	0.19	0.11	0.11	0.00	0.00
NiO	0.00	0.03	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00
MgO	8.59	8.55	10.30	10.58	10.27	10.32	10.21	10.29	0.59	0.53
CaO	0.00	0.02	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00
Na ₂ O	0.25	0.16	0.12	0.45	0.00	0.41	0.25	0.53	0.76	0.74
K ₂ O	9.54	9.75	8.50	8.16	7.55	7.70	8.14	8.46	10.06	9.95
	95.32	95.77	94.72	94.28	93.93	95.05	95.37	94.90	96.51	95.57

Broj iona - Numbers of ions

Si	5.372	5.377	5.191	5.182	5.117	5.343	5.344	5.225	6.232	6.175
Al ^{IV}	2.628	2.623	2.809	2.818	2.883	2.657	2.656	2.775	1.768	1.825
Al ^{VI}	0.934	0.993	0.549	0.405	0.325	0.603	0.526	0.323	3.926	3.767
Ti	0.305	0.334	0.199	0.177	0.212	0.217	0.208	0.190	0.135	0.076
Cr	0.002	0.004	-	-	-	-	-	-	0.002	-
Fe	2.116	2.162	2.450	2.446	2.568	2.451	2.559	2.470	0.097	0.117
Mn	0.043	0.029	0.018	0.019	0.016	0.024	0.014	0.014	-	-
Ni	-	0.004	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	1.895	1.899	2.280	2.331	2.255	2.280	2.277	2.286	0.117	0.105
Ca	-	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-	-
Na	0.072	0.046	0.035	0.129	0.000	0.118	0.072	0.153	0.197	0.190
K	1.801	1.854	1.610	1.539	1.419	1.456	1.553	1.608	1.713	1.679
H	4.619	4.205	5.229	5.639	5.964	4.894	4.619	5.069	3.108	3.910

	St	St	St	St	St	St	St	Gr	Gr	Gr	Gr
SiO ₂	28.23	28.55	28.25	27.64	28.47	28.12	27.46	34.61	34.37	35.36	34.10
TiO ₂	0.58	0.39	0.62	0.36	0.70	0.45	0.34	0.00	0.10	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	55.80	55.22	56.66	56.63	57.55	56.22	55.50	21.04	20.35	20.38	20.75
FeO ^x	13.17	12.90	12.72	12.30	12.58	12.22	12.07	35.57	34.86	34.36	35.00
MnO	0.26	0.38	0.24	0.34	0.28	0.26	0.29	4.37	4.47	4.51	4.58
MgO	0.88	1.04	0.92	0.99	1.12	1.04	1.08	3.16	3.09	2.86	3.30
CaO	0.09	0.00	0.10	0.00	0.00	0.01	0.00	1.31	2.04	2.78	1.30
Na ₂ O	0.00	0.07	0.03	0.11	0.06	0.04	0.20	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	99.01	98.55	99.54	98.37	100.76	98.36	96.94	100.06	99.28	100.25	99.03

Broj iona - Numbers of ions

Si	7.882	7.927	7.908	7.646	7.935	7.765	7.493	5.690	5.705	5.791	5.670
AlIV	18.361	18.070	18.692	18.462	18.904	18.298	17.850	0.310	0.295	0.209	0.330
AlVI								3.767	3.686	3.725	3.736
Ti	0.122	0.081	0.131	0.075	0.147	0.093	0.070	-	0.012	-	-
Fe	3.075	2.995	2.978	2.845	2.932	2.822	2.755	4.891	4.839	4.706	4.867
Mn	0.061	0.089	0.057	0.080	0.066	0.061	0.067	0.609	0.628	0.626	0.645
Mg	0.366	0.430	0.384	0.408	0.465	0.428	0.439	0.774	0.765	0.698	0.818
Ca	0.027	-	0.030	-	-	0.003	-	0.231	0.363	0.488	0.232
Na	-	0.038	0.016	0.059	0.032	0.021	0.106	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O	1.844	2.686	0.859	3.008	-	3.021	5.570	-	-	-	-

Ho Ho Ho

SiO ₂	51.16	51.98	53.47
TiO ₂	0.21	0.38	0.14
Al ₂ O ₃	7.78	3.82	5.61
Fe ₂ O ₃	4.65	4.38	4.90
FeO	6.05	5.78	4.83
MnO	0.20	0.28	0.20
MgO	17.33	21.96	18.33
CaO	9.81	8.67	10.09
Na ₂ O	0.68	0.34	0.52
K ₂ O	0.15	0.10	0.09
H ₂ O	1.93	2.17	1.53
	99.95	99.86	99.71

Pl plagioklas; Or ortoklas; Bt biotit; Ms muskovit;

St staurolit; Gr granat; Ho hornblenda

Indeksi na skraćenicama minerala označavaju brojeve uzorka stijena iz tabele B

Proračun je izvršen na bazi 8 (feldspati), 24 (biotit, muskovit, granat i amfibol) i 48 (staurolit) kisikovih iona

Broj iona - Numbers of ions

Si	7.205	7.297	7.522
Al	0.795	0.632	0.478
Al	0.496	-	0.452
Ti	0.022	0.040	0.015
Fe ⁺⁺⁺	0.439	0.463	0.519
Fe ⁺⁺	0.713	0.679	0.568
Mn	0.024	0.033	0.024
Mg	3.639	4.596	3.844
Ca	1.480	1.304	1.521
Na	0.186	0.093	0.142
K	0.027	0.018	0.016
H ₂ O	1.813	2.032	1.436

Pl plagioclase; Or orthoclase; Bt biotite; Ms Muscovite; St staurolite; Gr garnet; Ho hornblende

Indexes on mineral abbreviations mark the rock samples from Table B

Calculated on the basis of 8 (feldspar), 24 (biotite, muscovite, garnet, and amphibole), and 48 (staurolite) oxygen ions

Kemijske analize Ms_{26} u tabeli 2 dokumentiraju kemizam muskovita iz dvotinjčastih gnajsova staurolitne zone Papuka. Radi se o muskovitu s dosta visokim sadržajem Al_2O_3 (oko 36 %), niskim sadržajima ukupnog željeza¹ (oko 1 %), MgO (oko 0,5–0,6 %) i relativno visokim sadržajem TiO_2 (0,76–1,34 %). Navedeni kemizam ukazuje na niski stupanj fengitičnosti muskovita, a rendgenografski podaci (Slovenec, 1984) da se pretežno radi o politipu $2M_1$.

Biotit je češći sastojak i on se najprije pojavljuje u sitnim listićima oko okcastih agregata kvarca (tabla 3, sl. 5). Povećanjem metamorfnog stupnja, on postaje zastupljeniji i tad je krupan kao muskovit (tabla 3, sl. 6), izgrađujući slojiće i vrpce s primjesama kvarca, ili pak dolazi kao podređen sastojak u kvarcnim vrpčama.

U nižemetamorfnim zonama biotit ima žućkast i smeđ pleohroizam, dok je u jače metamorfoziranim stijenama jake smeđorumene boje. Kemizam ovih posljednjih ilustriraju analize Bi_{26} i Bi_{27} u tabeli 2; radi se o $Fe=Mg$ biotitu. Kemizam analiziranih biotita je dosta ujednačen, s manjim varijacijama u sadržaju glavnih komponenti: Al_2O_3 od 18,5 do 20,6 %, FeO^* od 17,1 do 20,4 %, MgO od 8,6 do 10,6 % i K_2O pretežno od 8,1 do 9,7 %; sadržaj TiO_2 varira u dosta velikom intervalu od 1,6 do 3 %. U nekim je stijenama malo do potpuno kloritiziran, a rjeđe muskovitiziran.

Prema rendgenografskim podacima (Slovenec, 1984), najčešći su složeni politipovi biotita; politip 1M je čest, a politip $2M_1$ je podređen.

Klorit je obično asociran s muskovitom i biotitom. Njegova količina opada povećanjem metamorfnog stupnja i obično postupno nestaje u granatnoj zoni. U metamorfnim zonama višeg stupnja nailazi se na pojedinim mjestima na sekundarni klorit nastao retrogradnim metamorfizmom biotita, granata i hornblende.

Talk je dosad obrađen samo u niskometamorfnim škrljavcima grinšistnog facijesa istočnih padina Psunja (Šćavničar & Šinkovec, 1963), u području gdje su po podacima geološke karte (Jamičić, 1988) rasprostranjene stijene amfibolitnog facijesa.

Kloritoid se nalazi u nisko metamorfoziranim metapsamitima i metapelitima. Redovito se pojavljuje u postkinematskim idiomorfnim kristalima, samcima ili sraslacima dvojcima; obično je svjež, no redovito uklapa sitne, prašinate uklopke grafita.

Klinocoizit, odnosno *epidot*. Prvonavedeni mineral je često karakterističan sastojak niskometamorfnih škrljavaca kloritne zone. Također se javlja u nekim škrljavcima, naročito amfibolitnim, kao retrogradni mineral nastao na račun primarnih plagioklasa. Epidot dolazi kao bitni ili sporedni sastojak amfibolitnih stijena, najčešće unutar staurolitne i granatne zone.

Hornblenda je bitan ili sporedan sastojak amfibolitnih stijena. U oba slučaja je to prizmatski izdužena hornblenda sa zelenkastim pleohronizmom; obično je svjež, rijetko u promjenljivoj stupnju kloritizirana.

Kemizam hornblende iz amfibolita (dobiven mokrom analitičkom metodom) ilustriraju analize Ho u tabeli 2; proračun formule pokazuje da se radi uglavnom o aktinolitnoj hornblendi (Rock & Leake, 1984).

Granat se pojavljuje kao sinkinematski mineral u niskometamorfnim škrljavcima, obično u metapelitnim proslojcima, gdje je često zdrobljen i u različitim stupnjevima kloritiziran. Granat u škrljavcima viših metamorfnih zona, javlja se i kao postkinematski idioblast, često sa sitnim kvarcnim uklopcima, a u nekim stijenama pokazuje efekte postkristalizacijskog fragmentiranja. U škrljavcima još

¹ Ukupno je željezo u tabelama mikrosondnih kemijskih analiza izraženo kao FeO^* .

višeg stupnja metamorfizma dolaze genetski polifazni granati sa sigmoidalnom jezgrom sinkinematskog granata bogatom uklopocima i postkinematskim granatnim omotačem bez uklopaka. Različite načine pojavljivanja granata ilustriraju sl. 8, tabla 3 i sl. 1, 2, 3 i 8, tabla 4.

Kemijski sastav granata prikazuju analize označene Gr u tabeli 2. Prema proračunatoj formuli granat je obogaćen almandinom, dok su podređeni sadržaji spesartinske, piropske i grosularske komponente. Kemizam sinkinematske jezgre granata iz škrljavaca srednjeg stupnja metamorfizma (amfibolitni facijes), sa sadržajem 70–80 % almandinske komponente, dokazuje da je kristalizirao u P–T uvjetima viših dijelova niskog stupnja metamorfizma (grinšistni facijes). Na relativno niže stupnjeve kristalizacije granata ukazuje i povećan sadržaj spesartinske komponente (oko 10 %).

Staurolit je količinski podređeniji od granata. On se javlja u velikim postkinematskim poikiloblastima (sl. 1, tabla 4) u stijenama nižih dijelova srednjeg stupnja metamorfizma (amfibolitski facijes), dok se u stijenama viših dijelova istog stupnja metamorfizma sreće u vidu malih idioblasta ili ksenoblastičnih inkluzija u poikiloblastima andaluzita (sl. 3, tabla 4). Mikrostrukturni odnosi pokazuju da se njegova kristalizacija može interpretirati kao postkinematska u odnosu na formiranje škrljavosti mezostazisa i kao predkinematska u odnosu na njegovo deformiranje (mala spljoštenost zrna i pojave mikrobora u mezostazisu njegove neposredne okolice).

Kemizam staurolita dokumentiraju kemijske analize označene sa St u tabeli 2. Taj se kemizam podudara sa sastavom staurolita u uobičajenim stijenama amfibolitnog facijesa (Deer et al., 1962).

Staurolit je samo u nekim stijenama potpuno svjež; većinom je malo do umjereno, a nekad i potpuno sericitiziran.

Kordijerit. Prvi puta je ovaj mineral utvrđen u slavonskom kristalinu u tinjčevim škrljavcima na jugozapadnim padinama Pšunja kod Torlakovca i Rogolja (Pamić, 1987). Zatim Jamičić (1988) navodi njegovo prisustvo u istom području, no on škrljavce s kordijeritom uvrštava u semimetamorfni, odnosno radlovački kompleks koji je metamorfoziran pod znatno nižim P–T uvjetima pri kojima ne nastaje kordijerit. Budući da je kordijerit–tinjčevim škrljavcima tog područja određena alpinska izotopna starost (Pamić, 1987a), to je malo vjerojatna mogućnost da kordijerit bude član hercinskog progresivnometamornog kompleksa koji, uz to, ima sve karakteristike barovijenskih metamornih sukcesija.

Minerali grupe Al_2SiO_5

U škrljavcima srednjeg stupnja metamorfizma (amfibolitni facijes) prisutna su sva tri minerala ove grupe. Dok su silimanit i disten već dugo vremena poznati (Kišpać, 1910), dotle je andaluzit utvrđen nedavno (Pamić, 1987; Pamić et al., 1988). Budući da je on dijagnostificiran samo u dijelovima Pšunja i Papuka gdje su vršena detaljnija petrološka ispitivanja, to nije isključena mogućnost da će ga se naći i na drugim mjestima unutar slavonskog kristalina koja dosad nisu sistematskije istraživana.

Andaluzit se nalazi mnogo rjeđe od granata i staurolita. Njegov način pojavljivanja, često s uklopocima kvarca, muskovita, biotita i staurolita okomitim na škrljavost, što dokazuje da je kristalizirao postkinematski, ilustriraju sl. 2 i 3, tabla 4. Mjestimice su to centimetarski poikiloblasti, kao što je slučaj na Pšunju.

Andaluzit je rijetko kada potpuno svjež; obično je malo, umjereno, a često i u potpunosti potisnut sitnolistićavim agregatima sericita i margarita.

Silimanit je češći od andaluzita. On se obično javlja prostorno vezan s biotitom u vidu vlaknastog agregata fibrolita koji je često krenuliran; fibrolitni agregat je često jače deformiran od okolnog biotita. Pojedinačni kristali silimanita (sl. 4, tabla 4) dosta se rijetko pojavljuju.

Samo u jednoj stijeni nađeni su andaluzit i silimanit zajedno, no ne u izravnom kontaktu što je onemogućilo razmatranje njihovog genetskog odnosa.

Disten se također rjeđe nalazi, jednako kao i andaluzit, no gdje ga se nađe, obično je obilno zastupljen što baš nije slučaj sa silimanitom i andaluzitom. Njegov način pojavljivanja ilustriraju sl. 5 i 6, tabla 4. Poikilitni uklopici kvarca i biotita dokazuju da je disten produkt postkinematske rekristalizacije.

Akcesorni minerali

Metalni mineral(i), koji nije određivan u reflektiranoj svjetlosti, najčešći je akcesorni sastojak. U grinšistnim stijenama određenih područja (dodirno područje Papuka i Krndije) dolazi u povećanoj količini od oko 5 %.

Među češće akcesorne sastojke spadaju *apatit*, obično u vidu izduženih, sitnih prizmatskih zrna, zatim *cirkon*, često sa zaobljenim korodiranim, rjeđe pravilnim kristalnim oblicima, i *granat*, obično u vidu sitnih i izometričnih kristala. U paragenezi akcesornih minerala dolaze još količinski podređeno i *titanit*, *turmalin*, *coizit* i *rutil*.

Petrografija

U više metamorfoziranim dijelovima progresivnometamornog kompleksa slavonskih planina pretežu gnajsovi i tinjčevi škrljajci s amfibolitima i podređenim mramorima, a u niže metamorfoziranim dijelovima filiti, zatim varijeteti kvarcnih škrljavaca i zeleni škrljajci. U više metamorfoziranim dijelovima progresivnometamornog kompleksa javljaju se vrlo često I-graniti i prateće intermedijarne i bazične stijene, a na jugozapadnim padinama Psunja i manje pojave ultramafitnih stijena.

Stijene višeg stupnja metamorfizma

Paragnajsovi su najrasprostranjenije stijene. Struktura im je najčešće lepidogranoblastična i lepidoblastična; češći su sitnozrnati varijeteti (veličina zrna do 1 mm) od srednjozrnatih (veličina zrna do 2 mm). Rjeđe se nailazi na porfiroblastične varijetete, dok su okcasti varijeteti paragnajsova količinski još podređeniji.

Tekstura paragnajsova je paralelna, obično lećasta ili kompozicijski, modalno i granulometrijski vrpčasta, s folijacijom. Na mnogim su mjestima mikroborani, a pokazuju i različite stupnjeve milonitizacije.

Paragnajsovi se započinju pojavljivati unutar biotitne zone, no glavno rasprostriranje imaju unutar granatne, staurolitne i distenske, odnosno andaluzitne zone srednjeg stupnja metamorfizma. Najčešće su to *dvočinjčasti*, a rijetko *biotitni gnajsovi* u kojima dolaze, uz tinjce, kvarc te kiseli plagioklas ($An_{22,6}$ i $An_{23,2}$ u gnajsovima

staurolitne zone) i ortoklas u promjenljivim proporcijama. U zavisnosti od metamorfne zone u kojoj se pojavljuju, u mineralni sastav mogu ući još granat, staurolit, andaluzit, disten i silimanit, pa onda imamo, primjerice: *granat-dvotinjčasti gnajs*, *staurolit-dvotinjčasti gnajs*, *granat-staurolit-dvotinjčasti gnajs*, *andaluzit-dvotinjčasti gnajs*, *disten-dvotinjčasti gnajs*, *silimanit-dvotinjčasti gnajs* i druge. Sasvim se podređeno nailazi na *hornblenda-biotitne gnajsove* (sl. 8, tabla 4 i sl. 3, tabla 5).

Paragnajsovi su dosta često u različitom stupnju filonitizirani. Radi se o stijenama koje se pojavljuju duž užih ili širih rasjednih zona gdje su one u različitom stupnju kataklazirane i milonitizirane. Uz ove mehaničke promjene odvijaju se i transformacije na mineralima pa nastaju *filonitizirani gnajsovi* – izrazito škriljave stijene izgrađene od dominantnog sericita, s malo klorita, a u toj sitnolističavoj masi plivaju zdrobljena zrna kataklastičnog kvarca.

Tinjčevi škriljavci obično alterniraju s dominantnim paragnajsovima; u nekim područjima (primjerice, Ravna gora) pretežu nad paragnajsovima. Oni imaju, također, lepidogranoblastičnu i lepidoblastičnu strukturu, običano sitnozrnatu (veličina zrna 0,5 do 1 mm), rijetko srednjozrnatu (veličina zrna do 2–3 mm), a rjeđe porfiroblastičnu. Tekstura je paralelna, obično modalno i kompozicijski vrpčasta, s folijacijom; često su mikroborani i tad često u različitom stupnju kataklazirani.

Tinjčevi škriljavci se, jednako kao i paragnajsovi, započinju pojavljivati unutar progresivnometamornog kompleksa u biotitnoj zoni, a rasprostiru se dalje unutar viših metamornih zona. U mineralnom sastavu kod nekih dominira kvarc, a kod nekih tinjci, pri čemu je obično više biotita od muskovita (*muskovit-biotit-kvarcni škriljavci*, odnosno *kvarc-muskovit-biotitni škriljavci*). Često sadrže i malo feldspata i tad stoje na prijelazu prema paragnajsovima. U zavisnosti od metamorfne zone u kojoj se javljaju, u mineralni sastav još mogu ući granat, staurolit, andaluzit, disten i silimanit, pa onda imamo *granat-tinjčeve škriljavce*, *staurolit-tinjčeve škriljavce*, *andaluzit-tinjčeve škriljavce*, *disten-tinjčeve škriljavce*, *silimanit-tinjčeve škriljavce* itd. Treba istaći da su ovi kritični metamorni minerali obično češći u tinjčevim škriljavcima negoli u inače dominantnim paragnajsovima.

Amfiboliti i amfibolski škriljavci su količinski podređeniji i javljaju se u paragnajsovima i tinjčevim škriljavcima u konformnom odnosu u vidu centimetarskih proslojaka do metarsko-dekametarskih uložaka, obično ne debljih od 20 m. Struktura im je nematogranoblastična i lepidogranoblastična, nekad i reliktna ofitna; pretežno su sitnozrnati (veličina zrna 0,2 do 1 mm), rjeđe srednjozrnati (1 do 2 mm), a rijetko krupnozrnati (3 do 5 mm). Porfiroblastični strukturni varijeteti se rijetko susreću. Tekstura je najčešće paralelna, obično izražena u folijaciji i lineaciji, mjestimice i u vrpčastim izdvajanjima; rjeđe su masivne teksture.

U mineralnoj paragenezi se ističu hornblenda i plagioklas, uz koje mogu još doći biotit, granat, kvarc i epidot. Najčešći su *bimodalni amfiboliti* (plagioklas + hornblenda), a dosta su česti i *biotitni amfiboliti* i *kvarc-biotitni amfiboliti*; količinski su podređeniji varijeteti amfibolita s granatom i epidotom. Monomineralni *amfibolski škriljavci* pojavljuju se rijetko u vidu centimetarskih proslojaka unutar amfibolitnih bankova. Različite varijetete amfibolita ilustriraju sl. 7, tabla 4 i sl. 1, tabla 5. Podaci detaljnih geokemijskih ispitivanja, a naročito izotopni sastav kisika, dokazuju da su amfiboliti nastali iz primarnih bazičnih magmatskih stijena (Pamić & Marci, 1990).

I amfiboliti su, jednako kao i paragnajsovi, duž rasjednih zona u različitom stupnju kataklazirani, a procesi kataklaze često su praćeni filonitizacijom.

Mramori se javljaju izuzetno rijetko u gnajsovima i tinjčevim škriljavcima kao

konformni ulošci metarskih i dekametarskih debljina. Dosad su zapaženi unutar staurolitne i distenske zone.

To su bjeličaste do plavičastosive stijene granoblastične strukture kod kojih veličina zrna rijetko dostiže do 1 mm. Imaju najčešće masivnu teksturu, a nekad sadrže milimetarsko-centimetarske proslojke metapsamita i metapelita.

U mineralnom sastavu dominira kalcit, uz kojeg mjestimice dolaze primjese kvarca i muskovita. Među akcesornim sastojcima najčešći je opaki mineral (grafit?), nekad koncentriran u lećastim nagomilanjima, a još su zapaženi apatit i cirkon.

Stijene nižeg stupnja metamorfizma

Grinšisti su također obilno zastupljeni u progresivnom kompleksu. Sve su to uglavnom parametamorfne stijene koje se mogu svrstati u tri osnovne grupe: 1 zelene škriljavce s prijelazima u varijetete kvarcnih škriljavaca, 2 filite i 3 kloritoidne škriljavce.

1 *Zeleni škriljavci* s prijelazima u varijetete kvarcnih škriljavaca, najčešće su stijene u zonama niskog stupnja metamorfizma. Sve one imaju, manje ili više, iste strukturno-teksturne karakteristike, bez obzira na razlike u mineralnom sastavu.

Struktura je obično granolepidoblastična, no gotovo uvijek i jasno reliktna blastopsamitna. Obično su to sitnozrnate (veličina zrna od 0,05 do 0,2–0,5 mm), rjeđe krupnozrnate (veličina zrna do 1–2 mm) stijene, dok su porfiroblastični strukturni varijeteti znatno rjeđi. Tekstura je paralelna, obično modalno vrpčasta i lećasta s folijacijom, dosta često mikroborana, krenulirana pa i u različitom stupnju kataklaziranja.

U mineralnoj paragenezi najčešći su kvarc, klorit i muskovit, a uz njih dolaze feldspat (obično albit) i klinocozit, dok u višim dijelovima tog facijesa dolaze epidot, granat i biotit. Navedeni se minerali kombiniraju na različite načine, tako da različite mineralne parageneze definiraju pojedine vrste škriljavaca: klorit + kvarc + muskovit; kvarc + epidot + albit + klorit; kvarc + muskovit + klinocozit + klorit; muskovit + epidot + klorit + kvarc; klorit + albit + muskovit + kvarc, a u više metamorfoziranim dijelovima granat + kvarc + muskovit + klorit, pa granat + kvarc + biotit + muskovit itd. Šćavničar & Šinkovec (1964) navode prisustvo talk-kloritnih škriljavaca u istočnim dijelovima Psunja. Budući da se na te stijene nije dosad obraćala neka veća pažnja, to nije isključena mogućnost da one imaju i veće rasprostriranje u niskometamorfoziranim ili retrogradiranim dijelovima progresivno-metamornog kompleksa. Moguće je da su talkni škriljavci nastali retrogradnim metamorfizmom iz serpentiniziranih ultramafita koji se inače javljaju unutar progresivno-metamornog kompleksa.

Različite varijetete niskometamornih škriljavaca grinšistnog facijesa prikazuju sl. 5 do 8, tabla 3.

2 *Filiti* često alterniraju s prikazanim metapsamitnim stijenama. To su stijene blastosiltne do lepidoblastične, veoma sitnozrnate strukture. Tekstura je paralelna, obično kompozicijski i modalno vrpčasta s folijacijom. Često su plisirani i mikroborani, s pojavama kink-bendinga i penetrativnim gustim sistemima klivaža aksijalne površine duž kojeg se vrši i transpozicija škriljavosti (sl. 1 do 4, tabla 3).

U mineralnoj paragenezi karakteristični su kvarc i muskovit (»bijeli tinjac«), a kao sporedni sastojci dolaze klorit i feldspat. Često sadrže povećanu količinu opakog minerala (organska supstanca?) i sasvim podređeno cirkon.

3 *Kloritoidni škriljavci*. U ovu grupu uključene su metapsamitne i metapelitne stijene u kojima dolazi kloritoid bilo kao bitan bilo kao sporedan sastojak. Te se stijene, u pravilu, javljaju u kontaktnim područjima između semimetamornog (radlovačkog) i progresivnometamornog kompleksa, tako da nije sasvim jasno kojem od njih pripadaju. J a m i č i ć (1983 i 1988) u nekim svojim radovima uvrštava kloritoidne škriljavce u semimetamorfni (radlovački) kompleks, dok su na području zahvaćenom listom Orahovica izdvojeni zasebno i označni kao »D« (devon). No izgleda vjerojatnije da pripadaju dijelovima progresivnometamornog kompleksa koji je metamorfiziran u P-T uvjetima grinšistnog facijesa.

Kloritoidni filiti su stijene u kojima obično dominira lepidoblastična do blastosiltno-pelitna masa, koja je izgrađena pretežno od sericita (»bijelog tinjca«) i manje kvarca. U toj masi plivaju prizmatski kristali kloritoida veličine oko 1–1,5 mm. U metapsamitnim kloritoidnim škriljancima struktura je nematogranoblastična i reliktna blastopsamitna. Podređeniji su u njima blastoklasti kvarca od sitnorekristaliziranog kvarca pomiješanog s muskovitom (»bijelim tinjcem«) u mezostazisu. U toj masi dolaze, obično u podređenijoj količini, idiomorfni prizmatski kristali kloritoida. U nekim se metapsamitnim škriljancima javljaju blastoklasti kvarca krupniji od 2 mm što govori da su primarni protolit tim stijenama mogli biti i konglomeratični pješčenjaci.

Kloritoidni škriljavci karakteristično su mikroborani, s jasno izraženim penetrativnim klivažom aksijalne površine duž kojeg je škriljavost često transponirana. Te su pojave puno više izražene na kloritoidnim filitima negoli na kloritoidnim metapsamitima. Idiomorfni porfiroblasti kloritoida ne pokazuju nikakve deformacijske efekte i imaju jasan postkinematski karakter.

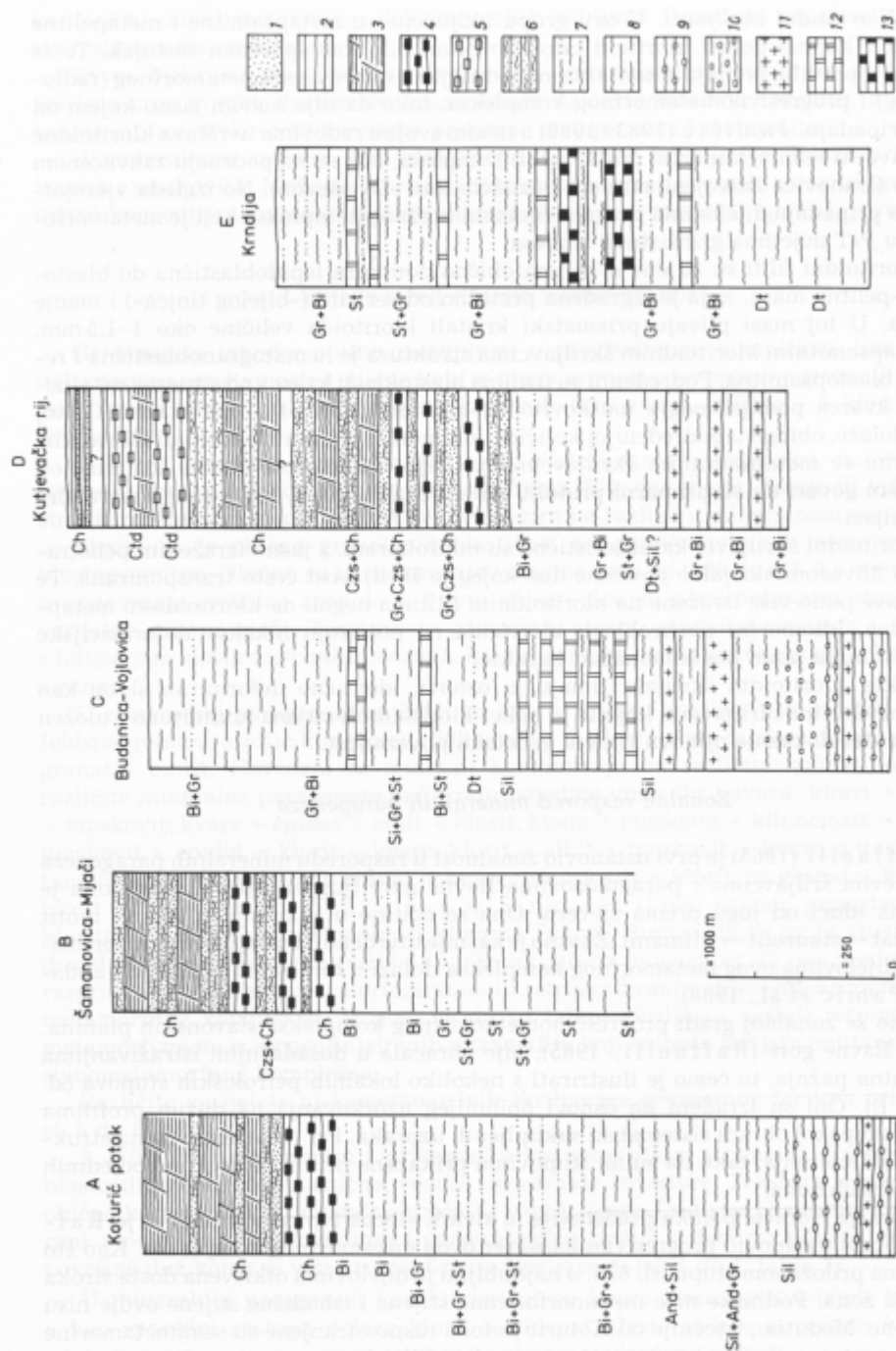
Dakle, kloritoidni škriljavci imaju, u osnovi, identično deformiran sklop kao i okolni kloritni škriljavci u kojima je paket kloritoidnih stijena konformno i uložen što također dokazuje njihovu tijesnu genetsku povezanost.

Zonalan raspored mineralnih parageneza

R a f f a e l l i (1965) je prvi ustanovio zonalnost u rasporedu mineralnih parageneza u tinjčevim škriljancima i paragnajsovima Ravne gore (jugozapadni Papuk) koja je izražena idući od juga prema sjeveru. Ona se očituje u sukcesiji: klorit → biotit → granat → staurolit → silimanit. Znatno je kasnije utvrđeno da u najjače metamorfoziranim dijelovima ovog metamornog kompleksa dolazi u tom istom području i andaluzit (P a m i ć et al., 1988).

Kako se zonalnoj građi progresivnometamornog kompleksa slavonskih planina, izuzev Ravne gore (R a f f a e l l i, 1965), nije obraćala u dosadašnjim istraživanjima adekvatna pažnja, to ćemo je ilustrirati s nekoliko lokalnih petroloških stupova (sl. 6A do E). Oni su izrađeni na osnovi obimnijeg uzorkovanja na dužim profilima i mikroskopskoj obradi sistematski sakupljenih uzoraka. Pri tome nisu vršena strukturološka mjerenja, tako da su na stupovima prikazane približne debljine pojedinih metamornih zona.

Područje Koturić potoka predstavlja, u stvari, »locus typicus« na kojem je R a f f a e l l i prvi ustanovio progresivan karakter ovog metamornog kompleksa. Kao što se vidi na priloženom stupu (sl. 6A), u najdubljim je dijelovima otkrivena dosta široka kloritna zona. Podinske niže metamorfozirane stijene i ishodišne stijene ovdje nisu otkrivene. Međutim, istočnije od Koturić potoka rasprostranjene su semimetamorfne stijene, pretežno škriljavi metapješčenjaci i slejt-filiti, koji se mogu pozitivno koreli-



Sl. 6. Lokalni petrološki stupovi u hercinskom progresivnometamorfnom kompleksu Papuka i Krnđija
 Fig. 6. Partial petrologic columns of the Hercynian progressive metamorphic complex of the Mts. Papuk and Krnđija

rati s identičnim stijenama hercinskog semimetamornog (radlovačkog) kompleksa iz središnjih i sjevernih dijelova Psunja (lijeve pritoke Pakre, južno od Novog Sela). No kako je ovo područje zaplavljeno neogenskim sedimentima, to se nije mogao ustanoviti njihov odnos prema stijenama spomenute kloritne zone.

Debljine narednih sukcesivnih zona: biotitne, granatne, staurolitne, andaluzitne i silimanitne dosta su manje; karakteristično je da je silimanit još prisutan i u gnajsovima koji su zahvaćeni djelomičnom migmatizacijom.

Južno i jugozapadno odavde, stijene progresivnometamornog kompleksa imaju veliko rasprostiranje na Psunju. I tu su zapaženi na mnogim mjestima navedeni kritični minerali, uključujući i andaluzit i silimanit, no zasad nije urađena sistematska petrološka obrada nekog užeg područja koja bi mogla dokumentirati spomenutu zonalnost.

Područje Šamanovica-Mijači. Ovaj je lokalni petrološki stup konstruiran na osnovi podataka dobivenih iz doline Mijačkog potoka, gdje su lijepo otkrivene stijene kloritne zone, i doline Šamanovice, gdje su dostupne stijene biotitne, granatne i staurolitne zone (sl. 6B).

U ovom je području nešto šira kloritna zona u kojoj pretežu raznovrsni muskovit-kvarcni škriljavci, muskovit-klorit-kvarcni škriljavci, a mjestimice i muskovit-klinocoizit-klorit-kvarcni škriljavci, dok su filiti količinski podređeniji. Ovdje su stijene kloritne zone jače deformirane, intenzivno mikroborane, penetrativno krenulirane i klivažirane, a nailazi se i na različite stupnjeve transpozicije folijacije, tako da se vrlo često u jednoj stijeni nailazi na dva sistema (generacije?) folijacije. I ovdje su stijene kloritne zone zaplavljene neogenskim sedimentima, tako da podinske, niže metamorfozirane stijene nisu otkrivene.

Tinjčevi škriljavci, s podređenim gnajsovima, naredne biotitne zone ovdje su nešto veće debljine negoli u Koturić potoku. Viši se dijelovi stupa karakteriziraju postupnim prevladavanjem gnajsova na račun tinjčevih škriljavaca, i u tim se stijenama jasno izdvajaju biotitna, granatna i staurolitna zona. Najdublji su dijelovi progresivnometamornog kompleksa pokriveni, tako da se ovdje nije mogao pratiti postupni prijelaz u migmatite.

Oba naprijed prikazana lokalna stupa snimljena su u južnoj zoni progresivnometamornog kompleksa, koja se prostire na južnom krilu velike papučke sinformne strukture, gdje metamorfna progresija raste u pravcu sjevera.

Područje Budanice i Vojlovice. To je jedini stup koji je urađen u sjevernoj zoni progresivnometamornog kompleksa Papuka (sl. 6C), odnosno u sjevernom krilu papučke sinforme. U ovom području nisu otkrivene stijene kloritne zone, a zonalnost je izražena u progresivnoj sukcesiji: biotit → granat → staurolit → disten → silimanit, koja se ovdje, za razliku od dva prethodna stupa, očituje idući od sjevera prema jugu. Najjače metamorfozirani dijelovi progresivnometamornog kompleksa ovdje se postupno migmatiziraju i prelaze u migmatite.

1 metapješčenjaci; 2 slejtovi; 3 filiti; 4 zeleni škriljavci; 5 kloritoidni škriljavci; 6 škriljavci metapješčenjaci i sericit-kvarcni škriljavci; 7 tinjčevi škriljavci; 8 paragnajsovi; 9 migmatiti; 10 djelomice migmatizirani paragnajsovi; 11 I-graniti; 12 amfiboliti; 13 mramori; And andaluzit; Bi biotit; Ctd kloritoid; Ch klorit; Czs klinocoizit; Dt disten; Gr granat; Sil silimanit; St staurolit

1 metasandstones; 2 slates; 3 phyllites; 4 greenschists; 5 chloritoid schists; 6 schistose metasandstones and sericite-quartz schists; 7 mica schists; 8 paragneisses; 9 migmatites; 10 partially migmatitized paragneisses; 11 I-type granites; 12 amphibolites; 13 marbles; And andalusite; Bi biotite; Ctd chloritoid; Ch chlorite; Czs clinozoisite; Dt kyanite; Gr garnet; Sil sillimanite; St staurolite

Na ovom se stupu ističu dvije specifičnosti u odnosu na naprijed prikazane!
 1 Često se unutar staurolitne i silimanitne zone pojavljuju amfibolitne stijene za koje je dokazano da potječu iz primarnih bazaltoidnih stijena (Pamić & Marci, 1990).
 2 Izvan domašaja migmatita se u progresivnometamorfnom kompleksu dosta često javljaju dekameterska tijela S-granita, koja su najvjerojatnije produkt kasnokinematškog granitnog plutonizma.

Kutjevačka rijeka. U krajnjim istočnim dijelovima Papuka, u području Kutjevačke rijeke, koja ovdje predstavlja granicu između Papuka i Krndije, također nailazimo na zonalnost progresivnometamorfnog kompleksa; tu su naročito dobro razvijene zone niskog stupnja metamorfizma (sl. 6D).

U najniže metamorfoziranim dijelovima ovdje najprije dolaze kvarcitični škriļjavci u alternaciji sa slejt-filitima, u kojima su uloženi paketi kloritoidnih škriļjavaca čiji položaj unutar kristalinog kompleksa slavonskih planina nije do danas pouzdano riješen. Jamičić (1983) je mišljenja da taj niskometamorfni kompleks leži transgresivno preko stijena progresivnometamorfnog (psunjskog) kompleksa ili je na njega djelomice navučen. Važno je istaći da su prema nekim ranijim shvaćanjima (Tajder, 1957 i 1969; Raffaelli, 1965) te semimetamorfne stijene predstavljale protolit iz kojeg je, za vrijeme hercinske orogeneze, nastao progresivnometamorfni kompleks.

Dakle, postoje dva oprečna mišljenja o veoma važnom geološko-petrološkom problemu koji dosad nije dovoljno detaljno izučavan. Terenski podaci iz Kutjevačke rijeke upućuju na zaključak da stijene kloritoidne zone postupno prelaze u stijene kloritne zone, odnosno da su one u nju uključene i da predstavljaju najniže metamorfozirane dijelove progresivnometamorfnog kompleksa. S druge strane, paket s kloritoidnim škriļjavcima stoji ovdje u jasnom tektonskom kontaktu s okolnim škriļjavim metapješčenjacima i slejtovima koji pripadaju semimetamorfnom (radlovačkom) kompleksu, koji je metamorfoziran u anhimetamorfnim uvjetima i u najnižim dijelovima grinšistnog facijesa.

Stijene kloritne zone predstavljene su pretežno muskovit-kvarcnim škriļjavcima, dok su manje zastupljeni filiti i muskovit-klorit-kvarcni škriļjavci. U tim se stijenama karakteristično pojavljuje i klinocoizit, koji inače nije tako čest sastojak stijena kloritne zone na drugim lokalitetima.

Na stijene kloritne zone kontinuirano se nadovezuju tinjčevi škriļjavci uz količinski podređene paragnajsove biotitne, granatne i staurolitne zone. U najdubljim dijelovima progresivnometamorfnog kompleksa u Kutjevačkoj rijeci pretežu paragnajsovi nad tinjčevim škriļjavcima u kojima je još Kišpatić (1910) utvrdio prisustvo distena i silimanita. Ispod toga (niži tokovi Kutjevačke rijeke), odnosi baš nisu sasvim jasni; i dalje pretežu dosta filonitizirani paragnajsovi s biotitom i granatom u kojima dolaze dekameterski silovi granitoida, koji su predstavljeni uglavnom tonalitima i granodioritima (Pamić, 1989a).

Područje Krndije. Ovaj je stup urađen na osnovi obrade uzoraka koji su sakupljeni pretežno u širem području asfaltne ceste za Našice i okolnim potocima, kao i na sjevernim padinama Krndije u dolinama potoka koji gravitiraju prema Našičkom vodovodu (sl. 6E).

Ovdje nisu utvrđene stijene pojedinih dijelova kloritne zone. U višim dijelovima stupa prevladavaju tinjčevi škriļjavci, a u dubljim paragnajsovi, i u njima se jasno izdvajaju biotitna, granatna, staurolitna i distenska zona. Unutar granatne i staurolitne zone često se pojavljuju i do 20 m debeli ulošci amfibolita i amfibolskih

škriljavaca koji se ovdje već duže vrijeme eksploatiraju. U dubljim dijelovima ovog stupa srećemo i metarsko-dekametarsko uloške mramora.

Za razliku od prikazanih stupova s južnih padina Papuka, gdje je progresivna zonalnost izražena idući od juga prema sjeveru, ovdje, na Krndiji, uključujući i prikazani stup iz Kutjevačke rijeke, nalazimo inverznu zonalnost od sjevera prema jugu, koju je zasad vrlo teško objasniti.

Uvjeti metamorfizma, geotermometrija i geobarometrija

Na temelju izvršene mikrostrukturne i mikrotekturne obrade izbrusaka moguće je dati kristalizacijsku evoluciju progresivnometamornog kompleksa slavonskih planina. U niskometamornim stijenama sinkinematska kristalizacija kvarca + albita + muskovita + klorita + klinocozita (epidota) + granata + biotita daje prvu škriljavost (S_1) koja je često krenulirana. Drugu škriljavost (S_2) markira biotit druge generacije koji je rezultat njene transpozicije duž aksijalnih površina mikrobora (sl. 4 i 5, tabla 3).

Kod stijena srednjeg stupnja metamorfizma izvršena je potpuna rekristalizacija i preuređenje sklopa, tako da se pravci reliktnne primarne škriljavosti mogu pratiti samo preko preferirane orijentacije sitnih inkluzija u porfiroblastima. Glavnu škriljavost tu definiraju sinkinematski kvarc + plagioklas + muskovit + biotit, dok su granati nastali djelomice za vrijeme, a djelomice nakon glavne faze kristalizacije, odnosno postanka drugog sistema folijacije. Staurolit, andaluzit i disten kristalizirali su nakon deformacijske faze koja je dala drugu škriljavost, no prije njenog krenuliranja. Andaluzit i disten mlađi su od staurolita.

Karakteristično je da se u stijenama progresivnometamornog kompleksa nailazi na sve tri polimorfne modifikacije supstance Al_2SiO_5 . Po tome je taj kompleks specifičan i ne može ga se jednoznačno definirati u smislu facijelnih serija Miyashira (1961). Po prikazanoj zonalnosti, apstrahirajući najviše metamorfne zone, on ima karakteristike tipičnih metamornih sukcesija barovijenskog tipa.

U metamorfnoj petrologiji dugo je vladalo mišljenje da prisustvo andaluzita u zonalnim metamornim sukcesijama kakova je ova u slavonskom kristalinu indicira relativno visoke, a prisustvo distena relativno niske geotermičke gradijente. To je i bila osnova Miyashira za razdvajanje barovijenskih (viši tlak) od abukumskih (niži tlak) metamornih facijelnih serija.

U novije se vrijeme ističu novi pristupi u razmatranju ovog problema. Tako, primjerice, Hart i Dempster (1987) dokumentiraju mišljenje da u progresivnometamornim sukcesijama povećanje temperature, koja uzrokuje metamorfne reakcije, nije samo funkcija dubine nego se može i lateralno manifestirati. England i Thompson (1984) pokazuju da prisustvo andaluzita u progresivnometamornim kompleksima može biti uvjetovano lokalnim magmatskim konvekcijskim toplotnim tokovima koji remete normalne progresivne reakcije u jednom zonalnometamorfoziranom slijedu. Ovakva se interpretacija može prenijeti i na hercinski progresivnometamorni kompleks slavonskih planina, jer je on na mnogim mjestima isprobijan hercinskim I-granitima, a i kasnomagmatskim S-granitima.

Dakle, u takvoj interpretaciji možemo progresivnometamorni kompleks slavonskih planina, s njegovom zonalnošću: klorit → biotit → granat → staurolit → disten shvatiti kao barovijensku facijelnu seriju u smislu Miyashira (1961), koja je nastala pri niskim geotermijskim gradijentima, odnosno povećanom tlaku. Ova je

pravilnost na pojedinim mjestima poremećena pojavom andaluzita, koji je kristalizirao namjesto distena kao posljedica povećanih toplotnih tokova uvjetovanih granitnim magmatizmom. No objektivno treba istaći da na Psunju, gdje je utvrđeno prisustvo andaluzita (Pamić, 1987) i gdje dolaze najveće mase granita (Marci, 1973), dosad nisu rađeni detaljni petrološki stupovi pa je onda veoma teško povlačiti neke određenije zaključke o odnosu distena i andaluzita, to tim više što tu, bar prema zasad raspoloživoj faktografiji, metamorfna zonalnost nije onoliko izražena kao na susjednom Papuku.

Prvi je u nas Slovenec (1982) inicirao geotermijska razmatranja kristalinih stijena slavonskih planina. Koristeći dijagram Perčuka (1968) on je, na osnovi odnosa titana i magnezičnosti granata i biotita, došao do zaključka da su škriljavci iz Koturića potoka i Velike Radetine nastali pri temperaturi od 550–620 °C (epidot-amfibolitni facijes). Naši podaci kemijskog sastava biotita i granata vrlo se lijepo podudaraju s onima koje je objavio Slovenec pa na taj način i s njegovim geotermijskim zaključkom temeljenom na Perčukovom dijagramu.

Pored toga, koristili smo i geotermometar kojeg su predložili Störmer (1975) te Whitney i Störmer (1977), a koji se temelji na sastavu dva feldspata, odnosno na sadržaju albita u plagioklasu i koegzistentnom K-glinencu. On je dao za jedan uzorak paragnajsa temperature od 441 do 459 °C, a za drugi temperature od 479–499 °C što je znatno niže u odnosu na podatke dobivene na spomenutom Perčukovom dijagramu.

Migmatiti

Hercinski migmatitni kompleks, koji se na površini pojavljuje samo na Papuku, postupno se razvija iz najjače metamorfoziranih stijena prikazanog progresivnometamornog kompleksa. Na Papuku se izdvajaju dva migmatitna pojasa: južni, na njegovim jugozapadnim obroncima, na potezu od Novog Sela do Vučjaka, i sjeverni, dvostruko duži, koji se prostire na sjeveroistočnim obroncima, na potezu zapadno od Točka preko Jankovca gotovo do Orahovice. Ovaj se sjeverni migmatitni pojas na zapadu udvaja i svojim južnim krakom zadire u središnje dijelove Papuka (okolica Zvečeva). U južnom pojasu se migmatitizacija postupno povećava u smjeru sjevera, a u sjevernom pojasu u smjeru juga. Migmatiti su nabušeni i u brojnim naftnim bušotinama u podlozi Panonskog bazena u širem području Slavonije (vidi sl. 1 i tabelu 1).

Sve te migmatitne stijene, i s površine i iz bušotina, imaju, u osnovi, zajedničke strukturno-teksturane karakteristike i dosta ujednačen mineralni sastav.

Mineralna parageneza

Mineralna parageneza migmatitnih stijena obuhvaća kvarc i feldspate, koji predstavljaju dominantne sastojke leukosoma, zatim tinjce i podređeno hornblendu i granat, koji su karakteristični za melanosome, odnosno paleosome, te različite sekundarne i akcesorne sastojke.

Kvarc i feldspati

Kvarc se javlja uglavnom u dvije generacije: nemobiliziran, kao sastojak paleosoma, i mobiliziran, kao glavni sastojak leukosoma u kojima je obično, više ili

manje, ravnomjerno izmiješan s feldspatima, a rijetko je u njima, primjerice, u plagioklasu, i poikilitski uklopljen (sl. 4, tabla 6).

Feldspati su predstavljeni plagioklasom, ortoklasom, mikroklinom, mikropertitom te pegmatitnim proraslacima kvarca i feldspata.

Plagioklas se u migmatitima pojavljuje na dva načina: (1) kao postkinematski porfiroblast, milimetarsko-centimetarskih dimenzija, često s poikilitnim uklopcima ranije nastalih minerala (sl. 7, tabla 6), i (2) u vidu sitnih sinkinematskih zrna, koja su ravnomjerno izmiješana s ostalim sastojcima.

Plagioklasi pokazuju manje razlike u kemijskom sastavu (tabela 3). Većinom je to oligoklas $An_{19,8-23,1}$ (srednja vrijednost je $An_{21,6}$). Rjeđe je predstavljen još kiselijim članovima tog izomorfnog niza koji se po sastavu približavaju albitu (an. Pl_1 , Pl_3 i Pl_6 , u tabeli 3). Nekada se u migmatitima nailazi u paleosomskim vrpčama na »primarne« plagioklase koji su malo bazičniji(?) i, u pravilu, bar malo zamućeniji u odnosu na plagioklas iz leukosoma.

Plagioklas je u migmatitima najčešće sasvim svjež, rijetko je u manjoj mjeri, a izuzetno rijetko umjereno zamućen i potisnut obično sa sericitom.

Ortoklas je količinski podređeniji od plagioklasa; često je malo do umjereno sericitiziran. Po podacima kemijske analize ortoklas sadrži oko 5–6% primjese albitne komponente (an. Or_6 , tabela 3).

Mikroklin je, uz plagioklas, najčešći mineral iz grupe feldspata. I on se često javlja kao porfiroblast u kojem se nailazi na poikilitne uklopke kvarca, plagioklasa, ortoklasa i biotita; u nekim se stijenama zapaža neravnomjerna mikroklinizacija ortoklasa (sl. 5 i 6, tabla 6). Mikroklin se također često javlja i u sitnim zrnima, obično jednolično izmiješan s ostalim sastojcima leukosoma. U nekim se stijenama nailazi na dvije generacije mikrokлина; mlađi i krupniji mikroklin uklapa sitniji mikroklin prve generacije.

Kemizam mikrokлина ilustriraju analize označene Mi_6 u tabeli 3. One pokazuju da mikroklin obično sadrži oko 5% primjese albitne komponente.

Za razliku od svih drugih feldspata, mikroklin je praktički uvijek idealno svjež.

Mikropertit je količinski podređeniji feldspat, koji je također vezan za leukosome. Kemizam plagioklasnih lamela mikropertitita ilustriraju analize označene Pm_6 u tabeli 3. One pokazuju da je to oligoklas ($An_{15,2-16,9}$), koji je obično svježiji od sraslih ortoklasnih lamela.

Pegmatitni i mirmekitni proraslaci kvarca i alkalijskih feldspata također se ne susreću često. Prema optičkim osobinama, alkalijski feldspat je ortoklas (češće) ili mikroklin (rjeđe).

Oblik uklopljenog kvarca je različit, no najčešće je jajolik, odnosno kapljičast ili klinasto-črvolik. Nekad su kvarcni proraslaci ravnomjerno uklopljeni u feldspatu, a nekad su vezani samo za rubne dijelove feldspatskih zrna (sl. 4, tabla 6).

Feromagnezijski minerali

Biotit je najkarakterističniji sastojak melanosoma, paleosoma i restita. Javlja se u listićima koji imaju pleohroizam u smeđocrvenoj i smeđožutoj boji. Često su svježi, a u nekim su stijenama malo, umjereno do znatno, rijetko i potpuno kloritizirani; mjestimice se, uz klorit, izdvajaju epidot i magnetit. Biotit je također često u različitom stupnju i muskovitiziran (sl. 2, tabla 6), a ponekad sadrži promjenljive količine pleohroitskih dvorova. Vrlo se rijetko na rubovima biotitnih listića nailazi na igličaste agregate fibrolita (silimanita).

Kemizam biotita ilustriraju analize označene Bi₁, Bi₃ i Bi₆ u tabeli 3. One pokazuju da ispitivani biotiti imaju dosta visok sadržaj TiO₂ (srednja vrijednost je 2,90 %); količina ukupnog željeza varira od 18,11 do 23,15 % (srednja vrijednost je 19,84 %), a MgO od 6,61 do 8,90 % (srednja vrijednost je 7,81 %). Odnos Fe:Mg je većinom 1,2–1,3, a rjeđe se penje i do 2,0. Prvi padaju između polja magnezijjskih i željeznih biotita, dok drugi pripadaju željezovitim biotitima (Guidotti et al., 1975).

Slovenec (1984) je pokazao da je politip 2M₁ mnogo češći od složenih politipova, dok politip 1M nije registriran.

Sekundarni klorit, nastao iz biotita, javlja se sitnolističav, a ponegdje u krupnim i pseudomorfnim listovima koji su kemijski analizirani (an. Ch₁, tabela 3). Po odnosu Fe/Fe+Mg : Si, taj klorit pada u granično područje dijabantita i piknoklorita (Deer et al., 1962); odnos Fe/Mg je 1,3, dakle, isti kao i u biotitu iz kojeg je postao.

Tabela 3. Mikrosondni kemijski sastav petrogenih sastojaka migmatita

Table 3. Microprobe chemical composition of rock-forming minerals of migmatites												
	Pl ₁	Pl ₁	Pl ₁	Pl ₃	Pl ₃	Pl ₃	Pl ₆	Pl ₆	Pl ₆	Or ₆	Pm ₆	Pm ₆
SiO ₂	62.04	63.08	62.11	63.28	62.38	63.80	62.57	63.16	66.48	65.51	63.89	63.10
Al ₂ O ₃	23.38	23.20	23.12	23.07	23.96	22.92	22.75	22.35	20.11	18.03	22.19	22.04
CaO	4.58	4.75	4.60	4.98	5.03	4.85	4.90	4.21	1.12	0.02	3.25	3.75
Na ₂ O	9.52	9.51	9.24	9.35	9.18	9.21	9.19	9.08	11.35	0.61	10.02	10.13
K ₂ O	0.16	0.10	0.15	0.05	0.17	0.17	0.17	0.52	0.04	15.32	0.10	0.10
	99.68	100.64	99.22	100.73	100.72	100.95	99.58	99.32	99.10	99.49	99.45	99.12
Broj iona - Numbers of ions												
Si	2.763	2.780	2.775	2.785	2.749	2.799	2.787	2.815	2.943	3.024	2.835	2.819
Al	1.227	1.205	1.217	1.197	1.245	1.185	1.194	1.174	1.049	0.981	1.161	1.161
Ca	0.219	0.224	0.220	0.235	0.238	0.228	0.234	0.201	0.053	0.001	0.155	0.180
Na	0.822	0.813	0.800	0.798	0.784	0.783	0.794	0.785	0.974	0.055	0.862	0.877
K	0.007	0.006	0.009	0.003	0.010	0.010	0.010	0.030	0.002	0.902	0.006	0.006
An	20.9	21.5	21.4	22.9	23.1	22.3	22.5	19.8	5.2	0.1	15.2	16.9
Ab	78.7	77.9	77.7	77.8	76.0	76.7	76.5	77.2	94.6	5.7	84.3	82.5
Or	0.4	0.6	0.9	0.3	0.9	1.0	1.0	3.0	0.2	94.2	0.5	0.6
	Mi ₆	Mi ₆	Mi ₆	Mi ₆								
SiO ₂	64.01	64.52	64.26	64.29								
Al ₂ O ₃	19.27	19.16	18.92	19.55								
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00								
Na ₂ O	0.53	0.57	0.61	0.74								
K ₂ O	15.50	15.44	15.54	14.96								
	99.31	99.69	99.33	99.54								
Broj iona - Numbers of ions												
Si	2.969	2.978	2.981	2.966								
Al	1.053	1.042	1.034	1.063								
Ca	-	-	-	-								
Na	0.048	0.051	0.055	0.066								
K	0.917	0.909	0.920	0.880								
An	-	-	-	-								
Ab	5.0	5.3	5.7	7.0								
Or	95.0	94.7	94.3	93.0								

Pl plagioklas; Pm mikropertit; Or ortoklas; Mi mikroklin; Bi biotit; Ms muskovit; Gr granat; Ch klorit

Indeksi na skraćenicama minerala označavaju brojeve uzoraka stijena iz tabele 8

Proračun je izvršen na bazi B (feldspati), 24 (biotit, muskovit i granat) i 36 (klorit) kisikovih iona

Pl plagioclase; Pm micropertite; Or orthoclase; Mi microcline; Bi biotite; Ms muscovite; Gr garnet; Ch chlorite

Indexes on mineral abbreviations mark the sample numbers from Table 8

Calculated on the basis of B (feldspars), 24 (biotite, muscovite, and garnet), and 36 (chlorite) oxygen ions

	Bl ₁	Bl ₁	Ms ₁	Ms ₁	Ms ₁	Ms ₁	Bl ₃	Bl ₃	Ms ₃	Ms ₃	Ms ₃	Bl ₆
SiO ₂	36.42	35.24	45.80	45.81	45.39	45.95	36.55	36.77	47.11	45.55	46.49	34.74
TiO ₂	2.24	2.81	0.77	0.43	0.97	0.14	2.64	2.86	1.20	0.87	1.49	3.48
Al ₂ O ₃	19.49	19.51	35.78	36.09	36.08	36.33	17.51	18.19	34.25	34.99	34.50	17.19
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	18.11	18.84	0.96	1.04	0.95	0.83	18.82	18.33	1.42	1.26	1.35	23.15
MnO	0.31	0.28	0.06	0.00	0.00	0.04	0.24	0.28	0.00	0.06	0.02	0.24
NiO	0.03	0.01	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.07
MgO	8.17	8.04	0.58	0.56	0.60	0.61	8.90	8.48	0.99	0.77	1.52	6.61
CaO	0.00	0.01	0.00	0.02	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.17	0.30	0.87	0.82	0.87	0.77	0.06	0.12	0.62	0.74	0.70	0.06
K ₂ O	8.79	8.89	9.84	9.55	9.69	9.57	9.57	9.71	10.42	10.43	10.39	9.39
	93.73	93.94	94.70	94.35	94.64	94.25	94.29	94.76	96.01	94.67	96.46	94.93

Broj iona - Numbers of ions

Si	5.299	5.117	6.021	5.990	5.962	5.993	5.400	5.447	6.289	6.018	6.242	5.293
Al IV	2.701	2.883	1.979	2.010	2.038	2.007	2.600	2.553	1.711	1.982	1.758	2.707
Al VI	0.641	0.495	3.565	3.552	3.548	3.577	0.449	0.623	5.388	3.466	3.702	0.370
Ti	0.245	0.310	0.076	0.042	0.096	0.014	0.293	0.319	0.120	0.086	0.150	0.399
Cr	-	0.001	0.002	-	0.002	0.001	-	-	-	-	-	-
Fe	2.203	2.314	0.106	0.114	0.104	0.091	2.325	2.271	0.159	0.139	0.152	2.949
Mn	0.038	0.035	0.007	-	-	0.004	0.030	0.035	-	0.007	0.002	0.031
Ni	0.004	0.001	0.002	0.003	0.001	-	-	0.002	-	-	-	0.009
Mg	1.772	1.761	0.114	0.109	0.117	0.119	1.960	1.873	0.197	0.152	0.304	1.501
Ca	-	0.002	-	0.003	0.008	-	-	-	-	-	-	-
Na	0.048	0.085	0.222	0.208	0.222	0.195	0.017	0.034	0.160	0.190	0.182	0.018
K	1.631	1.666	1.650	1.593	1.624	1.592	1.804	1.835	1.774	1.758	1.780	1.825
H	6.085	5.938	4.647	4.928	4.696	5.002	5.627	5.178	3.553	4.697	3.171	5.152

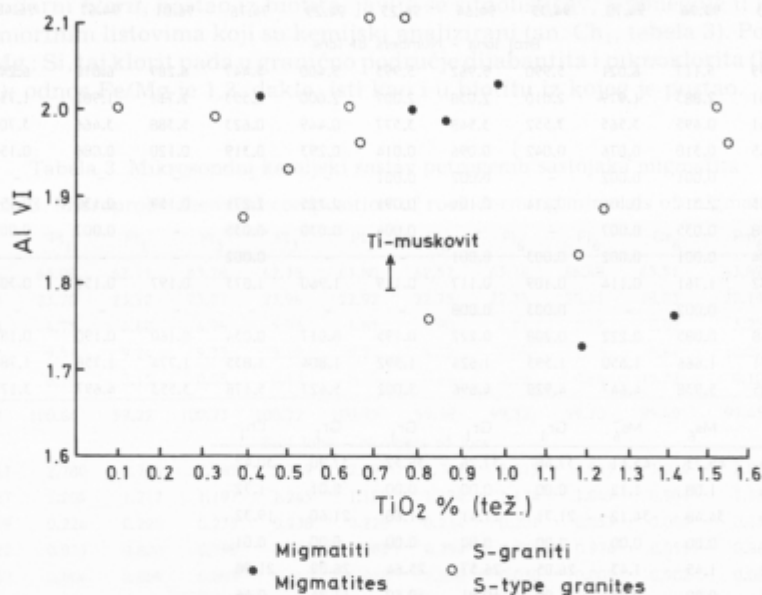
	Bl ₆	Ms ₆	Ms ₆	Gr ₁	Gr ₁	Gr ₁	Gr ₁	Ch ₁
SiO ₂	35.90	45.73	45.41	37.48	37.26	38.32	37.90	30.42
TiO ₂	3.36	1.08	1.12	0.00	0.00	0.00	0.01	1.72
Al ₂ O ₃	17.06	34.48	34.12	21.71	21.41	21.68	21.60	19.32
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
FeO	21.82	1.45	1.43	26.05	26.57	25.64	26.09	21.98
MnO	0.28	0.00	0.00	11.09	10.81	10.60	11.24	0.46
NiO	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	6.67	0.71	0.68	2.14	2.09	2.11	2.08	9.62
CaO	0.00	0.20	0.01	1.94	2.33	1.86	1.39	0.07
Na ₂ O	0.12	0.57	0.42	0.05	0.00	0.04	0.03	0.04
K ₂ O	9.32	10.39	10.63	0.00	0.00	0.00	0.00	4.65
	94.58	94.61	93.83	100.46	100.50	100.25	100.34	

Broj iona - Numbers of ions

Si	5.398	6.041	5.961	6.003	5.986	6.108	6.066	6.336
Al IV	2.602	1.959	2.039	1.997	2.014	1.892	1.934	1.664
Al VI	0.421	3.409	3.240	2.079	2.055	2.183	2.140	3.079
Ti	0.380	0.107	0.111	-	-	-	0.001	0.269
Cr	0.001	-	-	-	0.004	-	-	0.002
Fe	2.744	0.160	0.157	3.489	3.570	3.418	3.492	3.829
Mn	0.036	-	-	1.505	1.471	1.431	1.524	0.081
Ni	0.005	-	0.001	-	-	-	-	-
Mg	1.495	0.140	0.133	0.511	0.501	0.501	0.496	2.987
Ca	-	-	0.001	0.333	0.401	0.318	0.238	0.016
Na	0.035	0.146	0.107	0.016	-	0.012	0.009	0.016
K	1.788	1.751	1.780	-	-	-	-	1.236
H	5.436	4.749	5.403	-	-	-	-	16.269

Muskovit je količinski podređeniji od *biotita* od kojega i nastaje. On se pojavljuje na različite načine – obično u sitnijim, rjeđe krupnijim listovima koji u nekim stijenama uklapaju sitniji muskovit prve generacije. Rijetko se na rubovima listova javljaju mirmekitni proraslaci kvarca, a nailazi se i na intergranularnu muskovitizaciju (sl. 6, tabla 6).

Kemizam muskovita ilustriraju analize označene Ms_2 , Ms_3 i Ms_6 u tabeli 3. Sadržaj TiO_2 dosta je visok (srednja vrijednost je 0,99 %), dok su srednji sadržaji $MgO=0,80$ %, a ukupnog željeza 1,23 %. Na dijagramu $AlVI:TiO_2$ (Anderson



Sl. 7. Dvokomponentni dijagram $TiO_2:AlVI$ za muskovit (Anderson & Rowley, 1981)

Fig. 7. The TiO_2 versus $AlVI$ diagram for muscovite (Anderson & Rowley, 1981)

& Rowley, 1981) točke muskovita rasipaju se uglavnom u polju titanskih muskovita (sl. 7). Prema podacima rendgenografskih istraživanja (Slovenec, 1984), muskovit je najčešće predstavljen politipom $2M_1$.

Hornblenda se vrlo rijetko javlja kao bitni mineral migmatita u melanosomnim, odnosno restitnim vrcama. To je redovito hipidiomorfnoprizmatska zelena hornblenda, koja je obično svježja, rjeđe u različitim stupnju kloritizirana. Po svojim mikrofiziografskim karakteristikama ne razlikuje se od hornblende iz paragnajsova.

Granat se također rjeđe javlja, obično u melanosomskim agregatima u vidu sitnih izometričnih zrna koja su rijetko u različitom stupnju kloritizirana.

Kemizam granata ilustriraju analize označene Gr_1 u tabeli 3. Radi se o granatu u kojem prevladava almandinska komponenta (56,7 % mol.), uz dosta visoke sadržaje spesartina (29,9 % mol) i niske sadržaje piropa (8,2 % mol.) i grosulara (5,2 % mol.).

Akcesorni sastojci

Među akcesornim sastojcima dolaze raznovrsni minerali, koji se po količinskoj učestanosti mogu svrstati u tri grupe. Najčešći su *cirkon* – obično se javlja u vidu zaobljenih zrna, rjeđe prizmatskih kristala, dosta često s uklopljenim pleohroitskim dvorovima (sl. 2, tabla 6) i *apatit*, čija se količina u nekim stijenama penje i na 1–2 % (sl. 1 i 3, tabla 6).

Podređeniji akcesorni sastojci su *metalni mineral(i)*, koji nisu detaljnije određivani, zatim *coizit* te *granat* i *titanit*, koji mogu u nekim paleosomama imati i karakter sporednog sastojka (sl. 1, tabla 6). Najmanje zastupljeni akcesorni sastojci migmatita su *rutil*, *turmalin* i *ortit*.

Paleosome (mezosome) i neosome

Papučki migmatiti predstavljaju, jednako kao i migmatitne stijene uopće, stijene u kojima najčešće dolaze u jako promjenljivim količinama ishodišni gnajnsi materijal – paleosome (M e h n e r t, 1968), odnosno mezosome (J o h a n n e s, 1983 a) i pretaljeni, odnosno mobilizirani neosomski materijal. Ovaj posljednji pretežno je predstavljen svijetlim i debljim slojevima leukosoma duž čijeg se kontakta s paleosomama izdvajaju tanji slojevi melanosoma koji i nisu uvijek prisutni.

Paleosome (mezosome)

Paleosome, odnosno mezosome su mezokratne stijene koje su, u pravilu, predstavljene paragnajsovima. Kao što je naprijed detaljno prikazano, paragnajsovi pokazuju određene varijacije u strukturi, teksturi, mineralnom i modalnom sastavu što se reflektira i u variranju strukturno-teksturnih i kompozicijskih karakteristika migmatita koji iz njih postaju.

Paleosomski paragnajsovi predstavljaju maksimalno rekristalizirane stijene, s izrazitim metamorfnim sklopom u kojem se ističe jasna folijacija uvjetovana planparalelnim rasporedom biotita i muskovita (sl. 3, tabla 5). Debljine mezosoma variraju od nekoliko milimetara do nekoliko centimetara. Najčešći su srednjozrnati strukturni varijeteti (veličina zrna oko 1–2 mm), koji su obično ekvigranularni do subekvigranularni.

Mineralni, a naročito modalni sastav paleosoma varira od sloja do sloja. U njima su uvijek prisutni u prevladavajućoj količini kvarc, plagioklas, ortoklas i biotit (vrlo rijetko i hornblenda), no s promjenljivim modalnim odnosima. Kemijske analize paragnajsova (an. 18 do 29, tabela 6), odnosno iz njih proračunati normativni sastav pokazuje da kemizam paleosoma po odnosu plagioklasa i ortoklasa varira od gotovo tonalitnog (4,5 % K-feldspata) preko najčešće granodioritnog (15–20 % K-feldspata) do monocgranitnog (oko 20–25 % K-feldspata). Kemijski sastav modalnog plagioklasa je ujednačen, i to je obično oligoklas – $An_{20,7-25,0}$, a srednja vrijednost je $An_{22,9}$ (an. Pl, tabela 2). U paleosomama se na mnogim mjestima javljaju, pored navedenih dominantnih sastojaka, još i granat, disten i silimanit, dakle, mineralni sastojci inače karakteristični za jače metamorfozirane (amfibolitni facijes) dijelove progresivnome-tamornog kompleksa. Njihovo prisustvo dokazuje da procese migmatitizacije treba promatrati u okvirima regionalnog metamorfizma koji se odvijao u P-T uvjetima srednjeg stupnja metamorfizma (amfibolitni facijes), odnosno kao njegov ultrameta-morfn nastavak.

Leukosome

Leukosome, ako nisu deformirane i kataklazirane, javljaju se obično u lećama, češće u tankim slojevima čija debljina varira od nekoliko milimetara do nekoliko centimetara. One su obično izgrađene od ksenomorfnih zrna promjenljive veličine, koja najčešće dosiže veličinu do 3 ili 4 mm. Dakle, leukosome su krupnozrnatiije od okolnih, odnosno proslojenih paleosomskih paragnajsova. Nešto su količinski podređenije leukosome kod kojih je veličina zrna 5–6 mm, dok se vrlo rijetko nailazi na pegmatitoidne varijetete leukosoma sa zrnima veličine do 10 mm ili više. Čak su i kod jako flazeriranih migmatita pojedina okca, bez obzira na njihovu veličinu, izgrađena obično od leukosomskih agregata veličine zrna do 3–4 mm, rijetko i do 6 mm.

Tekstura leukosoma je masivna, tj. mineralni sastojci ne pokazuju nikakav preferirani prostorni raspored, po čemu se također jasno razlikuju od okolnih, primarno međusobno proslojenih paleosoma, odnosno mezosoma.

Leukosome su izrazito leukokratne stijene jer u njihovom mineralnom sastavu prevladavaju kvarc i feldspati u različitim proporcijama. U odnosu na paleosome, ovdje se kvarc javlja u krupnijim rekristaliziranim zrnima koja ponekad uklapaju sitniji plagioklas pa i biotit iz paleosoma. Feldspati su u leukosomama predstavljeni plagioklasom i K-vrstama. U leukosomama metatekstita početne faze migmatitizacije, od K-feldspata srećemo samo ortoklas, dok u migmatitima višeg stupnja migmatitiziranja dolazi pretežno mikroklin, uz količinski podređeniji ortoklas. Na osnovi podataka mikroskopiranja može se reći da se povećanjem stupnja migmatitizacije povećava količina mikroklina, a obično i njegova veličina zrna.

Plagioklas je u leukosomama najčešće predstavljen oligoklasom sastava $An_{19,8-23,1}$; srednja je vrijednost $An_{21,6}$ (an. Pl. tabela 3). Dakle, kemijski sastav plagioklasa se tu sasvim malo razlikuje od kemizma plagioklasa u ishodišnim paleosomskim paragnajsovima (srednja je vrijednost $An_{22,9}$). U nekim krupnozrnatijim (pegmatitoidnim) leukosomama dolazi i kiseliji plagioklas, koji, prema optičkim određivanjima, varira od albita do jako kiselog oligoklasa. Pegmatitni i mirmekitni prorasci kvarca i feldspata količinski su znatno podređeniji sastojci leukosoma; nalazimo ih često u rubnim dijelovima krupnijih plagioklasnih i mikroklinskih zrna. Mikropertiti su također sasvim podređeni sastojci leukosoma; prema podacima kemijske analize (uzorci Pm, tabela 3), plagioklasne lamele mikropertita izgrađene su od kiselog oligoklasa ($An_{15,2-16,9}$).

Biotit u leukosomama često uopće ne dolazi ili je prisutan u minimalnim količinama (1–2 %). Isti je slučaj i s akcesornim sastojcima.

Melanosome

Melanosome se javljaju duž kontakta leukosoma i paleosoma (mezosoma) u vidu vrlo tankih milimetarskih (i tanjih) slojića, mada se u pojedinim slučajevima uopće ne zapažaju.

Biotit je najkarakterističniji sastojak melanosoma; obično je svjež ili u različitom stupnju muskovitiziran. Zelena hornblenda je ponekad sporedan sastojak (sl. 1, tabla 6). Još mogu biti prisutni kvarc i feldspat (najčešće kisel plagioklas). Biotit je u melanosomama obično krupniji od biotita iz paleosoma, što najčešće nije slučaj s kvarcom i feldspatom.

U melanosomama karakteristično dolazi povećana količina akcesornih sastojaka,

naročito granata, titanita, cirkona, apatita i metalnog minerala (sl. 1 i 3, tabla 6); količinski su podređeniji turmalin, coizit, rutil i ortit. Neki od njih, primjerice, granat i titanit dolaze mjestimice u povećanoj količini tako da postaju sporedni sastojci melanosoma.

Za razliku od leukosoma, melanosome imaju redovito paralelnu teksturu uvjetovanu planparalelnim slaganjem biotita i muskovita. Obično je njihova folijacija konformna s folijacijom susjednih paleosomskih paragnajsova, mada je mjestimice diskordantna u odnosu na generalnu orijentaciju okolnih leukosomsko-paleosomskih slojeva. Izuzetno se rijetko nailazi na sasvim nepravilne, nebulitne nakupine melanosomskog biotita.

Petrografija migmatita

Vragović (1965) je detaljno petrografski obradio teksturne varijetete migmatita iz nekih dijelova Papuka. Ovdje će se dati kratak, genetski temeljen petrografski pregled migmatita koji će ilustrirati postupnost migmatitne mobilizacije iz ishodišnih paragnajsova progresivnometamornog kompleksa.

Migmatiti nižeg stupnja migmatitizacije

Metateksitni varijeteti migmatita (po nekim klasifikacijama: heterogeni migmatiti) produkt su nižeg stupnja migmatitne mobilizacije tako da je u njima još uvijek dominantan ishodišni, paleosomski paragnajсни materijal. Oni su naročito česti u dijelovima migmatitnog kompleksa koji su u kontaktu s najjače metamorfoziranim dijelovima progresivnometamornog kompleksa, dok se podređenije javljaju kao relikti u jače migmatiziranim dijelovima terena.

U takvim prikontaktnim područjima, u ishodišnim, maksimalno rekristaliziranim paragnajsovima (sl. 1 i 2, tabla 1, sl. 3, tabla 5) započinju se javljati pojedinačne, obično milimetarske, rijetko centimetarske leće leukosoma u kojima preteže kvarc, uz manje feldspata (sl. 3, tabla 1, sl. 4, tabla 5). Idući dalje od kontakta, postupno se povećava količina leukosomskog materijala; leće postaju veće, a stijena već zadobiva jasnu vrpčastu teksturu (sl. 4, tabla 1, sl. 5, tabla 5), no leukosomskog materijala nema više od oko 20 %. Idući još dalje od kontakta, stupanj migmatitne mobilizacije još se više povećava – leukosomski slojevi su brojniji, gušće poredani i često većih debljina (sl. 5 i 6, tabla 5, sl. 5, tabla 1) i na njih otpada skoro oko polovica od ukupne mase stijene. Konačno, u metateksitima još udaljenijim od kontakta (sl. 7, tabla 5), leukosomskog materijala je još više, slojevi su deblji, međusobno se stapaju ili čak i budiniraju tako da je više neosomskog negoli paleosomskog materijala. Takve, jače migmatizirane stijene imaju već tipske stromatitne teksture. Vrlo je karakteristično da u leukosomama ovih metateksita najčešće nema mikroklina; feldspat je zastupljen uglavnom kiselim plagioklasom, uz kojeg se mogu podređeno pojaviti i pegmatitni proraslaci, najčešće duž rubnih dijelova plagioklasnih zrna.

Prema najnovijim shvaćanjima, koja se temelje na vrlo obimnoj analitičkoj faktografiji (Mehnert & Büsch, 1982; Olsen, 1983; Johannes, 1983; 1983a; Gupta & Johannes, 1982; i drugi), ovakve leukosome u metateksitima (bar ove koje su produkt nižeg stupnja migmatitizacije) mogle su nastati u subsolidusnom području, dakle, metamornom diferencijacijom, odnosno mobilizacijom.

Migmatiti višeg stupnja migmatitizacije

Migmatiti višeg stupnja migmatitizacije (po nekim klasifikacijama: homogeni migmatiti) genetski se nadovezuju na prethodno opisane jer se u njima još više smanjuje količina ishodišnog paleosomskog materijala ili pak u potpunosti prelaze u migmatitno mobilizirane neosome (dijateksite). Kod ovih su migmatita vrpčaste, stromatitne teksture još više izražene, no pojedini slojevi i leće su često nepravilni i općenito ne pokazuju onu teksturnu pravilnost koja je karakteristična za metateksite.

Mineralni sastav i strukturne karakteristike znatno variraju od jednog do drugog sloja. Ponekad se dvije ili više leukosoma stapaju dajući deblji sloj. Količinski odnos leukosoma i melanosoma jako varira, no najčešće leukosome jasno dominiraju nad melanosomama.

Po mineralnom sastavu razlikuju se dvije glavne grupe leukosoma. 1 Kvarcom bogate leukosome sadrže pretežno rekristalizirani kvarc uz malo ili nimalo mikrokлина i plagioklasa. One su obično tanke, a i inače jako liče na kvarcom bogate leće ili slojčice koji su opisani kao produkt prve faze migmatitizacije kod metateksita. 2 Granodioritne do monzogranitne leukosome koji su obično krupnozrnatiye. One su izgrađene od kvarca, plagioklasa i mikrokлина. Krupni mikroklin obično poikilitski uklapa cjelovita zrna ili relikte plagioklasa, ortoklasa i biotita (sl. 7, tabla 6), a vrlo su česta i međusobna prorastanja kvarca i feldspata, te mikrokлина i plagioklasa.

Melanosome su izgrađene pretežno od biotita uz kojeg se, u pojedinim uzorcima, javlja i hornblend, a negdje dolaze i novoformirana zrna mikrokлина i plagioklasa. Ovo ukazuje na mogućnost da se je pri tim višim stupnjevima migmatitne mobilizacije odvijala, uglavnom, simultana kristalizacija hornblende, kvarca i feldspata.

Mezosome sadrže, pored kvarca i feldspata, još i krupnije rekristalizirani biotit. Mikroskopski se često ne može povući razlika između mezosoma i granitoidnih leukosoma jer i mezosome obično imaju granoblastičnu (granulitnu) strukturu, doduše s manjom veličinom zrna. Međutim, distinkcija je moguća makroskopskim promatranjem jer je na mezosomama obično jasno sačuvana paralelna tekstura.

Danas prevladava mišljenje da su ovakvi homogeni migmatiti nastali, za razliku od heterogenih migmatita, procesima parcijalnog taljenja (Mehnert & Büsch, 1982; Olsen, 1983; Johannes, 1983; i drugi).

Teksturni varijeteti migmatita

Budući da se migmatitna mobilizacija najčešće obavlja pri djelovanju jednosmjernog tlaka, duž folijacijskih površina ishodišnih paragnajsova, to migmatitne stijene imaju pretežno različite *paralelne teksture*. Pored već opisanih *metateksitnih migmatita*, koji redovito imaju lečaste i lečasto-vrpčaste teksture, najčešće se među slavonskim migmatitima nailazi na *stromatitne migmatite* koji pokazuju dosta velike varijacije u debljini leukosomskih, melanosomskih i mezosomskih slojeva, odnosno u njihovim količinskim proporcijama, no ipak uz jasno prevladavanje leukosomskog materijala. Dok su leukosomski minerali u njima obično sasvim svježi, dotle je biotit u melanosomama i mezosomama redovito malo do umjereno, a rijetko i potpuno muskovitiziran. Pored ovih se još javljaju i *porfiroblastični stromatitni migmatiti* u kojima se dosta često izdvajaju feldspatski porfiroblasti, nekad veličine i do 2–3 cm. Obično je to mikroklin, a rjeđe kisel plagioklas; oba često poikilitski uklapaju

minerale iz ishodišnih paleosomskih paragnajsova. Ove se stijene nejasno miješaju s gore prikazanim stromatitnim migmatitima.

Borani migmatiti su, u stvari, metateksitni i stromatitni migmatiti kod kojih su slojevi i leće neosoma i mezosoma borani; bore su mikroskopskih, odnosno submilimetarsko-milimetarskih i makroskopskih, centimetarsko-metarskih dimenzija. Borani migmatiti su često intenzivno kataklazirani; leukosomski sastojci se drobe i nagomilavaju u okca koja plivaju u melanosomskom, odnosno mezosomskom mezostazisu. Kada je ovaj posljednji količinski potčinjen, onda su okca obavijena nakupinama biotita. Inače, sama su okca izgrađena od kvarca i krupnijeg mikroklina, odnosno kiselog plagioklasa (sl. 5, 6 i 7, tabla 6); kvarc je redovito mozaičan s undulatornim potamnjenjem (sl. 8, tabla 6), dok su sraslačke lamele plagioklasa često izuvijane, mikroborane i mikrorasjedane. Takvi *okcasti (flazer) migmatiti* najčešći su teksturni varijeteti unutar papučkog migmatitnog kompleksa; oni su lijepo otkriveni u dolini Brzaje, od Vučjaka sve do njenog izvorišta, zatim dalje na istok sve do Jankovca, odnosno najistočnijih dijelova Papuka. To su, inače, i najčešći teksturni varijeteti među migmatitima, koji su nabušeni u brojnim naftnim bušotinama diljem cijele Slavonije.

Neki papučki migmatiti imaju i *masivnu teksturu*. Među takvima su najčešći *nebulitni migmatiti*, koji su naročito česti u kontaktnim područjima granitnih tijela, bez obzira na njihove dimenzije, i stromatitnih migmatita. Kod njih se neosomski materijal izdvaja nepravilno, a ne duž folijacijskih površina paleosomskih gnajsova. Često je to miješanje paleosomskog i neosomskog materijala sasvim nepravilno, dajući utisak brečaste strukture (tzv. *agmatitni migmatiti*). Rjeđe se nailazi na *pigmatitne migmatite* – bijele leukosomske žile, obično milimetarsko-centimetarskih debljina; zmijolike su izuvijane i borane i obično jasno diskordantne u odnosu na folijacijske površine okolnih migmatita.

Dosta se često nailazi na *dijateksitne migmatite* u kojima nema relikata ishodišnih paleosomskih gnajsova jer su u potpunosti migmatitno mobilizirane. Po sklopu su to magmatske stijene, najčešće granodioritnog i monocgranitnog sastava. U njima se nailazi na šliraste i turbulente teksture, a mineralni sastojci su im često plastično deformirani.

Neki od navedenih stromatitnih i deformiranih stromatitnih migmatita, kao i nebulitnih i dijateksitnih migmatita prikazani su na sl. 6 do 8, tabla 1; sl. 1 do 8, tabla 2, dok su varijeteti metateksita prikazani na sl. 1 do 5, tabla 1.

Petrografska klasifikacija migmatita

Budući da migmatiti imaju granitoidni sastav, a javljaju se zajedno sa S-granitima, to je interesantna njihova petrografska korelacija. Osnovna petrografska klasifikacija takvih stijena temelji se na modalnom sastavu koji se obično ne određuje na migmatitnim stijenama zbog njihovih teksturnih karakteristika, odnosno zbog vrlo neujednačenog miješanja leukosomskog, melanosomskog i paleosomskog materijala.

Zbog toga ćemo se poslužiti Q'-ANOR dijagramom (Streckeisen & Le Maître, 1979), koji se temelji na normativnom mineralnom sastavu. Podaci za papučke migmatite prikazani su na takvom mezonormativnom dijagramu, na kojem se vidi da se većina točaka migmatita nižeg stupnja migmatitizacije gomila u poljima granodiorita (4) i monocgranita (sl. 10). Nešto je više točaka u polju monocgranita gdje pada, doduše vrlo blizu granične linije s granodioritima, i prosječni sastav papučkih

migmatita. Sasvim mali broj točaka pada i u polje granita s. str. (3 a), a jedna čak i u polje plagiogranita, odnosno alkalijsko-feldspatskih granita (2). Ovi posljednje navedeni sastavi odgovaraju izrazito leukokratnim homogenim migmatitima obogaćenim mikroklinom, uz kojeg dolazi jako kiseli plagioklas čiji kemizam pada u prije-lazno područje između albita i jako kiselog oligoklasa.

Dakle, papučki migmatiti imaju, u osnovi, granodioritno-moncogranitni sastav sa slabo izraženim trendovima prema granitima i čak alkalijsko-feldspatskim granitima.

S–graniti i asociirane intermedijarne stijene

Granitoidni plutoni kao i manja tijela granita unutar papučkog migmatitnog kompleksa, uključujući i centimetarsko–decimetarske venite, izgrađeni su pretežno od S–granita, uz koje se podređeno javljaju i intermedijarne stijene. Te su stijene također registrirane i u brojnim naftnim bušotinama (sl. 1, tabela 1).

I granitoidne i intermedijarne stijene imaju, uz određena variranja, dosta ujednačene strukturno–teksturine karakteristike i, u osnovi, identičnu mineralnu paragenezu.

Mineralna parageneza

Mineralna parageneza S–granitoida uključuje kvarc i feldspate, kao najčešće salske bitne sastojke, te tinjce i amfibol, kao bitne femske sastojke. Pored njih, ona još obuhvaća količinski podređeniji granat i silimanit, te različite sekundarne i akcesorne sastojke.

Kvarc i feldspati

Kvarc se javlja najčešće u vidu ksenomorfnih zasebnih zrna, rjeđe u sitnozrnatim aglomeracijama. Dosta ga se često nalazi u obliku okruglastih, crvolikih i kapljičastih izdvajanja u feldspatima (sl. 6, tabla 7 i sl. 3 i 4, tabla 8).

Feldspati su zastupljeni plagioklasom, ortoklasom, mikroklinom, mikropertitom te pegmatitnim i mirmekitnim proraslacima kvarca i feldspata.

Plagioklas je najčešći feldspat koji kod pojedinih varijeteta granita i intermedijarnih stijena pokazuje manja količinska variranja, a i promjene u kemijskom sastavu. Najčešće je svjež, a negdje je u različitim stupnju izmijenjen i prešao u sericit i klinocozit, a rjeđe u kalcit i prenit.

Kemijski sastav plagioklasa prikazan je u priloženoj tabeli 4. U različitim varijetetima intermedijarnih stijena plagioklas je predstavljen andezinom; plagioklasi iz tri detaljno obrađivane stijene imaju sastave: $An_{42,1-43,9}$, $An_{41,6-43,2}$ i $An_{37,3-42,0}$ (an. Pl₁, Pl₆ i Pl₉, tabela 4). Rijetko su kada na rubu zrna slabo zonalni, no s vrlo slabo izraženim promjenama kemijskog sastava.

Plagioklasi iz različitih granitoidnih varijeteta predstavljeni su oligoklasom, najčešće s vrlo slabo izraženim varijacijama u sadržaju anortitne komponente. U četiri detaljno obrađivana uzorka dobiveni su ovi sastavi: $An_{16,8-21,0}$, $An_{21,2-24,8}$, $An_{21,6-22,7}$ i $An_{24,9-25,6}$ (an. Pl₂₅, Pl₂₆, Pl₂₇ i Pl₂₈, tabela 4). Rijetko su plagioklasi jasno zonalni (sl. 5, tabla 8), a promjene u kemijskom sastavu od jezgre do ruba zrna izražene su u intervalu od $An_{25,2-33,5}$, odnosno $An_{20,2-32,6}$ (an. Pl₉ i Pl₂₅, tabela 4).

U nekim leukokraticnim granitoidnim varijetetima plagioklas je zastupljen kiselim članovima niza čiji sastav varira od albita do jako kiselog oligoklasa. Tako, primjerice, u muskovit-biotitnom granitu iz bušotine Osijek-2 plagioklas ima sastav $An_{1,8-9,4}$, a u muskovit-biotitnom granitu iz bušotine Bankovci-2 sastav $An_{4,3-7,1}$, odnosno $An_{3,7-6,3}$ (an. Pl_{43} i Pl_{45} , tabela 4). Takvi alkalijsko-feldspatski graniti (plagiograniti) zapaženi su i unutar zvečevskog granitoidnog plutona, a jedan takav varijetet iz doline Brzaje opisao je detaljno Vragović (1965).

Od K-glinenaca, najčešći je *mikroclin*, koji je produkt K-metasomatoze što potkrepljuju vrlo česte pojave uklopaka plagioklasa i biotita u krupnijim zrnima mikroklina (sl. 3, tabla 7). Pored toga, mikroclin se javlja još i intergranularno u sitnim ksenomorfim zrnima (sl. 4, tabla 8).

Kemijski sastav mikroklina dosta je ujednačen. On obično ne sadrži primjese anortitne komponente, dok sadržaj albitne komponente varira od uzorka do uzorka: $Ab_3, 9-8, 4$, $Ab_6, 1-6, 4$, $Ab_8, 0-9, 8$, $Ab_5, 4-6, 4$ i $Ab_5, 7-14, 8$, tako da sadržaj K-feldspatske komponente u tim istim uzorcima varira u intervalu: 91,6–96,1, 93,6–93,9, 90,1–95,0, 93,6–94,6 i 84,9–94,0 % (an. Mi_{25} , Mi_{26} , Mi_{27} , Mi_{43} i Mi_{45} , tabela 4).

Ortoklas, za razliku od češćeg mikroklina, obično je bar malo zamućen («kaoliniziran»), a mjestimice i malo do umjereno sericitiziran.

Kemijski sastav ortoklasa dosta je ujednačen i njega ilustriraju analize Or_{43} i Or_{45} , tabela 4. One pokazuje varijacije u sadržaju anortitne komponente od 0,3 do 0,6 %, albitne od 5,4 do 8,5 % i K-feldspatske od 90,9 do 94,3 %.

Mikropertiti se javljaju kao sporedni sastojci S-granita. I oni su obično optički homogeni i svježi, jednako kao i mikroclin. Kemijska analiza Pm_{25} u tabeli 4 pokazuje da plagioklasne lamele sadrže: anortita od 1,4 do 18,6 %, albita od 80,5 do 98,1 % i K-feldspata od 0,5 do 0,9 %.

Pegmatitni i mirmekitni prorasci kvarca i feldspata javljaju se samo u nekim granitoidnim stijenama, i to u malim količinama, obično od 1–2 %, a vrlo rijetko imaju karakter sporednih sastojaka. Kvarcna zrna prorastaju se s feldspatima na različite načine: kapljicasto, crvoliko, zmijoliko i sasvim nepravilno (sl. 2, 3 i 4, tabla 8). Kod pegmatitnih prorasci obično je klinasti kvarc uklopljen u krupnijem zrnju alkalijskog feldspata, dok je kod mirmekita kvare obično prorastao s oligoklasom.

Alkalijski feldspat iz pegmatitnog prorasci iz detaljno ispitivanog biotitnog monocgranita sadrži 23,1 % albita i 76,9 % K-feldspata (an. Mm_{25} , tabela 4).

Tekst za tabelu 4

Explanation for Table 4

Pl plagioklas; Pl_{1-4} zonalni plagioklas; Pm mikropertit; Or ortoklas; Mi mikroclin; Mm mirmekitski mikroclin; Bi biotit; Ms muskovit; Ho hornblenda; Ch klorit; Ep epidot

Indeksi na skraćenicama minerala označavaju brojeve uzoraka stijena iz tabele 9
Proračun je izvršen na bazi 8 (feldspat), 13 (epidot), 24 (biotit, muskovit i hornblenda) i 36 (klorit) kisikovih iona

Pl plagioclase; Pl_{1-4} zoned plagioclase; Pm micropertite; Or orthoclase; Mi microcline; Mm myrmekitic microcline; Bi biotite; Ms muscovite; Ho hornblende; Ch chlorite; Ep epidote

Indexes on mineral abbreviations mark the rock samples from Table 9
Calculated on the basis of 18 (feldspar), 13 (epidote), 24 (biotite, muscovite, and hornblende), and 36 (chlorite) oxygen ions

Tabela 4. Mikrosondni kemijski sastav petrogenih minerala S-granita

Table 4. Microprobe chemical composition of rock-forming minerals of S-type granites

	Pl ₁	Pl ₁	Pl ₁	Pl ₁	Pl ₁	Pl ₆	Pl ₆	Pl ₆	Pl ₆	Pl ₆	Pl ₉	Pl ₉
SiO ₂	57.27	57.56	57.35	57.28	57.29	57.62	57.14	57.27	57.48	56.92	58.42	57.29
Al ₂ O ₃	26.72	26.58	26.88	26.69	26.69	26.71	26.42	26.32	26.05	26.54	26.22	26.68
CaO	8.93	8.79	9.15	8.99	9.02	7.77	8.86	8.78	9.08	9.13	7.69	8.88
Na ₂ O	6.59	6.57	6.46	6.34	6.30	7.35	6.56	6.74	6.53	6.65	7.10	6.71
K ₂ O	0.06	0.18	0.20	0.20	0.11	0.10	0.49	0.10	0.08	0.22	0.09	0.13
	99.57	99.68	100.04	99.50	99.41	99.55	99.47	99.21	99.22	99.46	99.52	99.69
Broj iona - Numbers of ions												
Si	2.577	2.587	2.572	2.579	2.581	2.590	2.580	2.587	2.596	2.571	2.620	2.577
Al	1.417	1.408	1.421	1.417	1.417	1.415	1.406	1.401	1.387	1.413	1.386	1.414
Ca	0.431	0.423	0.440	0.434	0.435	0.374	0.429	0.425	0.439	0.442	0.370	0.428
Na	0.575	0.572	0.562	0.554	0.550	0.641	0.574	0.590	0.572	0.582	0.617	0.585
K	0.003	0.010	0.011	0.011	0.006	0.006	0.028	0.006	0.005	0.013	0.005	0.007
An	42.7	42.1	43.4	43.4	43.9	36.6	41.6	41.6	43.2	42.6	37.3	42.0
Ab	57.0	56.9	55.5	55.5	55.5	62.8	56.7	57.8	56.3	56.1	62.2	57.3
Or	0.3	1.0	1.1	1.1	0.6	0.6	2.7	0.6	0.5	1.3	0.5	0.7
	Pl ₉	Pl ₉	Pl ₉ ^{z1}	Pl ₉ ^{z2}	Pl ₂₅ ^{z1}	Pl ₂₅ ^{z2}	Fm ₂₅	Fm ₂₅	Mi ₂₅ ^{z1}	Mi ₂₅ ^{z2}	Mim ₂₅	Pl ₂₆
SiO ₂	58.67	57.69	58.89	57.35	64.72	63.28	63.46	68.82	64.35	64.41	64.58	62.75
Al ₂ O ₃	25.92	26.39	25.34	26.71	22.30	23.06	22.57	19.52	18.79	18.72	18.83	23.70
CaO	7.83	8.67	7.09	8.96	3.50	4.38	3.91	0.30	0.00	0.00	0.00	5.35
Na ₂ O	7.02	6.69	7.75	6.43	9.53	8.99	9.35	11.49	0.42	0.93	2.61	8.48
K ₂ O	0.12	0.12	0.16	0.07	0.12	0.20	0.16	0.09	15.97	15.44	13.21	0.35
	99.56	99.56	99.73	99.52	100.17	99.91	99.45	100.22	99.53	99.50	99.23	100.63
Broj iona - Numbers of ions												
Si	2.630	2.594	2.637	2.580	2.846	2.799	2.818	2.998	2.984	2.984	2.979	2.765
Al	1.370	1.399	1.364	1.416	1.156	1.202	1.181	1.002	1.027	1.022	1.024	1.231
Ca	0.376	0.418	0.340	0.432	0.165	0.208	0.186	0.014	-	-	-	0.253
Na	0.610	0.583	0.673	0.561	0.813	0.771	0.805	0.970	0.038	0.084	0.233	0.724
K	0.007	0.007	0.009	0.004	0.007	0.011	0.009	0.005	0.945	0.913	0.777	0.020
An	37.9	41.5	33.3	33.4	16.8	21.0	18.6	1.4	-	-	-	25.4
Ab	61.4	57.8	65.9	66.2	82.5	77.9	80.5	98.1	3.9	8.4	23.1	72.6
Or	0.7	0.7	0.8	0.4	0.7	1.1	0.9	0.5	96.1	91.6	76.9	2.0
	Pl ₂₆	Pl ₂₆	Pl ₂₆	Pl ₂₆	Mi ₂₆	Mi ₂₆	Pl ₂₇	Pl ₂₇	Pl ₂₇	Pl ₂₇	Mi ₂₇	
SiO ₂	62.08	63.04	61.37	62.40	64.69	64.87	63.44	63.07	63.20	62.98	65.23	
Al ₂ O ₃	23.67	23.79	24.46	23.54	18.36	18.60	23.51	23.12	23.12	23.42	18.54	
CaO	5.19	4.49	5.04	5.04	0.00	0.00	4.68	4.62	4.63	4.81	0.03	
Na ₂ O	8.51	8.53	8.40	8.83	0.67	0.68	9.05	8.80	9.18	8.88	1.04	
K ₂ O	0.19	0.22	0.11	0.19	15.72	15.25	0.15	0.27	0.17	0.24	14.61	
	99.64	100.07	99.38	100.00	99.44	99.40	100.83	99.88	100.30	100.33	99.45	
Broj iona - Numbers of ions												
Si	2.760	2.781	2.734	2.766	3.000	3.000	2.784	2.793	2.790	2.799	3.006	
Al	1.240	1.237	1.284	1.230	1.003	1.014	1.216	1.207	1.203	1.218	1.007	
Ca	0.247	0.212	0.241	0.239	-	-	0.220	0.219	0.219	0.227	0.001	
Na	0.734	0.730	0.725	0.759	0.060	0.061	0.770	0.756	0.786	0.760	0.093	
K	0.011	0.012	0.006	0.011	0.930	0.900	0.008	0.015	0.010	0.014	0.859	
An	24.9	22.2	24.8	23.7	-	-	22.0	22.1	21.6	22.7	0.1	
Ab	74.0	76.5	74.6	75.2	6.1	6.4	77.2	76.4	77.4	75.9	9.8	
Or	1.1	1.3	0.6	1.1	93.9	93.6	0.8	1.5	1.0	1.4	90.1	

	Mi ₂₇	Pl ₂₈	Pl ₂₈	Pl ₂₈ ^{z1}	Pl ₂₈ ^{z2}	Pl ₂₈ ^{z3}	Pl ₂₈ ^{z1}	Pl ₂₈ ^{z2}	Pl ₂₈ ^{z3}	Pl ₂₈ ^{z4}
SiO ₂	64.86	62.20	62.27	61.40	60.34	59.29	63.44	62.03	60.55	59.91
Al ₂ O ₃	18.59	23.82	23.89	24.95	24.93	24.84	22.74	23.68	24.70	24.98
CaO	0.00	5.33	5.09	5.28	6.46	7.34	4.21	5.40	5.97	6.75
Na ₂ O	0.54	8.48	8.32	8.47	7.80	7.73	9.15	8.74	8.06	7.57
K ₂ O	15.37	0.30	0.25	0.30	0.25	0.49	0.10	0.22	0.27	0.24
	99.36	100.13	99.82	100.40	99.78	99.69	99.64	100.07	99.55	99.45

Broj iona - Numbers of ions)

Si	3.001	2.755	2.761	2.714	2.691	2.662	2.811	2.752	2.704	2.682
Al	1.014	1.243	1.248	1.300	1.310	1.315	1.188	1.238	1.300	1.318
Ca	-	0.253	0.242	0.250	0.309	0.353	0.200	0.257	0.286	0.324
Na	0.048	0.728	0.715	0.726	0.674	0.673	0.786	0.752	0.698	0.657
K	0.907	0.017	0.014	0.017	0.014	0.028	0.006	0.012	0.015	0.014
An	-	25.6	24.9	25.2	31.0	33.5	20.2	25.2	28.6	32.6
Ab	5.0	73.7	73.6	73.1	67.6	63.9	79.2	73.6	69.9	66.0
Or	95.0	1.7	1.5	1.7	1.4	2.6	0.6	1.2	1.5	1.4

	Pl ₄₃	Pl ₄₃ ^{z1}	Pl ₄₃ ^{z2}	Pl ₄₃ ^{z1}	Pl ₄₃ ^{z2}	Mi ₄₃	Mi ₄₃	Mi ₄₃	Mi ₄₃	Or ₄₃	Or ₄₃	Or ₄₅
SiO ₂	64.27	66.82	65.11	64.73	63.89	65.07	64.69	64.69	64.39	64.24	64.09	63.61
Al ₂ O ₃	22.91	20.28	21.31	21.70	21.98	18.29	18.70	19.45	19.49	19.12	19.30	19.80
CaO	2.32	0.40	2.06	2.53	3.64	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.10	0.00
Na ₂ O	10.27	11.94	10.91	10.38	10.09	0.58	0.59	0.69	0.59	0.59	0.62	0.75
K ₂ O	0.21	0.11	0.18	0.12	0.12	15.62	15.32	15.16	15.62	15.62	15.23	15.31
	99.98	99.55	99.57	99.46	99.72	99.56	99.30	99.99	100.09	99.63	99.34	99.47

Broj iona - Numbers of ions

Si	2.831	2.944	2.881	2.866	2.833	3.009	2.995	2.972	2.964	2.973	2.968	2.946
Al	1.189	1.053	1.111	1.132	1.149	0.997	1.020	1.053	1.058	1.043	1.054	1.081
Ca	0.109	0.019	0.098	0.120	0.173	-	-	-	-	0.003	0.005	-
Na	0.877	1.020	0.936	0.891	0.868	0.052	0.053	0.061	0.053	0.053	0.056	0.067
K	0.012	0.006	0.010	0.007	0.007	0.921	0.905	0.889	0.917	0.922	0.900	0.905
An	10.9	1.8	9.4	1.2	16.6	-	-	-	-	0.3	0.5	-
Ab	87.9	97.6	89.6	88.1	82.8	5.4	5.5	6.4	5.5	5.4	5.8	6.9
Or	1.2	0.6	1.0	0.7	0.7	94.6	94.5	93.6	94.5	94.3	93.7	93.1

	Or ₄₅	Mi ₄₅	Mi ₄₅	Mi ₄₅	Mi ₄₅	Pl ₄₅	Pl ₄₅	Pl ₄₅	Pl ₄₅	Pl ₄₅ ^{z1}	Pl ₄₅ ^{z2}	Pl ₄₅ ^{z3}
SiO ₂	64.46	65.01	64.60	64.37	65.01	67.53	64.67	64.69	64.45	67.38	66.07	66.89
Al ₂ O ₃	19.13	18.64	18.93	19.24	19.19	19.53	21.96	21.58	22.60	20.24	20.66	20.48
CaO	0.12	0.06	0.06	0.00	0.00	0.38	0.96	1.57	1.21	0.74	1.40	1.00
Na ₂ O	0.92	0.85	1.62	0.65	0.62	12.59	11.90	11.32	11.15	11.74	11.43	11.48
K ₂ O	14.90	15.35	14.17	15.41	15.52	0.05	0.00	0.07	0.09	0.07	0.07	0.20
	99.53	99.91	99.38	99.67	100.34	100.08	99.49	99.23	99.50	100.17	99.63	100.05

Broj iona - Numbers of ions

Si	2.976	2.995	2.981	2.973	2.981	2.965	2.863	2.871	2.848	2.949	2.916	2.935
Al	1.041	1.012	1.030	1.047	1.037	1.010	1.146	1.129	1.177	1.044	1.074	1.059
Ca	0.006	0.003	0.003	-	-	0.018	0.046	0.075	0.057	0.035	0.066	0.047
Na	0.082	0.076	0.145	0.058	0.055	1.072	1.021	0.974	0.955	0.996	0.978	0.977
K	0.878	0.902	0.834	0.908	0.908	0.003	-	0.004	0.005	0.004	0.004	0.011
An	0.6	0.4	0.3	-	-	1.6	4.3	7.1	5.6	3.4	6.3	4.5
Ab	8.5	7.7	14.8	6.0	5.7	98.1	95.7	92.5	93.9	96.2	93.3	94.4
Or	90.9	91.9	84.9	94.0	94.3	0.3	-	0.4	0.5	0.4	0.4	1.1

	Bi ₁	Bi ₁	Bi ₁	Bi ₁	Bi ₆	Bi ₆	Bi ₆	Bi ₆	Bi ₉	Bi ₉	Bi ₉	Bi ₂₅
SiO ₂	34.68	37.16	37.42	37.38	37.46	36.15	37.07	37.68	37.44	36.91	37.37	36.78
TiO ₂	2.71	2.70	2.65	2.75	2.72	3.44	2.85	2.35	2.92	3.04	3.05	3.45
Al ₂ O ₃	16.12	16.77	16.23	16.40	16.32	16.14	16.42	16.47	16.83	16.43	16.77	17.77
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05	0.03	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00
FeO*	17.09	17.29	17.72	18.39	17.99	19.40	18.58	18.62	16.49	16.68	16.49	18.77
MnO	0.25	0.30	0.14	0.29	0.43	0.43	0.31	0.26	0.45	0.36	0.35	0.39
NiO	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.09
MgO	10.86	10.93	10.81	10.79	10.10	9.89	9.94	10.42	11.83	11.69	12.95	8.36
CaO	0.00	0.08	0.07	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.12	0.10	0.07	0.05	0.05	0.10	0.11	0.00	0.10	0.21	0.10	0.07
K ₂ O	9.66	9.25	9.36	9.29	9.76	9.61	9.52	9.28	9.43	9.53	9.48	9.17
	93.32	94.58	94.60	95.36	94.87	95.25	94.85	95.08	95.54	95.02	96.56	94.85

Brojiona - Numbers of ions

Si	5.312	5.465	5.517	5.570	5.558	5.440	5.510	5.594	5.551	5.461	5.606	5.455
AlIV	2.688	2.535	2.483	2.430	2.442	2.560	2.490	2.406	2.449	2.539	2.394	2.545
AlVI	0.078	0.372	0.337	0.450	0.412	0.302	0.386	0.476	0.492	0.326	0.571	0.561
Ti	0.297	0.299	0.294	0.308	0.303	0.389	0.319	0.262	0.326	0.338	0.344	0.385
Cr	0.003	-	-	0.002	-	0.004	0.004	-	-	0.019	-	-
Fe	2.081	2.126	2.185	2.292	2.232	2.441	2.309	2.882	2.045	2.064	2.069	2.328
Mn	0.031	0.037	0.017	0.037	0.054	0.055	0.039	0.033	0.057	0.045	0.044	0.049
Ni	-	-	0.015	-	-	0.007	0.002	-	-	0.001	-	0.011
Mg	2.357	2.396	2.376	2.397	2.234	2.219	2.202	2.306	2.615	2.578	2.896	1.848
Ca	-	0.013	0.011	-	0.006	-	-	-	0.008	-	-	-
Na	0.034	0.029	0.020	0.014	0.014	0.029	0.032	-	0.029	0.060	0.029	0.020
K	1.794	1.735	1.760	1.766	1.847	1.845	1.805	1.758	1.784	1.799	1.814	1.735
H	6.488	5.317	5.310	4.612	5.077	4.768	5.106	4.872	4.411	4.915	3.442	5.095

	Bi ₂₅	Bi ₂₆	Bi ₂₆	Ms ₂₆	Ms ₂₆	Ms ₂₆	Bi ₂₇	Bi ₂₇	Bi ₂₇	Ms ₂₇	Ms ₂₇	Ms ₂₇
SiO ₂	36.35	35.91	35.50	45.44	46.32	46.01	34.00	34.75	35.32	46.98	43.51	45.98
TiO ₂	3.31	2.47	3.33	1.54	1.17	1.26	2.49	3.15	2.85	0.83	0.70	1.70
Al ₂ O ₃	17.91	17.01	16.95	31.50	30.79	31.80	21.62	20.68	17.60	32.65	36.38	32.95
Cr ₂ O ₃	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
FeO*	19.07	20.90	20.54	3.36	3.93	3.31	21.54	21.52	22.95	2.10	1.78	2.17
MnO	0.34	0.44	0.31	0.02	0.00	0.04	0.34	0.48	0.41	0.00	0.04	0.04
NiO	0.03	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.04	0.00
MgO	8.29	9.56	8.77	1.26	1.34	1.15	6.67	6.39	6.72	1.37	1.31	1.11
CaO	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.08	0.02	0.02	0.00	0.10	0.00
Na ₂ O	0.05	0.02	0.02	0.37	0.30	0.37	0.04	0.04	0.05	0.33	0.33	0.29
K ₂ O	9.66	9.03	9.03	10.44	10.63	10.58	9.13	9.23	9.61	10.83	9.86	10.03
	95.06	95.34	94.81	93.93	94.48	94.52	95.92	96.26	95.58	95.15	94.05	94.30

Brojiona - Numbers of ions

Si	5.429	5.419	5.328	6.030	6.190	6.134	5.172	5.307	5.414	6.258	5.723	6.063
AlIV	2.571	2.581	2.672	1.970	1.810	1.866	2.828	2.693	2.586	1.742	2.277	1.937
AlVI	0.581	0.444	0.326	2.957	3.039	3.130	1.048	1.029	0.593	3.384	3.363	3.184
Ti	0.372	0.280	0.376	0.154	0.118	0.126	0.285	0.362	0.329	0.083	0.069	0.169
Cr	0.006	-	-	-	-	-	0.001	-	-	-	-	0.003
Fe	2.382	2.638	2.578	0.373	0.439	0.369	2.740	2.749	2.942	0.234	0.196	0.239
Mn	0.043	0.056	0.039	0.002	-	0.005	0.044	0.052	0.053	-	0.004	0.004
Ni	0.004	-	0.017	-	-	-	-	-	0.006	0.006	0.004	-
Mg	1.846	2.151	1.962	0.249	0.267	0.229	1.513	1.455	1.536	0.272	0.257	0.218
Ca	-	-	0.035	-	-	-	0.013	0.003	0.003	-	0.014	-
Na	0.014	0.006	0.006	0.095	0.078	0.096	0.012	0.012	0.015	0.085	0.084	0.074
K	1.840	1.739	1.729	1.767	1.812	1.799	1.772	1.798	1.879	1.840	1.655	1.687
H	4.921	4.691	5.195	5.373	4.920	4.873	4.140	3.810	4.519	4.309	5.221	5.914

	Bi ₂₈	Bi ₂₈	Ms ₄₃	Ms ₄₃	Ms ₄₃	Ms ₄₅	Ms ₄₅	Ms ₄₅	Ms ₄₅	Ms ₄₅	Ho ₁	Ho ₁	Ho ₁	Ho ₁
SiO ₂	36.47	35.86	46.65	45.83	45.01	45.96	45.89	45.83	45.81	45.20	45.92	46.26	44.80	
TiO ₂	3.56	3.65	0.41	0.34	0.77	0.50	0.67	0.10	0.68	0.99	0.98	1.15	0.96	
Al ₂ O ₃	17.64	17.69	31.78	32.66	34.49	35.64	32.41	33.48	33.54	10.63	11.49	10.65	11.39	
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.10	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
FeO ^x	19.61	20.05	2.26	2.46	1.05	1.14	2.46	2.40	2.37	15.42	15.61	15.28	16.29	
MnO	0.50	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.56	0.57	0.45	0.43	
NiO	0.00	0.04	0.00	0.05	0.00	0.07	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.01	
MgO	7.70	7.72	1.41	1.40	0.67	0.49	1.11	0.92	1.06	9.82	9.42	9.65	9.55	
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.07	0.00	12.15	12.06	11.72	12.28	
Na ₂ O	0.06	0.04	0.27	0.21	0.66	0.53	0.39	0.15	0.29	1.16	1.25	1.17	1.23	
K ₂ O	9.75	9.77	10.79	10.49	10.10	10.35	10.28	10.45	10.36	1.09	1.04	0.85	1.04	
	95.30	95.31	93.67	93.44	92.81	94.90	93.21	93.40	94.23	97.02	98.39	97.18	97.98	

Broj iona - Numbers of ions

Si	5.479	5.409	6.136	6.015	5.834	6.067	6.006	6.001	6.050	6.636	6.831	6.579	6.672
AlIV	2.521	2.591	1.864	1.985	2.166	1.933	1.994	1.999	1.950	1.364	1.169	1.421	1.328
AlVI	0.602	0.554	3.063	3.067	3.133	3.612	3.005	3.168	3.270	0.475	0.844	0.413	0.671
Ti	0.402	0.414	0.041	0.034	0.075	0.050	0.066	0.010	0.068	0.109	0.110	0.126	0.108
Cr	0.001	-	0.010	-	-	0.023	-	-	-	-	-	-	-
Fe	2.464	2.529	0.249	0.270	0.114	0.126	0.269	0.263	0.262	1.893	1.941	1.867	2.029
Mn	0.064	0.063	-	-	-	-	-	-	0.010	0.070	0.072	0.056	0.054
Ni	-	0.005	-	0.005	-	0.007	-	-	0.003	-	0.002	-	0.001
Mg	1.725	1.736	0.276	0.274	0.129	0.096	0.217	0.180	0.209	2.149	2.008	2.102	2.120
Ca	-	-	-	-	0.008	-	-	0.010	-	1.911	1.921	1.835	1.959
Na	0.017	0.012	0.069	0.053	0.166	0.136	0.099	0.038	0.074	0.330	0.360	0.331	0.355
K	1.869	1.880	1.811	1.756	1.670	1.743	1.716	1.746	1.745	0.204	0.197	0.158	0.198
H	4.710	4.719	5.554	5.743	6.217	4.491	5.928	5.765	5.083	2.918	1.596	2.748	2.007

	Ho ₁	Ch ₂₆	Ch ₄₃	Ch ₄₃	Ch ₄₃	Ch ₄₅	Ch ₄₅	Ch ₄₅	Ep ₂₈	Ep ₂₈
SiO ₂	45.26	31.06	32.71	30.81	30.96	30.58	31.29	31.70	38.90	39.47
TiO ₂	1.00	0.34	0.03	0.01	0.18	0.14	0.06	0.08	2.42	0.23
Al ₂ O ₃	10.95	20.32	21.49	22.05	21.99	20.79	22.70	22.70	21.41	23.10
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
FeO ^x	15.69	22.68	22.42	22.55	23.33	26.40	22.03	23.37	11.53	11.66
MnO	0.60	0.24	0.56	0.64	0.62	0.50	0.34	0.45	0.30	0.00
NiO	0.00	0.17	0.00	0.10	0.05	0.13	0.00	0.00	0.02	0.00
MgO	9.84	12.54	9.31	9.03	9.31	8.73	8.53	8.54	0.00	0.01
CaO	12.27	0.57	0.16	0.24	0.19	0.15	0.15	0.30	23.75	23.08
Na ₂ O	1.30	0.01	0.14	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
K ₂ O	1.05	0.99	1.54	0.37	0.36	0.37	0.96	0.21	0.00	0.02
	97.98	88.94	88.36	85.80	86.99	87.80	86.06	87.35	98.34	97.59

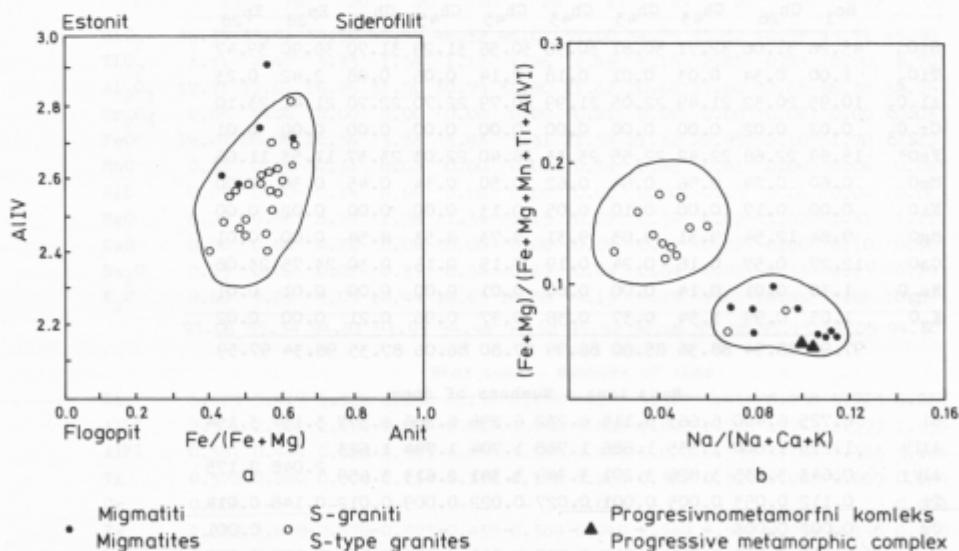
Broj iona - Numbers of ions

Si	6.725	6.400	6.665	6.114	6.232	6.296	6.206	6.377	3.157	3.154
AlIV	1.275	1.600	1.335	1.886	1.768	1.704	1.794	1.623	-	-
AlVI	0.643	3.335	3.826	3.271	3.349	3.341	2.613	3.659	2.048	2.175
Ti	0.112	0.053	0.005	0.001	0.027	0.022	0.009	0.012	0.148	0.014
Cr	0.002	0.003	-	-	-	-	-	-	-	0.001
Fe	1.950	3.908	3.821	3.742	3.927	4.546	3.654	3.932	0.782	0.779
Mn	0.076	0.042	0.097	0.108	0.106	0.087	0.057	0.077	0.021	-
Ni	-	0.028	-	0.016	0.008	0.022	-	-	0.001	-
Mg	2.180	3.852	2.828	2.671	2.794	2.680	2.522	2.561	-	0.001
Ca	1.953	0.126	0.035	0.051	0.041	0.033	0.032	0.065	2.065	1.976
Na	0.375	0.004	0.055	-	-	0.004	-	-	0.002	0.002
K	0.199	0.260	0.400	0.094	0.092	0.097	0.243	0.054	-	0.002
H	2.002	15.201	15.821	18.797	17.468	16.756	18.444	16.975	0.899	1.285

Ostali bitni i sporedni minerali

Najčešći bitni femski sastojci S-granitoida i pratećih intermedijarnih stijena su, jednako kao i kod migmatita, tinjci, hornblenda i granat.

Biotit je najkarakterističniji femski sastojak; javlja se u sitnijim i krupnijim listovima koji redovito imaju pleohroizam u smeđocrvenkastoj i smeđožučkastoj boji; često se u njima pojavljuju pleohroitski dvorovi. U mnogim je uzorcima potpuno svjež (sl. 3, 6, 7 i 8, tabla 8), a u nekim je malo, umjereno do potpuno kloritiziran (sl. 2, tabla 7) i tad se često, uz klorit, izdvajaju sekundarni epidot i magnetit. No biotit je mnogo češće u različitom stupnju muskovitiziran, a muskovitizacija je obično izražena na rubovima biotitnih listića; mjestimice je biotit zupčasto potisnut sekundarnim muskovitom (sl. 1, tabla 8). Pri ovim se promjenama biotita ponegdje zapaža izdvajanje promjenljive količine fibroznog silimanita (sl. 7 i 8, tabla 7). Kemizam biotita iz granita prikazuju analize Bi_{25} , Bi_{27} i Bi_{28} , a iz intermedijarnih stijena analize Bi_1 , Bi_6 i Bi_9 (tabela 4). Radi se o biotitu obogaćenom titanom; sadržaj TiO_2 u biotitu iz intermedijarnih stijena varira od 2,65 do 3,44 %, dok je u granitoidnim stijenama često čak i nešto viši i kreće se od 2,49 do 3,65 %. Sadržaj K_2O vrlo je ujednačen u biotitima iz svih ispitivanih uzoraka; varira u rasponu od 9,13 do 9,77 %. Određene komponente pokazuju nešto veće varijacije; sadržaj Al_2O_3 je niži (16,12 do 16,77 %) u biotitima iz intermedijarnih stijena negoli kod biotita iz granitoidnih stijena (17,60 do 17,91, izuzetno do 21,62 %). Isto su tako izražene i razlike u sadržaju ukupnog željeza: 16,49 do 19,40 % u biotitu iz dioritnih stijena, odnosno 18,77 do 22,95 % u biotitu iz granitoida. U sadržaju MgO je izraženo obrnuto variranje; njegovi su udjeli viši u biotitu iz intermedijarnih stijena (9,89 do 12,95 %) negoli u biotitu iz S-grani-



Sl. 8. Dijagrami za biotit (a) $Fe/(Fe+Mg)$: AIV i (b) $Na/(Na+Ca+K)$: $(Fe+Mg)/(Fe+Mg+Mn+Ti+AlVI)$; sve željezo je računato kao Fe^{++} (Clark, 1981)

Fig. 8. Diagrams for biotite (a) $Fe/(Fe+Mg)$: AIV and (b) $Na/(Na+Ca+K)$: $(Fe+Mg)/(Fe+Mg+Mn+Ti+AlVI)$; total iron calculated as Fe^{++} (Clark, 1981)

toida (6,39 do 9,56 %). U svim analiziranim biotitima, osim jednog, dolaze i minimalne količine Na_2O , koje se kreću od 0,05 do 0,21 %.

I pored navedenih razlika, točke svih kemijskih analiziranih biotita gomilaju se zajedno na dijagramu $\text{AlIV:Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ i formiraju jasno izraženo polje koje se nalazi u središnjim dijelovima između krajnjih članova estonita, flogopita, anita i siderofilita (sl. 8a). U to isto polje padaju i biotiti iz migmatita.

No za razliku od biotita iz migmatita, biotiti iz S-granita najčešće su predstavljeni složenim politipovima; također je dosta čest politip $2M_1$, dok su politipovi $1M$ i $3T$ podređeni (Slovenec, 1984).

Sekundarni klorit, nastao iz biotita, ponekad se javlja u krupnijim listovima koji su također kemijski analizirani (an. Ch_{26} , Ch_{43} i Ch_{45} , tabela 4). Podaci kemijske analize pokazuju uglavnom ujednačen sadržaj glavnih komponenata. Jednako kao i kod migmatita, klorit po odnosu $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg} : \text{SiO}_2$ pada većinom u granično područje dijabantita i pikniklorita (Deer et al., 1962). Odnos $\text{Fe}:\text{Mg}$ se kreće najčešće od 1,2–1,3, jednako kao i kod biotita, što dokazuje njihovu genetsku povezanost.

Sekundarni epidot, koji se javlja uz izmijenjene listove biotita, mnogo se rjeđe sreće od klorita s kojim je obično zajedno pomiješan. Kemizam epidota prikazuju analize Ep_{28} u tabeli 4.

Muskovit se nalazi u granitoidima, a sasvim podređeno i u pratećim intermedijarnim stijenama. Obično neravnomjerno potiskuje biotit, a nailazi se i na kompletne pseudomorfoze muskovita po biotitu, nekad s uklopcima kvarca. Različite načine potiskivanja biotita muskovitom, kao i intergranularnu muskovitizaciju ilustriraju slike 3, 4, 6, 7 i 8, tabla 7 i sl. 1, tabla 8. Mjestimice se nailazi na zasebne krupnije listove muskovita bez ikakvih relikata biotita, koji bi mogli biti primarnog karaktera.

Kemizam muskovita prikazuju analize Ms_{26} , Ms_{27} , Ms_{45} i Ms_{45} u tabeli 4. I kod njega se nailazi na povećan sadržaj TiO_2 , koji je viši (0,70 do 1,70 %) u granitoidima s nižim udjelima SiO_2 , a niži (0,10 do 0,77 %) u kiselijim granitoidima. Svi kemijski analizirani muskoviti padaju u područje titanskih muskovita (sl. 7). Muskovit ima visok sadržaj Al_2O_3 koji se najčešće kreće u rasponu 32 do 35 %, tako da njegovo prisustvo svakako utječe na peraluminoznost ovih granitoida. Količina ukupnog željeza najčešće varira u intervalu od 1 do 2,5 %, a rijetko od 3,31 do 3,93 %, dok su količine MgO znatno niže i kreću se od 0,49 do 1,41 %. Udjeli K_2O su visoki, no dosta ujednačeni i variraju u intervalu od 9,86 do 10,83 %. Količine Na_2O su niske i kreću se od 0,15 do 0,66 %.

Hornblenda se nalazi kao bitan sastojak u intermedijarnim stijenama (sl. 6, tabla 8), a rijetko u granitoidima kao sporedan mineral. Mikrofiziografski, to je zelena hornblenda sa zelenkastim pleohroizmom; obično je svježja, a rijetko neravnomjerno kloritizirana. Prema proračunima kemijskog sastava (an. Ho_1 u tabeli 4), hornblenda spada u grupu feroedenita (Rock & Leak, 1984).

Granat se izuzetno rijetko javlja kao sporedan sastojak S-granita, obično u vidu sitnih idiomorfih i izometričnih zrna.

Akcesorni minerali

Među akcesornim mineralima granitoidnih stijena nalazimo uglavnom iste sastojke kao i u prikazanim migmatitima.

Najčešći su akcesorni sastojci cirkon i apatit. Cirkon se javlja u zasebnim zaoblje-

nim zrnima, no najčešće ga se nalazi uklopljenog u biotitu u vidu sitnih zaobljenih zrna koja su gotovo uvijek obavijena, a nekad i potpuno maskirana pleohroitskim dvorovima.

Apatit je čak češći akcesorni sastojak granitoida od cirkona. Povećane koncentracije apatita obično se nalaze u tinjčastim nagomilanjima nebulitnih granitoidnih stijena, koje su u daljnjem tekstu opisane.

Količinski podređeniji akcesorni sastojci granitoida su *metalni mineral(i)*, koji nisu detaljnije određivani, zatim *klinocoizit* i igličasti kristali i nakupine *rutila*. Tu bi spadao i *granat*, koji u nekim uzorcima može doći i u povećanoj količini pa postaje sporedan sastojak.

Kao rjeđi akcesorni sastojci sreću se *titanit*, *ortit* i *turmalin*. Prvi je genetski indikativan za S-granite, dok se ortit pojavljuje obično uz retrogradno izmijenjeni biotit, odnosno novonastali epidot.

Petrografija S-granita

S-graniti Papuka i okolne podloge Panonskog bazena imaju svoje specifične strukturno-teksturane karakteristike i dosta ujednačen mineralni sastav.

Strukture i teksture

Struktura papučkih S-granita najčešće je hipidiomorfno do alotriomorfno zrnata, nekad djelomice i jasno poikilitna i mirmekitna. Po veličini zrna obično je homeogranularna, a rjeđe heterogranularna. Najčešći su srednjozrnati strukturni varijeteti kod kojih veličina zrna varira obično od 1 do 3 mm. Manje su zastupljeni krupnozrnati strukturni varijeteti, s veličinom zrna od 5–6 mm, rijetko i više, a sasvim su količinski podređeni sitnozrnati varijeteti veličine zrna od 0,5 do 1,5 mm. Granice između ovih granulometrijskih grupa nisu oštre nego postoje postupni prijelazi.

Porfiroidni varijeteti granitoida se rjeđe susreću i u njima dolaze utrusci veličine 10–15 mm, nekada i više; uronjeni su u sitnozrnati, hipidiomorfno do alotriomorfno osnovu čija se veličina zrna kreće obično od 1 do 3 mm. Utrusci imaju jasan postkinematski karakter jer redovito poikilitski uklapaju sitnije minerale osnove (sl. 1, tabla 8).

Tekstura papučkih S-granita najčešće je masivna. Rijetko se nailazi na varijetete sa slabio izraženom paralelnom teksturom koja se izražava u folijaciji tinjaca. Takvi se varijeteti granita nekad mikroskopski teško odvajaju od dijadezitnih migmatita, naročito kad se tinjci agregiraju u lečaste nakupine. Rijetko se nailazi i na pojavu plisiranja i blagog boranja takvih tinjčastih nakupina.

No vrlo se često susreću agregati tinjaca nepravilnih i gnezdastih do eliptičnih oblika u kojima obično izrazito prevladava biotit. Po tome oni jako liče na lečaste nakupine tinjaca u migmatitima, no s bitnom razlikom što ne pokazuju prostorno preferiran raspored, odnosno folijaciju. Promatrajući makroskopski, ti tinjčasti agregati, koji su milimetarsko-centimetarskih dimenzija, mogu nekad izgledati poput sitnih anklava. Promatrajući mikroskopski, biotit je u tim nakupinama krupniji i po svojim dimenzijama podsjeća na biotit iz melanosoma (sl. 1, tabla 7). Prema nekim mišljenjima (Vernon, 1983), takve nakupine biotita, koje se označavaju autolitima, predstavljaju restitni materijal zaostao nakon migmatitne mobilizacije.

Dakle, i kod masivnih, inače najčešćih teksturnih varijeteta S-granita nailazi se na restitne nakupine tinjaca. Ovakove granitoidne stijene stoje na prijelazu ka nebulitnim migmatitima pa ih je onda možda najbolje i nazivati nebulitnim granitima. Njih se često nalazi u manjim granitnim tijelima koja probijaju migmatite, kao što je slučaj u širem području zvečevskog plutona. Takvi nebulitni granitoidi utvrđeni su u identičnoj poziciji i u moslavačkom migmatitno-granitnom kompleksu (Pamić, 1990).

Kataklastični i milonitski efekti zapažaju se često u decimetarsko-metarskom području u terenu, a u milimetarskom području u mikroskopskim preparatima. Oni su izraženi duž rasjednih zona unutar granitnih masa, a u izbrusku se obično manifestiraju u vidu sitnozrnate cementne mase kvarca koja obuhvaća iskidane fragmente feldspata i mehanički deformirane listove tinjaca. Kataklastični efekti na granitima su slabo, umjereno do znatno izraženi, u zavisnosti od karaktera rasjednih zona duž kojih se pojavljuju.

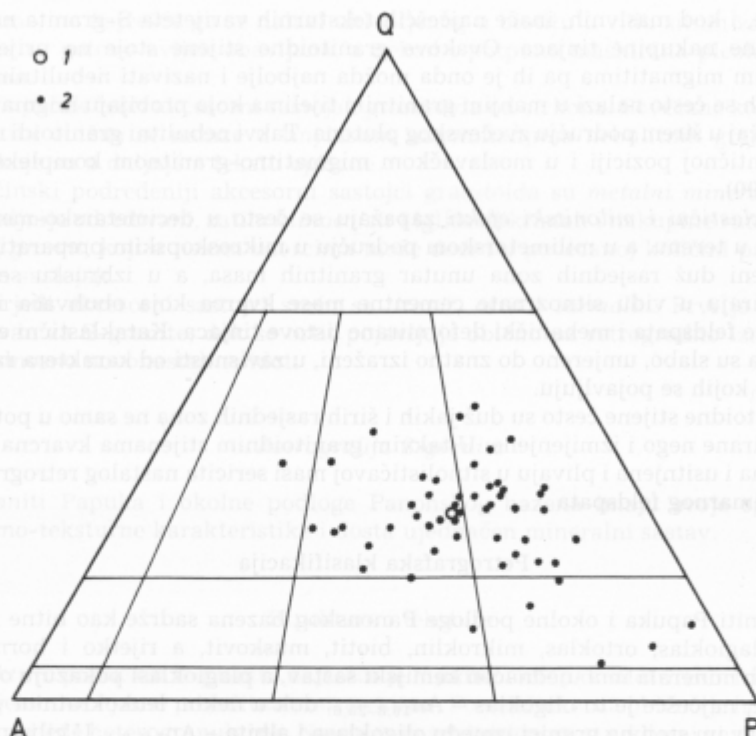
Granitoidne stijene često su duž jakih i širih rasjednih zona ne samo u potpunosti kataklazirane nego i izmijenjene. U takvim granitoidnim stijenama kvarcna su zrna zdrobljena i usitnjena i plivaju u sitnolistićavoj masi sericita nastalog retrogradno na račun primarnog feldspata.

Petrografska klasifikacija

S-graniti Papuka i okolne podloge Panonskog bazena sadrže kao bitne sastojke kvarc, plagioklas, ortoklas, mikroklin, biotit, muskovit, a rijetko i hornblendu. Većina tih minerala ima ujednačen kemijski sastav, a plagioklasi pokazuju određene varijacije; najčešće je to oligoklas – $An_{16,8-25,6}$, dok u nekim leukokratnim varijetima sastav im stoji na granici između oligoklasa i albita – $An_{1,8-9,4}$. U cilju pojednostavljenja klasifikacije njih ćemo tretirati također kao kisele plagioklase, a ne kao albite.

Petrografskoj klasifikaciji papučkih granitoidnih stijena može se pristupiti na više načina, kao što je to slučaj i s drugim grupama magmatskih stijena. No u novije se vrijeme osnovni klasifikacijski pristup temelji na Streckeisenovom (1973) QAP-trokomponentnom dijagramu, odnosno na *modalnom sastavu salskih sastojaka*. Na priloženom QAP-trokutu (sl. 9) prikazani su modalni sastavi za pedesetak papučkih S-granita među kojima se nalazi i dvadesetak uzoraka koji su kemijski analizirani (uzorci 12 do 47, tabela 7). Ucertane točke formiraju dosta široko polje u području granodiorita i granita; nešto je veći broj točaka u polju granita, i to pretežno u njegovom adamelitnom, odnosno monocgranitnom dijelu, dok je manji dio točaka u granodioritnom polju, a samo je jedna točka u polju granita s.str. Interesantno je istaći da se i točka prosječnog sastava papučkih S-granita nalazi u polju granita, odnosno monocgranita, no vrlo blizu granične linije s granodioritima. Streckeisenov trokomponentni dijagram pokazuje da se oko 20 % točaka nalazi blizu granične linije s intermedijarnim stijenama – kvarcnim dioritima i monocdioritima; radi se o stijenama kod kojih se Q-vrijednost kreće oko 20–25 %.

Dakle, prema navedenom Streckeisenovom kriteriju papučki S-graniti pripadaju pretežno monocgranitima, a manjim dijelom granodioritima, s tim da su jasno izraženi prijelazi ka kvarcnim monocdioritima i kvarcnim dioritima. Interesantno je istaći da je u većini tih stijena prisutan oligoklas, za razliku od uobičajenih granodiorita u kojima je plagioklas obično zastupljen andezinom. Jedan mali dio leukokratnih varijeteta, u kojima sastav plagioklasa stoji na prijelazu između albita i jako



Sl. 9. Trokomponentni dijagram Streckeisenova (1973) za papučke S-granite i prateće intermedijarne stijene

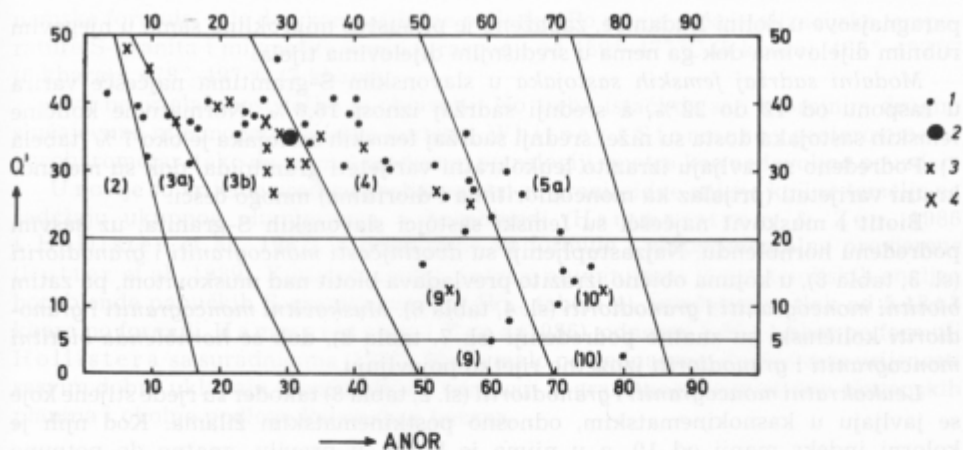
1 prosječni sastav S-granita; 2 S-graniti i intermedijarne stijene

Fig. 9. Streckeisen's (1973) triangular diagram for S-type granites and associated intermediate rocks of Mt. Papuk

1 average S-type granite composition; 2 S-type granites and associated intermediate rocks

kiselog plagioklasa, približuje se po Streckeisenovoj klasifikaciji ka plagiogranitima, odnosno alkalijsko-feldspatskim granitima.

Budući da ovakvo klasificiranje granitoida uglavnom zavisi od međusobnog količinskog odnosa plagioklasa i alkalijskih feldspata (uglavnom K-feldspata), to je vrlo instruktivan mezonormativni Q'-ANOR dijagram kojeg su predložili Streckeisen i Le Maire (1979). I na njemu (sl. 10) se vidi da većina točaka papučkih S-granita pada u polje granodiorita (4) i u polje moncogranita (3b); prosječni sastav leži također u polju moncogranita, ali vrlo blizu granične linije s granodioritima. No ovaj je dijagram pogodniji od prethodnog za razmatranje krajnjih članova unutar grupe granitoida. Naime, ovdje se jedan dio točaka iz polja granodiorita nastavlja dalje i u polje tonalita (5 a), s jedne strane, dok se na suprotnom dijelu dijagrama nekoliko točaka grupira u polje granita s. str. (3 a) i plagiogranita, odnosno alkalijsko-feldspatskih granita (2), s druge strane. Ova manja nepodudarnost s prodiskutiranim Streckeisenovim trokomponentnim dijagramom logična je ako se ima u vidu da se mezonormativni Q'-ANOR dijagram temelji na normativnom mineralnom sastavu.



Sl. 10. Mezonormativni Q' -ANOR dijagram za S-granite, udružene intermedijarne stijene i migmatite (Streckeisen & Le Maitre, 1979)

1 S-graniti i intermedijarne stijene; 2 srednji sastav S-granita; 3 migmatiti; 4 srednji sastav migmatita

Fig. 10. Mesonormative Q' -ANOR diagram for S-type granites and associated intermediate rocks and migmatites (Streckeisen & Le Maitre, 1979)

1 S-type granites and intermediate rocks; 2 S-type granite average composition; 3 migmatites; 4 average migmatite composition

Dakle, u petrografskoj klasifikaciji ključni kriterij predstavlja količinski odnos plagioklasa i alkalijskih feldspata, među kojima je vrlo čest mikroklin. On je produkt procesa mikroklinizacije kojeg smatramo kasnomagmatskim. Podaci modalnog sastava granitoidnih stijena pokazuju da štogod je količina mikroklina veća, to granitoidne stijene imaju sve više izražen moncogranitni pa i granitni karakter. Tako, primjerice, sve granitoidne stijene u kojima je mali sadržaj mikroklina (do 10–15 %) ili ga uopće nemaju, padaju u *Streckeisen*ovom dijagramu u polje granodiorita. Kako se njegova količina povećava, tako granitoidne stijene zadobivaju, u pravilu, sve više izražen moncogranitni karakter. Zbog toga bi se moglo zaključiti da su papučki S-granitoidi prethodno bili po sastavu granodioriti, čak s rijetkim prijelazima u tonalite, i da su naknadni, kasnomagmatski procesi mikroklinizacije uvjetovali da su oni većim dijelom zadobili moncogranitni, a izuzetno rijetko čak i granitni karakter.

U terenu se zasad nije mogla zapaziti neka pravilnost u prostornom odnosu granodiorita i moncogranita, mada se mikroklin može često i makroskopski zapažati na uzorku. Naime, mikroklin je karakteristične golubinjosive i putenasto-crvenkaste boje. Sasvim je pouzdano utvrđeno da na jednom manjem izdanku dolaze na malim, decimetarsko-centimetarskim razmacima granitoidne stijene različitog stupnja mikroklinizacije, odnosno dolaze zajedno granodioriti i moncograniti. To dokazuje da su procesi mikroklinizacije morali prostorno neravnomjerno i različitim intenzitetom zahvaćati granodiorite glavne magmatske faze unutar većih granitoidnih tijela. U nekoliko manjih, decimetarsko-metarskih žilnih granitoidnih tijela nije se moglo utvrditi prisustvo mikroklina. S druge strane, u dekametarskim tijelima postkinematskih, odnosno kasnokinematskih S-granita, koji probijaju slabo migmatizirane

paragnajsove u dolini Budanice, zapaženo je prisustvo mikroklina samo u njegovim rubnim dijelovima dok ga nema u središnjim dijelovima tijela.

Modalni sadržaj femskih sastojaka u slavonskim S-granitima najčešće varira u rasponu od 12 do 22 %, a srednji sadržaj iznosi 16,6 %. Normativne količine femskih sastojaka dosta su niže; srednji sadržaj femskih sastojaka je oko 7 % (tabela 7). Podređeno se javljaju izrazito leukokratni varijeteti granitoida, dok su melanokratni varijeteti (prijalaz ka moncodioritima i dioritima) mnogo češći.

Biotit i muskovit najčešći su femski sastojci slavonskih S-granita, uz sasvim podređenu hornblendu. Najzastupljeniji su *dvočinjčasti monocgraniti* i *granodioriti* (sl. 3, tabla 8), u kojima obično izrazito prevladava biotit nad muskovitom, pa zatim *biotitni monocgraniti* i *granodioriti* (sl. 4, tabla 8). *Muskovitni monocgraniti* i *granodioriti* količinski su znatno podređeniji (sl. 7, tabla 8), dok se *hornblenda-biotitni monocgraniti* i *granodioriti* izuzetno rijetko pojavljuju.

Leukokratni monocgraniti i *granodioriti* (sl. 2, tabla 8) također su rjeđe stijene koje se javljaju u kasnokinematskim, odnosno postkinematskim žilama. Kod njih je kolorni indeks manji od 10, a u njima je biotit, u pravilu, znatno do potpuno muskovitiziran.

Od ostalih granitoidnih varijeteta treba spomenuti slijedeće:

Metagranodiorite i *metamonocgranite*, koji se rijetko pojavljuju. U njima su feldspati potpuno sericitizirani, a biotit kloritiziran, opacitiziran ili muskovitiziran.

Filonitizirane granitoide, koji se nalaze duž rasjednih zona, obično unutar većih granitoidnih tijela. To su, u pravilu, potpuno kataklazirane i milonitizirane stijene u kojima nepravilna zrna zdrobljenog kvarca plivaju u masi sitnolistićavog sericita, uz manje klorita; nastali su na račun primarnog feldspata i biotita.

Granitni pegmatiti se vrlo često javljaju unutar migmatita i granitoida. To su žilna ili nepravilna, obično decimetasko-metarska tijela, izgleda uglavnom sekrecijskog postanka s difuznim granicama prema okolnim stijenama. Izgrađena su od kvarca, mikroklina i muskovita, uz koje se mjestimice pojavljuju i centimetarski prizmatički kristali crnog turmalina. Pegmatiti nisu detaljnije izučavani kroz ovu studiju.

Geotermometrija i geobarometrija S-granita i migmatita

Za određivanje kristalizacijskih temperatura S-granita i migmatita koristili smo računsku metodu Huang (1985) koja se temelji na petrokemijskom pristupu kombiniranom s modalnim sastavom plagioklasa, uz korišćenje formule predložene od Stormera (1975) te Whitneya i Stormera (1977). Kalibraciju kristalizacijskih temperatura granitoidnih sistema Huang je izvršio na osnovi određivanja inkluzija u kvarcu na etalonskim uzorcima granita.

Proračun temeljen na Huangovoj metodi, urađen na 3 uzorka S-granita s Papuka, dao je kristalizacijski temperaturni interval od 601,6 do 637,8 °C pri tlaku od 1 kbara, odnosno temperaturni interval od 673,6 do 718,8 °C pri tlaku od 6 kbara. Proračun po istoj metodi dao je na jednom uzorku migmatita kristalizacijsku temperaturu od 605,5 °C (pri 1 kbaru), odnosno 677,5 °C (pri 6 kbara).

Smatramo da Huangova metoda, temeljena na spomenutoj formuli Whitneya i Stormera, daje računanjem na 6 kbara sasvim realne kristalizacijske temperature za papučke S-granite i prateće migmatite.

Interesantno je, međutim, istaći da sam dvofeldspaski geotermometar i geobarometar, kojeg su Whitney i Stormer (1977) predložili na temelju svoje termodi-

namske formule, nije dao kompatibilne podatke. Po njima se kristalizacijske temperature S-granita i migmatita kreću u rasponu od 459°–477°C (5 kbara), 468°–487°C (6 kbara) i 478°–497°C (7 kbara).

Ovu neusaglašenost teško je objasniti. No treba istaći da se i u brojnim drugim slučajevima nije mogao uspješno koristiti Whitney i Stormerov geotermometar i geobarometar, tako da se on u modernoj petrologiji smatra kao nedovoljno pouzdan.

U novije su vrijeme urađeni geobarometri za granitoidne stijene koji se temelje na sadržaju ukupnog aluminijuma u hornblendi (Hammarstrom & Zen, 1986 i Hollister et al., 1987), a predložene su formule i eksperimentalno provjerene (Rutter et al., 1989). Koristeći srednji sadržaj aluminijuma iz pet kemijskih analiza hornblende papučkih S-granita (analize Ho₁, tabela 4), izračunat je tlak od 5.13±3 kbara po formuli Hammarstrom i Zena (1986), odnosno 5.95±1 kbar po formuli Hollistera sa suradnicima (1987). Mada malo neujednačene, dobivene se vrijenosti sasvim dobro uklapaju u opću ideju o evoluciji S-granitnog magmatizma slavonskih planina i okolne podloge Panonskog bazena.

Petrografija intermedijarnih stijena

Intermedijarne stijene se javljaju podređeno uz prikazane S-granite unutar granitnih plutona, a utvrđene su i u nekim bušotinama (Cabuna-3, Bokšić-17 i dr.).

Struktura intermedijarnih stijena je najčešće hipidiomorfno zrnata i heterogranularna, s veličinom zrna obično od 1 do 5 mm. Sitnozrnatiji varijeteti, s veličinom zrna od 0,5 mm, količinski su puno podređeniji.

Tekstura intermedijarnih stijena najčešće je masivna, a samo se u nekim nailazi na slabo izraženu folijaciju biotita (sl. 7, tabla 8). Međutim, jednako kao i kod granitoidnih stijena, i ovdje se kod teksturno masivnih varijeteta pojavljuju gnjezdasto-nebulitna nakupljanja femskih sastojaka (sl. 8, tabla 8). Neke intermedijarne stijene također su, više ili manje, kataklazirane.

Petrografska klasifikacija ovih stijena isto se tako temelji na modalnim odnosima salskih sastojaka, odnosno na Streckeisenovom klasifikacijskom trokutu (sl. 9). Na njemu se vidi da jedan dio detaljno ispitivanih intermedijarnih stijena pada u polje diorita, a drugi u polje moncodiorita, odnosno oni s 10–20 % Q u polje kvarcnih diorita i kvarcnih moncodiorita. U svim je tim stijenama plagioklas predstavljen modalnim oligoklasom ili andezinom (tabela 4). I detaljno ispitivani uzorak 1 (tabela 7), koji sadrži 43,60 % SiO₂, također pripada dioritu jer je plagioklas u njemu predstavljen andezinom.

Na mezonormativnom Q'-ANOR dijagramu (Streckeisen & Le Maitre, 1979) točke intermedijarnih stijena grupiraju se u polju kvarcnih diorita (9⁺), no većim dijelom u polju (10⁺), odnosno u polju tonalita (sl. 10). Ova nepodudarnost u odnosu na prodiskutirani Streckeisenov trokomponentni dijagram je razumljiva jer se mezonormativni Q'-ANOR dijagram temelji na normativnom mineralnom sastavu.

U mineralnoj paragenezi intermedijarnih stijena dolaze pretežno plagioklasi (An_{33,3–43,91}, tabela 4), uz podređeniji ortoklas, mikroklin i kvarc, a femski su sastojci biotit i hornblenda, a izuzetno rijetko i titanit dolazi kao sporedan sastojak. Obično su to *hornblenda-biotitni dioriti* i *moncodioriti ± kvarc*, dok su varijeteti u kojima je biotit jedini femski sastojak puno podređeniji. Vrlo se rijetko nailazi na *metadiorite* i *metamoncodiorite* u kojima su biotit i hornblenda kloritizirani i epidotizirani, dok su feldspati sericitizirani, rjeđe i kalcitizirani.

Tabela 5. Mikrosondni kemijski sastav petrogenih minerala I-granitoida

Table 5. Microprobe chemical composition of rock-forming minerals of I-type granitoids

	Pl ₁	Pl ₂	Pl ₇	Pl ₅₀	Pl ₅₈	Or ₇	Bl ₄₅	BlCh ₅₈	BlCh ₅₈	Ms ₅₀	Ms ₅₈
SiO ₂	56.10	59.60	60.28	63.50	62.20	63.71	33.60	34.60	32.00	43.90	44.70
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	2.10	1.70	1.00	-	-
Al ₂ O ₃	27.90	25.20	24.75	22.80	24.30	19.42	19.00	18.60	18.30	37.30	37.20
FeO*	-	-	-	-	-	-	22.00	14.20	19.70	1.90	1.10
MnO	-	-	-	-	-	-	0.11	0.10	0.16	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	9.10	7.20	10.00	1.00	0.95
CaO	10.32	7.10	5.60	3.60	4.90	0.88	0.10	0.30	0.60	-	-
Na ₂ O	5.01	7.50	8.87	9.20	8.40	1.01	0.07	0.08	-	0.40	1.03
K ₂ O	0.12	-	0.04	-	0.10	14.64	9.10	5.40	4.3	10.60	9.80
	99.45	99.40	99.54	99.10	99.90	99.66	95.18	82.18	86.06	95.10	94.78
Broj iona - Numbers of ions											
Si	2.528	2.669	2.695	2.821	2.752	2.946	5.102	4.357	4.284	5.843	5.889
AlIV	1.482	1.330	1.304	1.194	1.267	1.058	2.898	2.760	2.888	2.157	2.111
AlVI	-	-	-	-	-	-	2.204	2.760	2.888	3.424	3.665
Ti	-	-	-	-	-	-	0.240	0.161	0.101	-	-
Fe	-	-	-	-	-	-	2.794	1.495	2.206	0.211	0.121
Mn	-	-	-	-	-	-	0.014	0.011	0.018	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	2.060	1.351	1.996	0.198	0.187
Ca	0.492	0.341	0.268	0.171	0.232	0.044	0.016	0.040	0.086	-	-
Na	0.438	0.651	0.769	0.792	0.721	0.091	0.021	0.020	-	0.103	0.263
K	0.007	-	0.002	-	0.006	0.864	1.763	0.867	0.734	1.800	1.647
H	-	-	-	-	-	-	4.882	14.967	12.450	4.350	4.588
An	52.5	34.4	26.8	17.7	24.2	4.4	-	-	-	-	-
Ab	46.8	65.6	76.9	82.3	75.2	9.1	-	-	-	-	-
Or	0.7	-	0.3	-	0.6	86.4	-	-	-	-	-
	Ho ₂	Ho ₇	Ho ₄₅	Gr ₅₈	Gr ₅₈	Czs ₂					
SiO ₂	50.54	47.35	44.10	37.70	37.50	39.02					
TiO ₂	0.43	0.30	0.87	0.08	0.12	-					
Al ₂ O ₃	3.42	9.82	14.10	20.30	20.00	30.99					
FeO*	18.28	13.16	17.00	32.40	34.50	4.34	Pl plagioklas; Or ortoklas; Bl biotit;				
MnO	0.40	0.52	0.31	2.70	2.70	0.31	BlCh kloritizirani biotit; Ms muskovit;				
MgO	11.18	12.57	8.60	3.50	3.40	-	Ho hornblenda; Gr granat; Czs klinocolit				
CaO	12.35	13.02	11.30	2.90	1.70	23.82	Indeksi na skraćenicama minerala označavaju brojeve uzoraka iz tabele 10				
Na ₂ O	1.84	1.54	1.70	-	-	-	Proračun je izvršen na bazi 8 (feldspati), 24 (muskovit, biotit, hornblenda i granat) i 13 (klinocolit) kisikovih iona				
K ₂ O	0.03	0.02	0.29	-	-	-					
	98.47	98.30	98.27	99.58	100.12	98.48					
Si	7.571	6.937	6.566	6.068	6.058	3.032	Pl plagioclase; Or orthoclase; Bl biotite; BlCh chloritized biotite; Ms muscovite; Ho hornblende; Gr garnet; Czs clinzoisite				
AlIV	0.429	1.063	1.444	3.851	3.808	2.838	Indexes on mineral abbreviations mark the sample numbers from Table 10				
AlVI	0.215	0.633	2.470	-	-	-	Calculated on the basis of 8 (feldspars), 24 (muscovite, biotite, hornblende, and garnet) and 13 (clinzoisite) oxygen ions				
Ti	0.048	0.033	0.097	0.010	0.015	-					
Fe	2.290	1.612	2.113	4.361	4.661	0.282					
Mn	0.051	0.065	0.039	0.368	0.369	0.020					
Mg	2.497	2.745	1.906	0.840	0.819	-					
Ca	1.982	2.044	1.800	0.500	0.294	1.983					
Na	0.534	0.437	0.490	-	-	-					
K	0.006	0.004	0.055	-	-	-					
H	1.529	1.661	1.715	-	-	0.788					

I-graniti i asociirane intermedijarne, mafitne i ultramafitne stijene

Ova genetska obitelj granita, mada ima znatno manje površinsko rasprostiranje u odnosu na prikazane S-granite, vrlo je važna u geološko-petrološkoj građi slavonskih planina. Naime, te se stijene vrlo često pojavljuju, i to isključivo u jače metamorfoziranim stijenama amfibolitnog facijesa hercinskog progresivnometa-mornog kompleksa, od najzapadnijih dijelova Pšunja preko Papuka do najistočnijih dijelova Krndije (sl. 1). U cijelom tom području I-graniti su udruženi s podređenim intermedijarnim i rijetkim ultramafitnim i mafitnim stijenama,

I-graniti i prateće intermedijarne stijene imaju dosta ujednačenu strukturu, teksturu i mineralni sastav.

Mineralna parageneza

Mineralna parageneza I-granita i pratećih neutralnih stijena ista je, u osnovi, kao i kod S-granita s pratećim dioritnim stijenama, doduše s manjim razlikama u kemijskom sastavu pojedinih minerala. Od salskih minerala dolaze kvarc i feldspati, a od feromagnezijskih: tinjci, hornblenda i granat te različiti sekundarni i akcesorni sastojci.

Kvarc se podređenije susreće u obliku zasebnih ksenomorfnih zrna, a češće u vidu sitnozrnatih kataklasitčnih aglomeracija koje su, više ili manje, rekristalizirane.

Feldspati su zastupljeni plagioklasom, ortoklasom i mikroklinom, rijetko mikropertitom, a još rjeđe pegmatitnim proraslacima kvarca i feldspata.

Plagioklas je najčešći sastojak stijena ove asocijacije. Po obliku je obično hipidiomorfan i pločast, a vrlo je rijetko zonalan (sl. 1, tabla 9). Najčešće je svjež, no u nekim stijenama u različitim stupnju transformiran u sekundarne minerale među kojima su najzastupljeniji sericit i klinocoizit.

Kemijski sastav plagioklasa prikazuje priložena tabela 5 (analize označene P1). On pokazuje dosta velike varijacije; u rijetkim gabroidnim stijenama je to labrador ($An_{52,5}$), dok u češćim intermedijarnim stijenama varira od oligoklasa do andezina ($An_{26,8-34,4}$). U granitoidnim varijetetima dolazi samo oligoklas ($An_{17,7-24,2}$).

Ortoklas se javlja u granitoidnim i prostorno udruženim intermedijarnim stijenama. Za razliku od plagioklasa, ortoklas je redovito bar malo zamućen glinovitim mineralima i sericitom. Po kemijskom sastavu je to čisti K-feldspat, s minimalnim primjesama albina i anortita (an. Or, tabela 5).

Mikroclin dolazi praktički samo u granitoidnim varijetetima u kojima ima jasan postkinematski karakter, bilo da se javlja kao utrusak ili u sitnozrnatim agregatima (sl. 8, tabla 9). U prvom slučaju često uklapa primaran plagioklas, ortoklas i biotit, odnosno njihove relikte. Za razliku od ortoklasa, mikroclin je skoro uvijek idealno čist i svjež.

Mikropertit, koji također uvijek ima jasan postkinematski karakter, znatno je podređeniji od mikrokлина. Obično se javlja kao utrusak, s karakterističnom lamelarno-zebrazom građom (sl. 1, tabla 10). I on je, kao i mikroclin, uvijek svjež.

Biotit je najčešći feromagnezijski sastojak I-granitoida. Svjež biotit ima žućkasti i smeđi pleohroizam, a u kemizmu se inače karakterizira dosta ujednačenim odnosom Fe:Mg (oko 1,3) i dosta nižim sadržajem TiO_2 (an. Bi, tabela 5) u odnosu na biotit iz S-granita. U nekim stijenama je u biotitu uklopljena veća količina pleohroitskih dvorova (sl. 4, tabla 9).

Biotit je dosta često izmijenjen, a na njemu se zapažaju tri vrste promjena: (a) u klorit, uz koji se obično izdvaja i promjenljiva količina fino-dispergirano magne-tita – kemizam kloritiziranog biotita pokazuju analize BiCh u tabeli 5, (b) u sitnije listićavi muskovit, često s manje klorita (sl. 3 i 4, tabla 10) i (c) u limonit. Uz kloritizirani i muskovitizirani biotit se u nekim stijenama pojavljuje i sekundarni klinocoizit (an. Czs, tabela 5).

Muskovit je manje zastupljen od biotita. Rjeđe se javlja u krupnijim listovima kao »primaran« sastojak (npr. granitoidne stijene u području Slatine i Laništa, na sjevernim padinama Krndije, neki graniti u dolini Kišeljevca, na Papuku i dr.). Većinom se javlja u sitnijim pseudomorfnim listovima po biotitu (sl. 3 i 5, tabla 9).

Kemijski sastav muskovita prikazuju analize Ms u tabeli 5. Za razliku od muskovi-ta iz S-granita, muskovit I-granita sadrži manje udjele Al_2O_3 .

Amfiboli su karakteristični sastojci intermedijarnih i mafitnih stijena, a rijetko se pojavljuju u granitnim varijetetima. U gabroidnim stijenama Psunja amfibol je predstavljen individualiziranim zrnima zelene hornblende te vlaknastim uralitom, obično pomiješan s kloritom, i vrlo rijetkim reliktima primarnog klinopiroksena. Kemizam zelene hornblende prikazuje analiza Ho_2 u tabeli 5; prema klasifikaciji Rocka i Leaka (1984) ona pada u polje aktinolitita, no blizu granice polja aktino-litne hornblende.

U intermedijarnim i kiselim stijenama dolazi hornblenda koja također ima zelen-kasti pleohronizam. No njezin je kemizam nešto drugačiji i u njemu se ističu znatno veći udjeli Al_2O_3 (an. Ho_7 i Ho_{45} , tabela 5). Prema klasifikaciji Rocka i Leaka (1984) jedan kemijski analizirani amfibol pada u polje magnezijske hornblende, a drugi u polje feri-hornblende.

Za razliku od biotita, hornblenda je obično uvijek svjež, a samo u nekim stijenama malo kloritizirana. Hornblenda i biotit vrlo često dolaze zajedno u inter-medijarnim stijenama (sl. 1, tabla 9).

Granat se javlja u nekim stijenama kao sporedan sastojak; nešto je češći u krndij-skim kvarcnim dioritima i tonalitima (sl. 2, tabla 9). Nalazimo ga u obliku sitnih idiomorfni kristala u kataklastičnoj osnovi granitoidnih stijena ili, rjeđe, kao poiki-litski uklupak u plagioklasnim utruscima što dokazuje da je magmatogenog porije-kla. Obično je svjež.

Kemijski sastav granata prikazuju analize označene Gr u tabeli 5. Radi se o granatu u kojem izrazito prevladava almandinska komponenta (74,1 % mol.), uz manje primjese piropske (13,5 % mol.), grosularske (6,5 % mol.) i spesartinske (5,9 % mol.) komponente.

Među *akcesornim sastojcima* pretežu metalni minerali koji nisu detaljnije određ-ivani; naročito su česti u intermedijarnim i mafitnim stijenama. Pored njih su još zapaženi apatit, rutil i cirkon. Granat, inače dosta čest kao sporedan sastojak, u nekim stijenama dolazi u količini akcesornog minerala.

U nekim I-granitima s Psunja dosta često se nailazi i na ortit kao akcesorni sastojak. U pravilu je prostorno udružen s agregatima klinocoizita koji se pojavljuju uz kloritizirani i muskovitizirani biotit.

Petrografija I-granita

Strukture i teksture

Struktura I-granita primarno je bila hipidiomorfno do alotriomorfno zrnata, obično heterogranularna, najčešće s veličinom zrna od 1 do 5 mm. No za razliku od S-granita, I-graniti imaju rijetko sačuvanu primarnu zrnatu strukturu jer su većinom u različitom stupnju kataklazirani, obično umjereno do znatno. Kataklastični efekti se zapažaju na svim petrogenim sastojcima, no ipak najčešće na krutom kvarcu koji daje sitnozrnati zdrobljeni agregat; on se ili agregira u obliku vijenca oko zaostalih krupnijih i manje zdrobljenih zrna ili pak formira sitnozrnati mozaični matriks u kojem plivaju krupnija, manje zdrobljena zrna; često se u toj sitnozrnatost kataklaziranoj masi nalaze pomiješana i sitna zrna drugih minerala. Zbog tog različitog načina i raspona drobljenja I-graniti pokazuju i strukturnu gradaciju »od mortar strukture preko cementne strukture do porfiroblastičnih struktura« (Marci, 1973, p. 19). Važno je istaći da su sa smanjenjem količine kvarca kataklastični efekti sve manje izraženi i uopće se ne zapažaju kod diorita i moncodiorita.

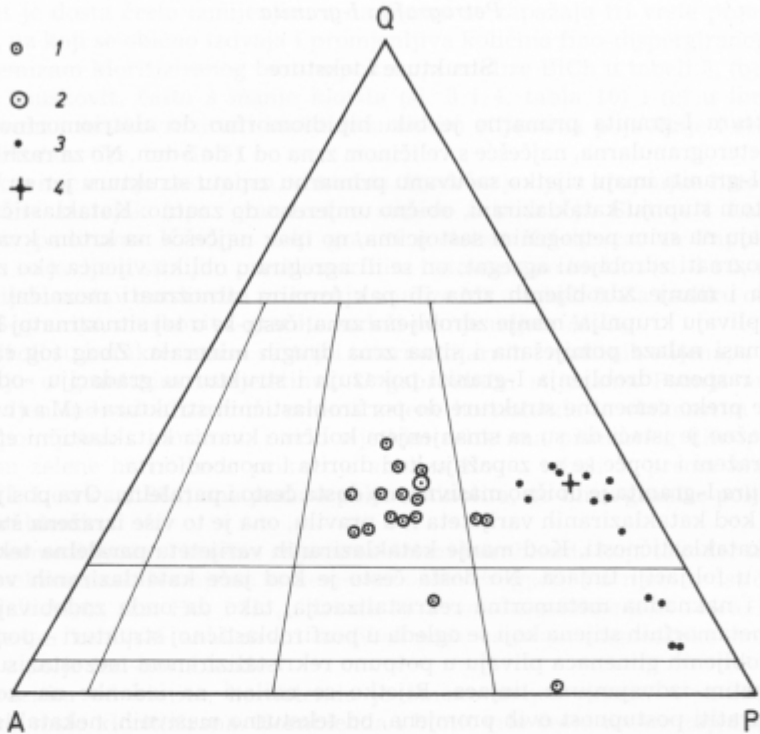
Tekstura I-granita je obično masivna, no dosta često i paralelna. Ova posljednja je izražena kod kataklaziranih varijeteta i, u pravilu, ona je to više izražena što je veći stupanj kataklastičnosti. Kod manje kataklaziranih varijeteta paralelna tekstura je izražena u folijaciji tinjaca. No dosta često je kod jače kataklaziranih varijeteta izvršena i naknadna metamorfna rekristalizacija, tako da onda zadobivaju sklop tipskih metamorfnih stijena koji se ogleda u porfiroblastičnoj strukturi – porfiroblasti nezdobljenih glinenaca plivaju u potpuno rekristaliziranom mezostazisu s lećasto-vrpčastim izdvajanjima tinjaca. Rijetko se nailazi na izdanke na kojima je moguće pratiti postupnost ovih promjena, od teksturno masivnih, nekataklaziranih ili slabo kataklaziranih granita (obično u središnjim dijelovima granitnih tijela) do jako kataklaziranih i naknadno metamorfno rekristaliziranih gnajsganita, odnosno ortognajsova. No vrlo se često nailazi, naročito kada se radi o malim metarsko-dekameterskim tijelima, da su u cijelini izgrađena od jasno škriljavih gnajsganita. Vjerojatno je to i zavelo Kišpać (1910) da decidirano tvrdi kako na Psunju nema granitnih stijena nego ih je sve tretirao kao gnajsove.

Različite stupnjeve kataklastičnih efekata I-granita prikazuju sl. 2, 3, 7 i 8, tabla 9 i sl. 1 i 2, tabla 10.

Petrografska klasifikacija

I-graniti Psunja, Papuka i Krndije imaju uglavnom dosta ujednačen mineralni sastav; bitni su sastojci kvarc, plagioklas, ortoklas, mikroklin, biotit i muskovit, a rijetko dolaze hornblenda i granat. No oni pokazuju dosta velike varijacije u međusobnim količinskim odnosima što uvjetuje dosta veliku petrografsku raznovrsnost. Plagioklas pokazuje određene varijacije u kemijskom sastavu; najčešće je to oligoklas – $An_{17,7-24,2}$ (an. Pl. tabela 5).

I-granite smo također klasificirali na temelju njihovog modalnog sastava koji je prikazan u tabeli 10, analize 8 do 41 i 47 do 59. Iz podataka *modalnog sastava salskih sastojaka* izračunate su vrijednosti QAP koje su nanese na Streckeisenov trokut (sl. 11). Na njemu se vidi dosta veliko rasipanje točaka u poljima tonalita, granodiorita i granita, i to u njegovom moncogranitnom dijelu. Interesantno je istaći da gotovo svi psunjski graniti padaju u polje moncogranita, s tim da je dosta izražen



Sl. 11. Trokomponentni dijagram Streckeisen (1973) za I-granite i prateće intermedijarne stijene

1 psunjski graniti; 2 srednji sastav psunjskih granita; 3 krndijski graniti; 4 srednji sastav krndijskih granita

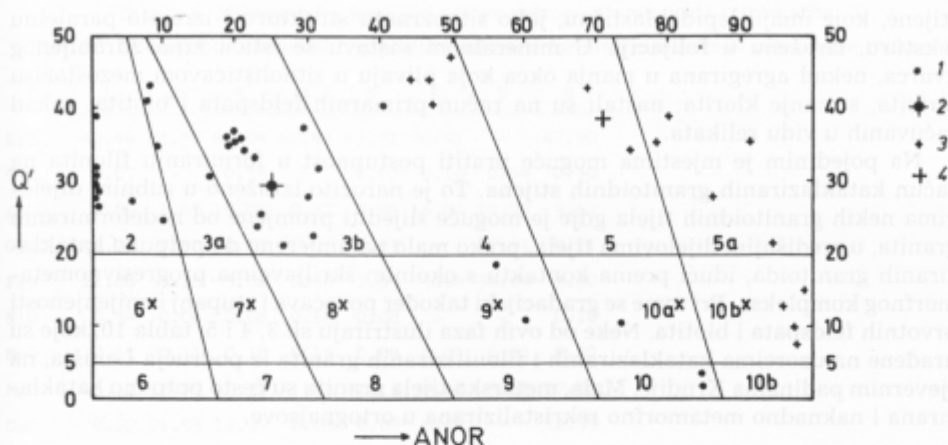
Fig. 11. Streckeisen's (1973) triangular diagram for I-type granites and associated intermediate rocks

1 Mt. Psunj granites; 2 Mt. Psunj average granite; 3 Mt. Krndija granites; 4 Mt. Krndija average granite

i prijelazan moncodoritni trend. S druge strane, točke za krndijske granitoidne stijene grupiraju se u polju granodiorita i tonalita sa slabo izraženim prijelazima u diorite. U I-granitima južnih padina Papuka zapažen je isti trend, tj. prisustvo tonalita i granodiorita, dok se moncogranitni varijeteti s malo mikrokлина vrlo rijetko susreću.

Na Q'-ANOR dijagramu (Streckeisen & Le Maitre, 1979) izraženo je jako veliko rasipanje točaka (sl. 12). Ovdje su razlike između psunjskih i krndijskih granitoida još više izražene. Naime, dok krndijski granitoidi leže pretežno u polju tonalita, a samo manjim dijelom u polju granodiorita, dotle psunjski graniti leže pretežno u polju moncogranita, ali i u poljima granita s. str. pa i alkalijsko-feldspatskih granita (plagiograniti).

Navedene varijacije u rasponu, tonalit-granodiorit-moncogranit-granit-alkalij-sko-feldspatski granit rezultat su velikog variranja u međusobnom količinskom odnosu plagioklasa i K-feldspata, pri čemu izgleda da je i ovdje naročito kritično



Sl. 12. Mezonormativni Q'-ANOR dijagram za I-granite i udružene intermedijarne stijene (Streckeisen & Le Maitre, 1979)

1 psunjski granitoidi; 2 srednji sastav psunjskih granitoida; 3 krndijski granitoidi; 4 srednji sastav krndijskih granitoida

Fig. 12. Mesonormative Q'-ANOR diagram for I-type granites and associated intermediate rocks (Streckeisen & Le Maitre, 1979)

1 Mt. Pšunja granitoids; 2 Mt. Pšunja average granitoid; 3 Mt. Krndija granitoids; 4 Mt. Krndija average granitoid

prisustvo mikrokлина. Naime, u granitoidnim stijenama Krndije i južnih padina Papuka uopće nema mikrokлина, dok je u psunjskim redovito prisutan, i to najčešće u modalnim količinama od 20–25 % (tad su to monocgraniti), rijetko manje (tad su to granodioriti).

Modalni sadržaj femskih sastojaka u I-granitima najčešće se kreće, apstrahirajući leukokratne varijetete, između 13 i 21 %, a srednja vrijednost za 16 uzoraka iznosi 15,5 %. Normativni sadržaj je, zbog samog načina preračunavanja, znatno niži i za istih 16 uzoraka iznosi oko 7 %.

Biotit je najčešći femski sastojak pa su zato i najčešći *biotitni monocgraniti*, *granodioriti* i *tonaliti*. Sasvim su podređeni *hornblenda-biotitni monocgraniti* i *granodioriti*. No u njima su vrlo često biotit i hornblenda retrogradno kloritizirani, a biotit i muskovitiziran, tako da se također često nailazi i na *dvočinjčaste monocgranite*, *granodiorite* i *tonalite*. Vrlo se rijetko sreću *muskovitni monocgraniti*, *granodioriti* i *tonaliti*. U granitoidnim stijenama Krndije granat je dosta često sporedan sastojak pa se tu onda nailazi na *granat-biotitne*, *granat-muskovitne* i *granat-dvočinjčaste granodiorite* i *tonalite*.

U ovim granitoidnim tijelima javljaju se podređeno i *leukokratni monocgraniti*, *granodioriti* i *tonaliti* kod kojih je kolorni indeks manji od 10.

Kao što je naprijed detaljno prikazano, svi I-granitoidi, bez obzira o kojem se od navedenih varijeteta radi, najčešće su umjereno do znatno kataklazirani, tako da imaju kataklastične, često prividno porfiroidne, odnosno okcaste strukture. Neki su od njih naknadno metamorfno rekristalizirani, tako da predstavljaju *granitgnajsove*, odnosno ortognajsove.

Sa spomenutim su stijenama tijesno genetski i prostorno vezani *filonitizirani granitoidi*, odnosno *filoniti*. To su znatno do potpuno kataklazirane i milonitizirane

stijene, koje imaju lepidoblastičnu, jako sitnozrnatu strukturu i izrazito paralelnu teksturu, izraženu u folijaciji. U mineralnom sastavu se ističu zrna zdrobljenog kvarca, nekad agregirana u manja okca koja plivaju u sitnolističavom mezostazisu sericita, s manje klorita; nastali su na račun primarnih feldspata i biotita, nekad sačuvanih u vidu relikata.

Na pojedinim je mjestima moguće pratiti postupnost u formiranju filonita na račun kataklaziranih granitoidnih stijena. To je naročito izraženo u rubnim dijelovima nekih granitoidnih tijela gdje je moguće slijediti promjene od nedeformiranih granita, u središnjim dijelovima tijela, preko malo pa umjereno do potpuno kataklaziranih granitoida, idući prema kontaktu s okolnim škriljavcima progresivnometamornog kompleksa. Pri tome se gradacijski također povećava i stupanj izmijenjenosti prvotnih feldspata i biotita. Neke od ovih faza ilustriraju sl. 3, 4 i 5, tabla 10, koje su urađene na uzorcima kataklaziranih i filonitiziranih granita iz područja Laništa, na sjevernim padinama Krndije. Mala, metarska tijela granita su često potpuno kataklazirana i naknadno metamorfno rekristalizirana u ortognajsove.

Petrografija intermedijarnih i mafitnih stijena

Intermedijarne i bazične magmatske stijene karakteristično se pojavljuju u određenoj količini s I-granitima. Neka su manja tijela u potpunosti izgrađena od moncodioritnih i dioritnih varijeteta koji se, međutim, češće javljaju u rubnim dijelovima nekih većih granitnih tijela.

Struktura ovih stijena je obično hipidiomorfna, sitnozrnata (0,5 do 2,5 mm) i krupnozrnata (2 do 5 mm). *Tekstura* je masivna, rijetko paralelna, sa slabom folijacijom. Za razliku od prostorno asociiranih I-granita, intermedijarne i mafitne stijene vrlo rijetko pokazuju slabe kataklastične efekte, koji su izraženi samo na prijelaznim stijenama ka granitima.

Na osnovi mineralnog sastava razlikuju se dvije osnovne grupe stijena:

1 *Moncodioriti i dioriti* čije se razdvajanje temelji na odnosu plagioklasa i alkalij-skih feldspata, odnosno modalnom sastavu salskih satojaka kojeg prikazuje Streckeisenov trokomponentni dijagram (sl. 11). Na njemu se vidi da na Krndiji prevladavaju dioriti, a na Psunju moncodioriti. Ta je razlika isto tako lijepo izražena i na priloženom Q'-ANOR dijagramu (Streckeisen & Le Maitre, 1979, sl. 12).

U mineralnom sastavu su karakteristični bazični oligoklas i kiseli andezin ($An_{26,8-34,4}$), ortoklas i kvarc, a od femskih sastojaka biotit i hornblenda, rijetko i granat. Među intermedijarnim stijenama Krndije najčešći su *biotit-hornblenda-kvarcni dioriti*, *granat-hornblenda-kvarcni dioriti*, *granat-biotit-kvarcni dioriti* i *granat-biotit-hornblenda-kvarcni dioriti*. Rijetko se količina kvarca smanjuje na 5%, tako da te stijene prelaze u diorite, a uz prisustvo bazičnijeg plagioklasa i u gabrodioritne stijene.

Intermedijarne stijene Psunja također obično sadrže hornblendu i/ili biotit, tako da su to najčešće *hornblenda-biotit-kvarcni moncodioriti*, rjeđe *dioriti*. Ovdje nije zapažen granat, no zato se u nekima od njih količina inače akcesornog apatita penje na nekoliko postotaka; takvi *apatit-hornblenda-kvarcni dioriti* javljaju se u kamenolomu Rogoljica, u jugozapadnim dijelovima Psunja. Slike 1 i 2 na tabli 9 ilustriraju kvarcne diorite s Psunja i Krndije.

Gabroidne stijene se sreću izuzetno rijetko, a dosad su zapažene samo na Psunju (Pamić et al., 1984), i to u dosta nejasnim odnosima s okolnim stijenama. Vrlo su

Tabela 6. Mikrosondni kemijski sastav petrogenih minerala ultramafita

Table 6. Microprobe chemical composition of rock-forming minerals of ultramafic rocks

	1	2	3	4	5	6	7	8	
SiO ₂	40.44	53.37	48.04	42.44	43.51	30.41	-	47.90	
TiO ₂	0.07	-	0.35	-	0.02	0.10	0.74	0.30	
Al ₂ O ₃	0.59	1.85	10.04	0.81	0.96	16.04	10.77	9.52	
Cr ₂ O ₃	0.03	0.82	0.85	-	0.03	-	47.41	0.71	
FeO ^x	11.88	3.18	3.62	2.36	1.85	5.08	36.04	5.90	
NiO	0.34	0.04	0.08	0.15	0.08	-	-	0.10	
MnO	0.11	0.11	0.18	0.14	0.08	0.01	0.61	0.27	
MgO	46.11	18.09	19.39	41.43	41.13	32.80	3.55	17.96	
CaO	0.22	21.53	12.97	0.08	0.02	0.02	-	12.86	
Na ₂ O	0.06	0.46	2.53	0.02	0.03	0.03	-	2.76	
K ₂ O	-	-	0.11	0.03	0.03	0.03	-	0.10	
	99.85	99.45	98.16	87.79	87.74	84.52	99.13	98.38	
	Broj iona - Numbers of ions								
Si	1.002	1.950	6.779	1.987	2.032	5.638	-	6.849	
Ti	0.001	-	0.037	-	0.001	0.014	0.159	0.032	
Al	0.017	0.080	1.670	0.045	0.053	3.505	3.616	1.604	
Cr	0.001	0.024	0.095	-	0.001	-	10.678	0.080	
Fe ⁺⁺	0.246	0.097	0.427	0.092	0.072	0.788	8.586	0.705	
Ni	0.007	0.001	0.009	0.006	0.003	-	-	0.012	
Mn	0.002	0.003	0.022	0.006	0.003	0.002	0.147	0.033	
Mg	1.704	0.915	4.079	2.892	2.863	9.065	1.508	3.828	
Ca	0.006	0.843	1.961	0.004	0.001	0.004	-	1.970	
Na	0.003	0.033	0.692	0.002	0.003	0.011	-	0.765	
K	-	-	0.020	0.002	0.002	0.007	-	0.018	
H	-	-	1.732	3.916	3.819	19.144	-	1.545	

1 olivin; 2 klinopiroksen; 3 edenit-pargazitna hornblenda; 4 i 5 antigoritni serpentin; 6 klorit; 7 kromit; 8 edenit-pargazitna hornblenda iz okolnog esmeraldnozelenog amfibolskog škriljavca

Preračun je izvršen na osnovi 4 (olivin), 6 (klinopiroksen), 9 (serpentin), 24 (amfibol), 32 (kromit) i 36 (klorit) kisikovih iona

1 olivine; 2 clinopyroxene; 3 edenite-pargasitic hornblende; 4 i 5 antigorite serpentine; 6 chlorite; 7 chromite; 8 edenite-pargasitic hornblende from the surrounding esmeraldgreen amphibole schists

Calculated on the basis of 4 (olivine), 6 (clinopyroxene), 9 (serpentine), 24 (amphibole), 32 (chromite), and 36 (chlorite) oxygen ions

rijetko to neizmijenjeni gabri s labradorom, hornblendom, uralitom i reliktima klinopiroksena. Češći su metagabri s potpuno izmijenjenim plagioklasom i pseudo-morfozama klorita i klinocoizita (epidota) po primarnom femskom sastojku.

Petrografija ultramafitnih stijena

Ultramafitne stijene s Papuka i Psunja imaju ujednačene strukturno-teksturane karakteristike i mineralni sastav (Pamić, 1988a). Najčešći primarni sastojak je olivin s oko 86,5% forsteritne komponente, dok je klinopiroksen, sastava En₅ Fs₆ Wo₄₃, mnogo podređeniji. Češća od klinopiroksena je u mikroskopu bezbojna edenit-

pargazitna hornblenda, sa slijedećim odnosom glavnih komponenti: $\text{Ed}_{56} \text{Ho}_{26} \text{Pa}_{12} \text{Ts}_6$. Akcesorni sastojak je smeđkasti kromit, koji je često magnetitiziran. Zrna navedenih minerala obično su mehanički deformirana. Inače po svojim strukturno-teksturnim karakteristikama, ove stijene imaju sve osobine tektonitskih peridotita.

Sekundarni minerali češći su od primarnih. Najzastupljeniji je serpentin koji se javlja pretežno kao listićavi antigorit, a podređenije kao mrežasto-cjevasti lizardit-klinohrizotil. Krupniji listovi klorita sasvim su podređeni.

Kemizam navedenih petrogenih sastojaka prikazuju kemijske analize u tabeli 6.

Mada se radi o malim tijelima, vrlo je izražena dosta velika petrografska raznovrsnost ultramafita. Najčešće se nailazi na *antigoritne serpentinite*, s malo klorita i bez ikakvih relikata primarnih feromagnezijskih sastojaka. Mnogo su podređeniji serpentinizirani ultramafiti u kojima dolazi više od 1/3 primarnih feromagnezijskih minerala: olivina i pargazit-edenitne hornblende (*kortlanditi* ili *amfibolski duniti*). Također se nailazi na serpentinizirane *amfibolske verlite* i *dunite*.

Uz spomenute ultramafitne stijene karakteristično se javljaju i amfibolski škriļjavci. Oni se, međutim, razlikuju od naprijed prikazanih amfibolitnih stijena koje se inače tako često javljaju kao metarsko-dekametarski ulošci u dominantnim paragnajsovima i tinjčevim škriļjavicima progresivnometamorfno kompleksa. Naime, amfibolske stijene koje se proslojavaju s ultramafitima u pravilu su monomineralni amfibolski škriļjavci, gotovo redovito izrazite esmeraldnozelene boje, a izgrađeni su također od mikroskopski bezbojne edenit-pargazitne hornblende kakva dolazi i u asociiranim ultramafitima.

Na osnovi navedenih podataka može se zaključiti da su prikazane ultramafitne stijene morale biti smještene prije nego se odigrao glavni metamorfni događaj. Karakteristično prisustvo i prevladavanje antigorita dokazuje da su te ultramafitne stijene bile serpentinizirane i metamorfozirane u P-T uvjetima amfibolitnog facijesa, vjerojatno na temperaturama od oko 500°C (Pamić, 1988 a). Ne ulazeći u detaljnija genetska razmatranja, ovdje se postavlja pitanje da li se ove ultramafitne stijene mogu genetski korelirati s ultramafitima iz ofiolitnih kompleksa? To tim više, što se u progresivnometamorfnom kompleksu vrlo često, s njima zajedno, javljaju i ortoamfiboliti koji vuku svoje porijeklo od oceanskih toleitnih bazalta (Pamić & Marci, 1990).

Kontaktmetamorfne stijene

Kontaktmetamorfne stijene dosad su zapažene samo u dolini potoka Kišeljevca na južnim padinama Papuka, uzvodno od sela Češļjakovca (sjeverno od ceste Velika-Kutjevo). Javljaju se duž južnog kontakta granitoidnog tijela čiji je sjeverni kontakt s okolnim paragnajsovima, mikašistima i amfibolitima pokriven. U metamorfnim stijenama su, od kritičnih minerala, zapaženi granat i jako muskovitizirani staurolit.

Granitno tijelo, čija je debljina veća od 100 m, izgrađeno je u svojim sjevernim dijelovima od jako kataklaziranih, često škriļjavih i djelomice filonitiziranih hornblenda-biotitnih monocgranita. Južni dijelovi ovog tijela sastoje se od krupnozrnatih, pegmatitoidnih leukokratnih granita u kojima dolaze mikroklin i kiseli plagioklas, a kvarc je podređeniji. Djelomice muskovitizirani biotit pojavljuje se također dosta često.

Duž kontakta s egzometamornim stijenama, pegmatitoidni granit je škriļjav i mehanički rastrošen. Odnos između granitnog tijela i okolnih paragnajsova stauro-

litne zone je konforman. Debljina kontaktnometamorfne zone, koju probijaju 2 metarska granitoidna tijela, može se ocijeniti maksimalno na cca 75 m.

Kontaktnometamorfne stijene imaju izrazito paralelnu teksturu koja se manifestira u alterniranju milimetarskih, rijetko centimetarskih vrpce promjenljivog mineralnog, modalnog i granulometrijskog sastava (sl. 8, tabla 10). Veličina zrna unutar vrpce varira obično od 0,1 do 0,5 mm, rijetko doseže do 1 mm.

Kontaktnometamorfna parageneza, koja je određivana mikroskopski i rendgenski, sadrži slijedeće minerale: klinopiroksen (diopsid?), grosularski granat, K-feldspat, plagioklas i kvarc, te podređenije: tremolit, epidot, coizit (?) i akcesorne: titanit, metalni mineral i apatit. Karakteristično je da u užem egzokontaktom području uopće nema kalcita i njegova se količina postupno povećava idući prema periferiji kontaktnometamorfne zone, tako da tu dolaze sitnozrnati masivni mramori sa sve manjim sadržajem kontaktnometamorfni silikatnih minerala.

Prema navedenim strukturno-teksturnim karakteristikama i mineralnom sastavu kontaktnometamorfne tvorevine iz doline Kišeljevačkog potoka imaju sve osobine tipskog skarna. Dakle, okolni I-graniti su mlađi, bar malo, od okolnih škrljavaca progresivnometamorfnog kompleksa.

GEOKEMIJSKI PODACI

Geokemijska ispitivanja obuhvatila su određivanja makroelemenata i mikroelemenata, uključujući i elemente iz grupe rijetkih zemalja, kao i određivanja izotopnog sastava kisika i stroncijuma, koja su izvršena na stijenama semimetamorfnog i progresivnometamorfnog kompleksa, migmatitima, S- i I-granitoidima, kao i na pratećim intermedijarnim stijenama. U tabelarnom pregledu makroelemenata uključeni su i podaci ranije objavljenih kemijskih analiza (Brajdić, 1962; Vragović, 1965; Marci, 1973; Pamić, 1988 i 1988a; Pamić et al., 1984) što je omogućilo da se obavi cjelovitiji geokemijski prikaz, a i realnija statistička obrada podataka.

Sadržaj makroelemenata

Semimetamorfni kompleks

Sadržaj makroelemenata u stijenama semimetamorfnog kompleksa prikazuje tabela 7, a njihove varijacije priloženi Harkerovi dijagrami (sl. 13). Na njima su izražena velika rasipanja točaka što je i sasvim normalno budući da su kemijski analizirane metapsamitne i metapelitne stijene koje se međusobno razlikuju u kemijskom sastavu.

Kemizam analiziranih grauvakno-arkoznih metapješčenjaka odgovara kemizmu kiselijih granitoidnih stijena (Poldervaart, 1955), što lijepo ilustriraju priloženi Harkerovi dijagrami za gotovo sve elemente. Jedina je veća razlika u količinama K_2O koje su kod granitoidnih stijena i 3–4 puta veće. Taj granitoidni kemizam istraživanih metapsamita odražava se i u normativnom CIPW sastavu, no opet s izuzetkom u sniženim sadržajima normativnog ortoklasa.

Kemijski sastav analiziranih metapelita može se dosta dobro korelirati sa srednjim sastavima šejlova i filita, koji su također prikazani na priloženoj tabeli 7 (Poldervaart, 1955; Mason, 1966). Istina, slavonski slejtovi sadrže nešto više Al_2O_3 i nešto manje CaO i K_2O u odnosu na spomenute srednje sastave.

Tabela 7. Sadržaj makroelemenata i normativni sastav semimetamorfnihi stijena
 Table 7. Major element contents and CIPW norms of weakly metamorphosed rock

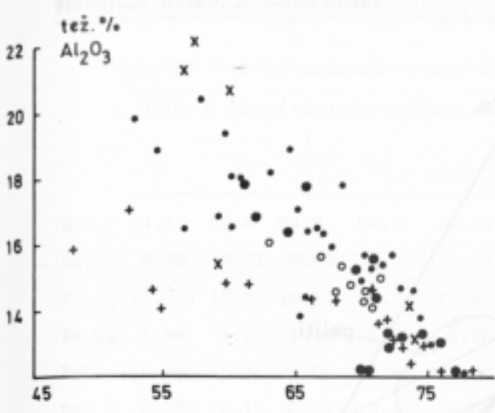
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	73.90	73.60	56.90	56.00	56.70	63.42	58.10	60.00
TiO ₂	0.64	0.31	0.36	1.00	0.79	0.62	0.65	1.1
Al ₂ O ₃	13.10	14.20	10.10	21.10	22.60	16.22	15.40	20.7
Fe ₂ O ₃	1.56	0.41	0.37	2.95	1.34	1.33	4.02	3.0
FeO	2.24	1.42	2.17	5.38	5.60	3.36	2.45	4.8
MnO	0.09	0.06	0.51	0.03	0.09	0.15	-	0.1
MgO	1.00	1.72	0.93	1.87	2.22	1.55	2.44	2.9
CaO	0.14	0.36	13.30	0.28	0.38	2.88	3.11	1.2
Na ₂ O	3.63	5.33	3.23	1.05	1.42	2.93	1.30	2.0
K ₂ O	1.23	0.64	0.75	2.71	3.86	1.84	3.24	4.0
F ₂ O ₅	0.09	0.06	0.11	0.21	0.22	0.14	0.17	0.2
H ₂ O	1.99	1.71	1.80	7.20	4.45	3.43	5.00	-
CO ₂	-	-	9.50	-	-	1.90	2.63	-
	99.61	99.82	100.03	99.78	99.67	99.77	98.51	100.00

Normativni CIPW sastav - CIPW norms

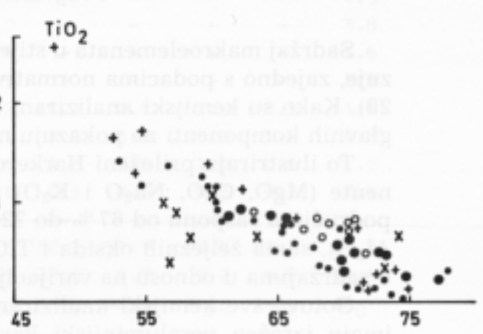
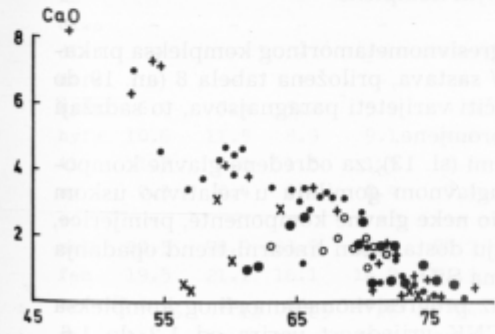
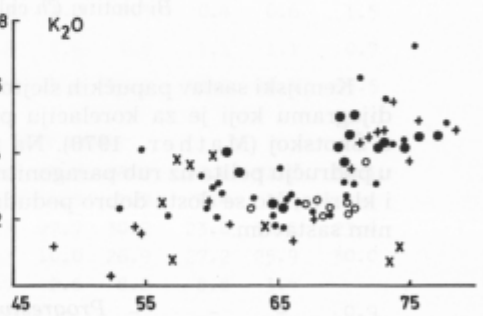
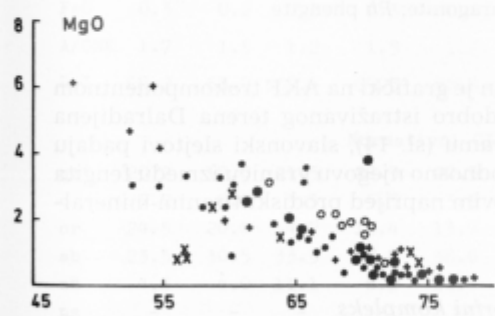
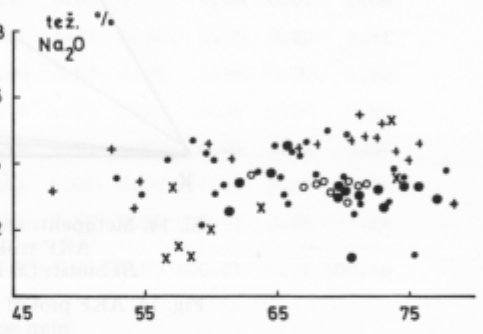
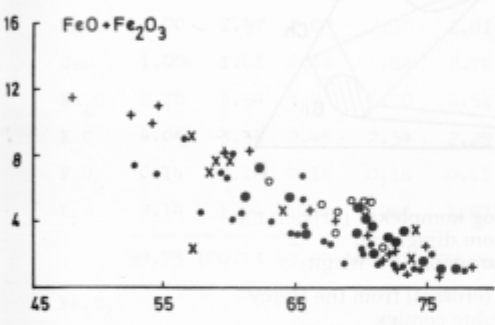
qs	29.6	29.8	45.0	36.4	29.9	34.1	-	-	
c	2.3	3.8	5.9	4.3	2.1	3.7	-	-	
or	23.1	15.2	7.5	3.9	4.5	10.8	-	-	
ab	29.6	28.9	31.5	46.0	27.8	32.8	-	-	
an	7.6	8.0	0.1	1.4	5.3	4.5	-	-	1 škriljava metagrauvaka; 2 škriljava metaarkoza; 3 vapnovita metagrauvaka; 4 i 5 slejt; 6 srednji sastav od 1 do 5; 7 srednji sastav šejlova; 8 srednji sastav filita
hyen	2.0	4.9	2.6	4.4	2.4	3.3	-	-	
hyfs	4.5	7.7	6.0	2.9	5.0	5.2	-	-	
il	0.8	1.3	1.2	0.6	0.7	0.9	-	-	
sp	0.1	0.1	0.2	0.3	0.3	0.2	-	-	1 schistose metagraywacke; 2 schistose metaarkose; 3 limy metagraywacke; 4, 5 slate; 6 average composition, ans. 1 to 5; 7 average shale composition, Mason, 1966; 8 average phyllite composition, Poldermaat, 1955
cc	-	-	-	-	22.0	4.4	-	-	
sal	92.3	85.6	90.0	91.9	69.6	85.9	-	-	
fem	7.7	14.4	10.0	8.1	30.4	14.1	-	-	
norm.Pl	An ₂₀	An ₂₂	An ₀	An ₃	An ₁₆	An ₁₂	-	-	

Sl. 13. Harkerovi dijagrami za stijene semimetamorfnoh kompleksa (1), progresivnometamorfnoh kompleksa (2), migmatite (3), S-granite (4), i (5) I-granite

Fig. 13. Harker diagrams for rocks of the semimetamorphic (1) and progressive metamorphic (2) complexes, migmatites (3), S-type granites (4), and I-type granites (5)

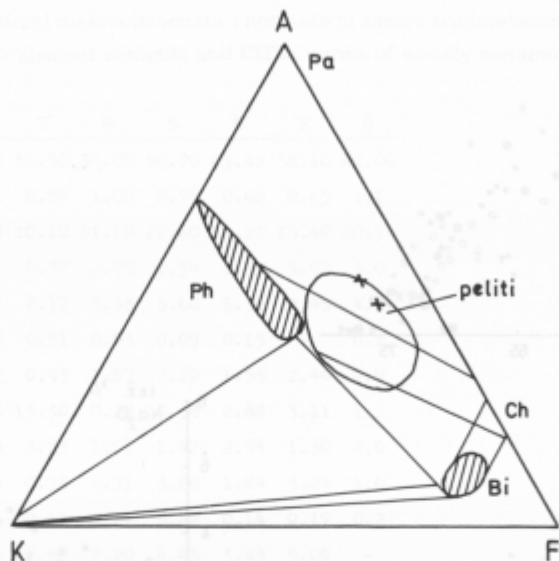


- x 1
- o 2
- 3
- 4
- + 5



SiO₂ tež. %

SiO₂ tež. %



Sl. 14. Metapeliti semimetamorfog kompleksa (križići) na AKF trokomponentnom dijagramu
Bi biotit; Ch klorit; Pa paragonit; Ph fengit

Fig. 14. AKF plot of metapelites (crosses) from the Hercynian semimetamorphic complex
Bi biotite; Ch chlorite; Pa paragonite; Ph phengite

Kemijski sastav papučkih slejtova prikazan je grafički na AKF trokomponentnom dijagramu koji je za korelaciju preuzet iz dobro istraživanog terena Dalradijena u Škotskoj (Mather, 1970). Na tom dijagramu (sl. 14), slavonski slejtovi padaju u području pelita uz rub paragonitnog polja, odnosno njegovu granicu između fengita i klorita, što se dosta dobro podudara s njihovim naprijed prodiskutiranim mineralnim sastavom.

Progresivnometamorfni kompleks

Sadržaj makroelemenata u stijenama progresivnometamorfog kompleksa prikazuje, zajedno s podacima normativnog CIPW sastava, priložena tabela 8 (an. 19 do 29). Kako su kemijski analizirani samo različiti varijeteti paragnajsova, to sadržaji glavnih komponenti ne pokazuju neke veće promjene.

To ilustriraju priloženi Harkerovi dijagrami (sl. 13); za određene glavne komponente (MgO, CaO, Na₂O i K₂O) točke se uglavnom gomilaju u relativno uskom području u rasponu od 67 % do 72 % SiO₂. No neke glavne komponente, primjerice, Al₂O₃, suma željeznih oksida i TiO₂, pokazuju dosta jasan linearni trend opadanja u sadržajima u odnosu na varijacije u udjelima SiO₂.

Gotovo sve kemijski analizirane stijene iz progresivnometamorfog kompleksa imaju izražen peraluminijski karakter; A/CNK vrijednost varira od 1,2 do 1,6, a srednja vrijednost iznosi 1,3.

Tabela 8. Sadržaj makroelemenata i normativni CIPW sastav migmatita i gnajsova

Table 8. Major element contents and CIPW norms of migmatites and gneisses

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	61.5	62.4	64.8	64.9	65.61	69.3	69.99	70.24	70.81	70.9	72.10	72.22
TiO ₂	0.88	0.91	0.80	0.76	0.81	0.52	0.30	0.65	0.45	0.54	0.40	0.78
Al ₂ O ₃	17.9	16.8	16.3	16.3	17.86	15.2	11.36	11.94	15.56	14.2	12.90	9.80
Fe ₂ O ₃	1.44	1.09	1.96	1.09	0.26	0.83	2.68	2.06	0.46	0.99	1.31	2.08
FeO	4.99	5.85	3.64	4.43	3.06	2.46	2.31	2.13	1.56	2.78	2.08	1.36
MnO	0.22	0.13	0.09	0.11	0.05	0.04	0.07	0.02	0.03	0.06	0.07	0.06
MgO	2.70	2.92	2.07	2.30	1.81	0.83	1.21	3.93	0.30	0.75	0.20	1.31
CaO	1.08	1.01	2.44	1.84	2.70	1.85	2.66	0.53	1.68	1.94	0.70	1.82
Na ₂ O	2.70	3.54	3.87	3.20	4.52	3.36	3.14	1.15	3.15	3.20	2.99	3.85
K ₂ O	4.04	3.38	2.45	2.54	2.29	4.10	3.84	4.55	5.07	4.00	5.09	3.84
P ₂ O ₅	0.14	0.16	0.18	0.18	0.17	0.22	0.02	0.02	0.03	0.14	0.02	0.02
H ₂ O	2.14	1.94	1.32	1.66	1.07	0.95	2.91	2.58	0.89	0.51	2.05	3.24
	99.73	100.13	99.92	100.31	100.24	99.66	100.49	99.80	99.99	100.01	99.91	100.38

Fe₂O₃:

FeO	0.3	0.2	0.5	0.3	0.1	0.3	1.2	1.0	0.3	0.4	0.6	1.5
A/CNK	1.7	1.5	1.2	1.5	1.2	1.2	0.8	1.6	1.2	1.1	1.1	0.7
D.I.	68.2	68.9	69.4	69.5	72.8	80.9	78.8	75.2	85.2	80.6	88.4	85.5

Normativni CIPW sastav - CIPW norms

qz	20.2	18.0	21.5	26.3	20.5	27.5	28.2	37.5	28.0	29.6	31.7	32.1
c	7.7	6.0	3.3	5.5	3.5	2.4	-	4.3	1.9	1.4	1.3	-
or	24.5	20.4	14.7	15.4	13.7	24.6	23.3	27.7	30.2	23.8	30.8	23.4
ab	23.5	30.5	33.3	27.8	38.6	28.8	27.3	10.0	26.9	27.2	25.9	30.0
an	4.6	4.0	11.1	8.2	12.4	7.8	5.7	2.6	8.2	8.8	3.4	-
ns	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.9
diwo	-	-	-	-	-	-	3.2	-	-	-	-	3.8
dien	-	-	-	-	-	-	0.9	-	-	-	-	1.6
difs	-	-	-	-	-	-	2.5	-	-	-	-	2.3
hyen	6.9	7.4	5.2	5.9	4.5	2.1	2.2	10.1	0.8	1.9	0.5	1.8
hyfs	10.6	11.5	8.9	9.1	4.8	5.2	6.1	6.5	3.0	6.0	5.6	2.6
il	1.7	1.8	1.5	1.5	1.6	1.0	0.6	1.3	0.9	1.0	0.8	1.5
sp	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.1	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1
cc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
sal	80.5	78.9	83.9	83.1	88.7	91.2	84.5	82.1	95.3	90.8	93.1	85.5
fem	19.5	21.1	16.1	16.9	11.3	8.8	15.5	17.9	4.7	9.2	6.9	14.4
norm.Fl	An ₁₆	An ₁₂	An ₂₅	An ₂₃	An ₂₄	An ₂₁	An ₁₇	An ₂₁	An ₂₃	An ₂₄	An ₁₂	An ₀
Q'	28	25	27	34	24	31	33	48	30	33	35	38
ANOR	16	16	43	35	48	24	20	8	21	27	10	-

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	72.5	73.6	74.5	76.16	77.27	69.93	52.2	62.9	67.0	67.9	68.0	68.5
TiO ₂	0.48	0.44	0.26	tr.	0.25	0.54	1.48	0.84	0.68	0.76	0.64	0.75
Al ₂ O ₃	13.4	13.2	13.2	13.05	12.06	14.18	15.3	16.2	15.6	14.6	15.4	14.8
Fe ₂ O ₃	0.82	0.59	0.40	0.24	0.42	1.10	0.98	1.13	1.66	0.95	0.64	0.80
FeO	2.27	2.37	1.48	1.19	1.19	2.78	8.13	5.18	3.39	4.40	3.95	4.13
MnO	0.04	0.05	0.02	0.03	0.04	0.06	0.18	0.09	0.07	0.08	0.09	0.08
MgO	0.80	0.70	0.41	0.14	0.24	1.33	6.58	3.10	2.10	2.10	1.82	2.00
CaO	1.58	0.80	1.13	0.89	0.78	1.39	10.20	1.78	1.58	1.98	2.65	1.67
Na ₂ O	3.20	2.70	3.38	3.26	2.92	3.19	2.68	3.60	3.30	3.40	3.47	3.22
K ₂ O	4.10	4.32	4.08	4.39	4.42	3.91	0.73	2.28	2.66	2.60	2.03	2.43
P ₂ O ₅	0.14	0.14	0.10	tr.	0.14	0.11	0.19	0.18	0.14	0.12	0.26	0.14
H ₂ O	0.54	0.90	0.64	0.84	0.61	1.46	1.17	2.47	1.74	0.83	1.26	1.30
	99.87	99.81	99.60	100.19	100.34	99.98	99.82	99.75	99.92	99.72	100.21	99.82

Fe₂O₃:

FeO	0.4	0.3	0.3	0.2	0.4	0.4	0.1	0.2	0.5	0.2	0.2	0.2
A/CNK	1.1	1.3	1.1	1.1	1.1	1.2	0.7	1.4	1.4	1.3	1.2	1.4
D.I.	83.8	-	88.8	91.2	91.7	80.3	28.2	66.5	73.0	72.3	71.2	73.5

Normativni CIPW sastav - CIPW norms

qs	32.1	32.1	35.5	37.7	40.7	29.4	0.8	21.3	28.4	27.6	29.3	31.2
c	1.2	1.7	1.4	1.3	1.4	2.5	-	5.1	4.9	2.9	3.3	4.2
or	24.4	24.4	24.4	26.1	26.2	23.5	4.4	13.9	16.0	15.6	12.1	14.6
ab	27.3	27.3	28.9	27.8	24.8	27.4	16.6	31.4	28.5	29.1	29.7	27.7
an	7.0	7.0	5.0	4.4	3.0	6.3	14.7	7.9	7.1	9.1	11.6	7.5
ns	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
diwo	-	-	-	-	-	-	9.2	-	-	-	-	-
dien	-	-	-	-	-	-	4.8	-	-	-	-	-
difs	-	-	-	-	-	-	4.2	-	-	-	-	-
hyen	2.0	2.0	1.0	0.4	0.6	3.4	11.8	7.9	5.3	5.3	4.6	5.1
hyfs	4.8	4.8	3.0	2.6	2.5	6.2	10.4	10.5	8.1	8.6	7.5	7.9
il	0.9	0.9	0.5	-	0.5	1.0	2.9	1.6	1.3	1.5	1.3	1.4
sp	0.3	0.3	0.2	-	0.3	0.3	0.5	0.4	0.3	0.3	0.6	0.3
cc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
sal	92.0	92.0	95.2	97.0	96.1	89.1	56.2	79.5	84.9	84.3	86.1	85.2
fem	8.0	8.0	4.8	3.0	3.9	10.9	43.8	20.5	15.1	15.7	13.9	14.8
norm. H	An ₂₀	An ₂₀	An ₁₅	An ₁₄	An ₁₁	An ₁₉	An ₄₇	An ₁₈	An ₂₀	An ₂₄	An ₂₈	An ₂₁
Q'	35	-	38	39	43	34						
ANOR	22	-	17	14	10	21						

	25	26	27	28	29
SiO ₂	70.1	70.1	70.2	70.9	68.4
TiO ₂	0.76	0.64	0.68	0.42	0.69
Al ₂ O ₃	14.7	14.3	14.1	14.96	14.96
Fe ₂ O ₃	0.78	1.33	1.06	0.57	0.99
FeO	3.96	3.37	3.60	2.24	3.80
MnO	0.05	0.07	0.09	0.04	0.07
MgO	2.00	1.72	1.89	0.81	1.95
CaO	1.08	1.97	1.80	1.75	1.81
Na ₂ O	2.90	3.45	3.48	3.47	3.37
K ₂ O	2.54	2.12	2.23	3.88	2.53
F ₂ O ₅	0.12	0.18	0.19	0.17	0.17
H ₂ O	1.68	1.34	1.24	0.76	1.40
	99.67	100.59	100.56	99.91	100.14

Fe ₂ O ₃ :					
FeO	0.2	0.4	0.3	0.3	0.3
A/CNK	1.6	1.3	1.3	1.2	1.3
D.I.	75.6	74.6	75.1	82.4	73.8

Normativni CIPW sastav (CIPW norms)

qz	35.6	32.5	32.2	29.8	29.8
c	5.6	3.2	3.2	2.3	3.8
or	15.2	12.6	13.3	23.1	15.2
ab	24.8	29.5	29.7	29.6	28.9
an	4.6	8.7	7.7	7.6	8.0
ns	-	-	-	-	-
diwo	-	-	-	-	-
dien	-	-	-	-	-
difs	-	-	-	-	-
hyen	5.0	4.3	4.7	2.0	4.9
hyfs	7.5	7.5	7.5	4.5	7.7
il	1.5	1.2	1.3	0.8	1.3
ap	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4
cc	-	-	-	-	-
sal	85.7	86.5	86.0	92.3	85.6
fem	14.3	13.5	14.0	7.7	14.4
norm.Pl	An ₁₆	An ₂₃	An ₂₁	An ₂₀	An ₂₂

Migmatiti: Različiti varijeteti migmatita uzeti sa izdanaka: 1, 2, 3, 4, 6, 10, 13, 14 i 15. Varijetei migmatita uzorkovani u bušotinama: 7 Tovarnik-2; 8 Deletovci-3; 9 Radosavci-1; 11 Bujavica-13 i 12 Cerna-1. Ranije objavljene analize: 5, 6 i 17 (Vragović, 1965). Prosječni sastav migmatita: 18

Gnajsovi: Hornblenda-biotitni gnajsovi: 19. Varijetei biotitnih gnajsova: 20, 21, 22, 24 do 28. Granat-biotitni gnajsovi: 23. Prosječni sastav gnajsova: 29

Migmatites: Varieties of migmatites sampled: 1, 2, 3, 4, 6, 10, 13, 14 and 15. Varieties of migmatites sampled in boreholes: 7 Tovarnik-2; 8 Deletovci-3; 9 Radosavci-1; 11 Bujavica-13 and 12 Cerna-1. Earlier published analyses: 5, 6 and 17 (Vragović, 1965). Average migmatite composition: 18

Gneisses: Hornblende-biotite gneiss: 19. Varieties of biotite gneisses: 20, 21, 22, 24 to 28. Garnet-biotite gneiss: 23. Average gneiss composition: 29

Migmatiti

Sadržaj makroelemenata u različitim varijetetima migmatita također prikazuje priložena tabela 8 (an. 1 do 18), zajedno s podacima normativnog CIPW sastava.

Varijacije u sadržajima glavnih komponenti također su prikazane na priloženim Harkerovim dijagramima (sl. 13). Na nekima od njih je, primjerice, za Al_2O_3 , sumu željeznih oksida, MgO i TiO_2 , izraženo, više ili manje, linearno opadanje u odnosu na varijacije u sadržaju SiO_2 . Na dijagramima za CaO, a naročito za Na_2O i K_2O , nema takve pravilnosti nego se točke gomilaju, uglavnom, u dva polja definirana metatek-sitnim i dijateksitnim migmatitima. Polje metateksitnih (niži sadržaji SiO_2) i dijatek-sitnih migmatita (viši sadržaji SiO_2) imaju ipak ujednačeniji sadržaj Na_2O , dok se dosta razlikuju u udjelima K_2O .

Ova razlika u sadržaju K_2O uvjetovana je, jednako kao i kod prikazanih granito-idnih stijena, promjenljivim sadržajem mikrokлина. Naime, metateksitni migmatiti ne sadrže, u pravilu, mikroklin ili ga neki sadrže u sasvim maloj količini. S druge strane, dijateksitni i flazerirani migmatiti višeg stupnja migmatitizacije redovito imaju promjenjive količine mikrokлина.

Gotovo svi kemijski analizirani migmatiti imaju izražen peraluminijski karakter; vrijednost A/CNK varira u rasponu od 1,1 do 1,7, a srednja vrijednost iznosi 1,2. Dakle, migmatiti se karakteriziraju praktički istim stupnjem peraluminoznosti kao i ishodišni paragnajsovi progresivnometamorfno kompleksa.

S-graniti i asociirane intermedijarne stijene

Sadržaje makroelemenata S-granita i pratećih intermedijarnih stijena prikazuje priložena tabela 9, zajedno s normativnim CIPW sastavom. Njihov je kemijski sastav u suglasju s prikazanim mineralnim i modalnim sastavom. Jasno se razlikuju dioriti i moncodioriti (an. 1 do 9) od granitoidnih varijeteta (an. 10 do 46); prosječan sastav S-granita prikazuje an. 47.

Priloženi Harkerovi dijagrami (sl. 13) ilustriraju varijacije u sadržaju glavnih komponenti ove asocijacije stijena. Za sve njih je karakteristično dosta gusto gomila-nje točaka u rasponu od 65 do 75 % SiO_2 .

Varijacije Al_2O_3 pokazuju, uz manja rasipanja točaka u intermedijarnom po-dručju, uglavnom jasan ali dosta strm linearan trend u odnosu na sadržaj SiO_2 . Takva pravilnost, samo s blaže položenom linijom, izražena je i za sumu željeznih oksida. Udjeli MgO pokazuju određena rasipanja za neutralne stijene, no s jasnim linearnim padom u kiselom području. Varijacije CaO izražavaju, doduše uz rasipanje točaka, nešto strmije izražen silazni linearni trend prema kiselom području. Gotovo je identičan linearan odnos i za krivulju TiO_2 .

Takvi linearni trendovi nisu izraženi za alkalijske elemente. Na dijagramu za Na_2O karakteristično je rasipanje točaka i za intermedijarno i za kiselu područje, no ipak s dosta ujednačenim varijacijama sadržaja od 2,8 do 3,8 % Na_2O . Isto takvo rasipanje karakteristično je i na K_2O dijagramu, a raspon variranja u količinama K_2O je još veći i kreće se najčešće od 2,5 do 5 %.

Ovo specifično ponašanje Na_2O i K_2O na Harkerovim dijagramima također je i ovdje uvjetovano jako varijabilnim proporcijama plagioklasa i K-feldspata, od-nosno neravnomjernim stupnjem mikroklinizacije.

Gotovo sve kemijski analizirane granitoidne stijene ove asocijacije imaju jasan

peraluminijski karakter; on se u normativnom CIPW sastavu odražava u prisustvu korunda, čiji sadržaj najčešće varira od 1 do 3% (srednja vrijednost iznosi 2%). Peraluminoznost papučkih S-granita pokazuje i vrijednost A/CNK (Clark, 1981), koja koleba najčešće od 1,1 do 1,3, a srednja vrijednost iznosi 1,15. Prema tim podacima papučki S-graniti imaju »normalan« peraluminijski karakter (Clemens & Wall, 1981).

I-graniti i asocirane intermedijarne i bazične stijene

Sadržaj glavnih komponenti za I-granite i prateće bazične i intermedijarne stijene prikazuje tabela 10, zajedno s normativnim CIPW sastavom. Njihov je kemijski sastav suglasan s mineralnim i modalnim sastavom. Naime, s jedne strane se odvajaju bazične i intermedijarne stijene (an. 1 do 7 i 42 do 46) od granitoidnih stijena (an. 8 do 41 i 47 do 58), s druge strane; prosječni kemijski sastav psunjskih granitoida prikazuje na istoj tabeli an. 41, a krndijskih an. 59.

Priloženi Harkerovi dijagrami ilustriraju varijacije u sadržaju makroelemenata (sl. 13) u rasponu od 48 do 75% SiO₂.

Oni pokazuju, više ili manje izražen, jasan linearni trend variranja glavnih komponenti; naročito se jasno ističu za sumu željeznih oksida, MgO, Cao i TiO₂, a slabije za Al₂O₃. Interesantno je istaći da stijene ove asocijacije, mada su mikroklinizirane kao i S-granitoidi, pokazuju jasan linearni trend za Na₂O i K₂O u odnosu na promjene u sadržaju SiO₂.

Tekst za tabelu 9

Explanation for Table 9

Uzorci uzeti na izdancima:

Varijeteti diorita i moncodiorita: 1, 2, 3, 6 i 9

Varijeteti moncogranita i granodiorita: 15, 17, 18, 19, 20, 23, 25, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 34, 36, 37, 40, 42, 44, 45 i 46

Uzorci uzeti iz bušotina:

Varijeteti diorita i moncodiorita: 4 (Bokšić-17) i 8 (Cabuna-3)

Varijeteti moncogranita i granodiorita: 14 (Koška-2); 24 (Ivanovci-1); 26 (Otok-1); 39 (Poganovci-1); 41 (Vera-1); 43 (Osijek-2); 44 (Torjanski Rid-1); 45 (Bankovci-1) i 46 (Privlaka-4)

Ranije objavljene analize:

Varijeteti diorita i moncodiorita: 5, 7, 10 i 11

Varijeteti moncogranita i granodiorita: 12, 13, 16, 21, 22, 33, 35 i 38 (Brajdić, 1962; Vragović, 1965)

Prosječni sastav granita (an. 12 do 46): 47

Samples taken on exposures:

Varieties of diorites and monzodiorites: 1, 2, 3, 6 and 9

Varieties of monzogranites and granodiorites: 15, 17, 18, 19, 20, 23, 25, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 34, 36, 37, 40, 42, 44, 45 and 46

Samples taken in oil wells:

Varieties of diorites and monzodiorites: 4 (Bokšić-17) and 8 (Cabuna-3)

Varieties of monzogranites and granodiorites: 14 (Koška-2); 24 (Ivanovci-1); 26 (Otok-1); 39 (Poganovci-1); 41 (Vera-1); 43 (Osijek-2); 44 (Torjanski Rid-1); 45 (Bankovci-1) and 46 (Privlaka-4)

Earlier published analyses:

Varieties of diorites and monzodiorites: 5, 7, 10 and 11

Varieties of monzogranites and granodiorites: 12, 13, 16, 21, 22, 33, 35 and 38 (Brajdić, 1962; Vragović, 1965)

Average granite composition (ans. 12 to 46): 47

Tabela 9. Sadržaj makroelemenata, normativni i modalni sastav S-granitoida
 Table 9. Major element contents, modes, and CIPW norms of S-type granitoids

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	43.6	52.90	54.7	56.72	57.93	58.9	59.54	60.41	60.5	60.69	63.47	64.06
TiO ₂	2.61	1.37	1.14	1.35	0.95	1.27	1.14	1.18	1.04	0.72	0.90	0.79
Al ₂ O ₃	15.8	19.60	18.8	16.45	20.37	16.9	19.33	16.57	18.4	17.91	18.10	18.90
Fe ₂ O ₃	2.88	2.61	2.18	4.53	1.55	1.40	0.40	5.69	0.22	1.63	0.88	0.45
FeO	11.10	4.58	4.80	4.72	2.95	5.59	4.51	2.41	4.06	2.73	3.15	3.15
MnO	0.26	0.11	0.12	0.12	0.08	0.14	0.05	0.08	0.11	0.09	0.06	0.11
MgO	7.64	3.06	2.98	3.22	2.32	3.24	2.44	0.92	3.12	3.85	1.98	1.43
CaO	7.58	7.11	4.66	3.36	3.87	4.22	4.87	4.57	3.96	4.89	3.50	3.67
Na ₂ O	1.66	3.56	3.04	4.04	4.63	2.12	4.23	4.03	3.11	3.38	3.91	4.67
K ₂ O	4.13	2.38	4.17	2.07	3.03	3.22	2.25	2.01	3.11	2.92	2.58	1.79
P ₂ O ₅	1.18	0.99	0.59	0.11	0.39	0.94	0.26	0.07	0.58	0.17	0.32	0.23
H ₂ O	1.45	1.41	2.53	3.16	2.06	1.91	1.33	1.76	1.51	1.55	1.35	1.29
	99.89	99.68	99.71	99.85	100.13	99.85	100.35	99.60	99.72	100.53	100.20	100.51
Fe ₂ O ₃ :												
FeO	0.3	0.6	0.4	0.9	0.5	0.3	0.01	2.4	0.05	0.6	0.3	0.1
A/CNK	0.8	0.9	1.1	1.1	1.2	1.2	1.1	1.0	1.2	1.0	1.2	1.2
D.I.	34.5	46.3	55.4	55.7	64.2	56.3	59.4	60.6	62.0	57.6	67.8	68.9

Normativni sastav - CIPW norms

qz	-	1.2	3.5	7.4	5.9	18.5	9.8	13.4	16.4	11.2	18.9	18.4
c	-	0.6	2.3	1.8	3.4	4.6	1.7	-	4.2	0.7	3.3	3.2
or	24.9	14.4	25.4	12.7	18.3	19.5	13.4	12.2	18.7	17.5	15.4	10.7
ab	4.0	30.7	26.5	35.5	40.0	18.3	36.2	35.0	26.8	28.9	33.5	39.8
an	23.9	29.4	19.9	16.6	17.0	15.1	22.7	21.8	16.1	23.4	15.5	16.8
ne	5.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
diwo	2.7	-	-	-	-	-	-	0.4	-	-	-	-
dien	1.3	-	-	-	-	-	-	0.1	-	-	-	-
difs	1.4	-	-	-	-	-	-	0.4	-	-	-	-
hyen	-	7.8	7.7	8.3	5.9	8.3	6.1	2.3	7.9	9.7	5.0	3.6
hyfs	-	10.9	11.1	14.7	6.7	11.0	7.2	12.0	6.4	6.8	5.9	5.5
olfo	12.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
olfa	15.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
il	5.1	2.7	2.2	2.7	1.8	2.5	2.2	2.3	2.0	1.4	1.7	1.5
ap	2.8	2.4	1.4	0.3	0.9	2.3	0.6	0.2	1.4	0.4	0.8	0.6
salic	58.3	76.3	77.6	74.0	84.6	76.0	83.8	82.4	82.3	81.7	86.6	88.9
femic	51.7	23.7	22.4	26.0	15.4	24.0	16.2	17.6	17.7	18.3	13.4	11.1
norm.Fl	An ₂₆	An ₄₉	An ₄₃	An ₃₂	An ₃₀	An ₄₅	An ₃₉	An ₃₈	An ₃₈	An ₄₅	An ₃₂	An ₃₀
Q'	-	2	5	10	7	30	12	16	21	14	23	21
ANOR	-	67	44	57	48	44	63	64	46	57	50	61

Modalni sastav - Modes

Qz	1	7	10			11.5			18			
Or	-	1	3			10			10			
Mi	-	-	13			-			-			
Pg	-	-	3			1			3			
Pl	27	58	37			37.5			44			
Q	-	13	15			19			24			
A	-	2	29			18			17			
P	-	85	56			63			59			
Ho	9	7	-			-			-			
Bi	57	24	31			36			22			
Ms	-	-	-			-			-			
Gr	-	-	-			-			-			
Ti	4	-	-			-			-			
Akc	2	3	3			4			3			

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	65.48	65.77	66.00	66.99	67.2	67.4	67.9	68.6	68.71	70.42	70.6	70.92
TiO ₂	0.65	0.69	0.43	0.73	0.58	0.42	0.52	0.44	0.33	0.46	0.26	0.39
Al ₂ O ₃	17.06	13.90	14.4	16.25	16.5	16.3	15.9	15.9	17.90	15.20	15.7	15.30
Fe ₂ O ₃	1.30	1.66	0.74	1.25	0.91	0.66	0.94	0.68	0.80	0.44	0.97	0.61
FeO	2.25	5.15	4.80	2.27	2.47	2.12	2.41	2.31	0.79	1.92	1.27	1.61
MnO	0.06	0.05	0.08	0.03	0.06	0.05	0.05	0.06	0.01	0.02	0.03	0.03
MgO	1.54	3.12	3.66	1.34	1.05	1.10	1.53	1.10	0.36	1.27	0.50	0.44
CaO	3.10	1.26	3.67	2.92	3.24	3.28	3.24	1.84	3.16	2.52	1.92	1.48
Na ₂ O	3.72	3.10	2.88	4.34	4.15	4.60	3.65	4.10	5.03	3.64	4.90	2.55
K ₂ O	3.73	1.91	2.49	2.70	2.58	2.13	2.19	3.14	2.17	3.08	2.40	3.05
P ₂ O ₅	0.18	0.03	0.15	0.16	0.25	0.65	0.42	0.20	0.05	0.14	0.12	0.03
H ₂ O	1.09	3.31	1.16	1.07	0.74	1.00	0.89	1.24	0.89	1.19	1.01	3.20
	100.16	99.95	100.46	100.05	99.73	99.71	99.64	99.61	100.20	100.30	99.68	99.61

Fe ₂ O ₃ :												
FeO	0.6	0.3	0.2	0.6	0.4	0.3	0.4	0.3	1.0	0.2	0.8	0.4
A/CNK	1.1	1.5	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.2	1.1	1.1	1.	1.5
D.I.	73.0	68.0	62.0	74.8	74.2	76.2	72.7	80.2	78.9	84.0	83.6	81.7

Normativni sastav - CIPW norms

qs	18.9	29.1	22.7	21.5	23.3	24.0	28.3	26.0	23.1	27.2	27.2	40.6
c	1.7	4.7	0.7	1.3	1.6	2.0	2.7	2.9	1.6	1.4	1.9	5.4
or	22.3	11.7	14.8	16.1	15.4	12.8	13.1	18.9	12.9	14.5	14.4	18.7
ab	31.8	27.2	24.6	37.1	35.5	39.5	31.3	35.3	42.9	42.4	42.1	22.4
an	14.4	6.3	17.4	13.6	14.6	12.2	13.5	8.0	15.7	8.9	8.9	7.4
diwo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
dien	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
difs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
hyen	3.9	8.1	9.2	3.4	2.6	2.8	3.9	2.8	0.9	1.3	1.3	1.1
hyfs	5.4	11.6	9.6	5.1	5.2	4.4	5.3	4.8	2.3	3.6	3.6	3.5
il	1.2	1.4	0.8	1.4	1.1	0.8	1.0	0.9	0.6	0.5	0.5	0.8
ap	0.4	0.1	0.4	0.4	0.6	1.6	1.0	0.5	-	0.3	0.3	-
salic	89.1	79.0	80.1	89.7	90.4	90.4	88.9	91.1	96.2	94.3	94.3	94.5
femic	10.9	21.0	19.9	10.3	9.6	9.6	11.1	8.9	3.8	5.7	5.7	5.5
norm.Fl	An ₃₁	An ₁₉	An ₄₁	An ₂₇	An ₂₉	An ₂₄	An ₃₀	An ₁₈	An ₂₇	An ₁₅	An ₁₇	An ₂₅
Q'	22	39	29	24	26	27	33	29	24	29	29	46
ANOR	39	35	54	46	49	49	51	30	55	38	38	28

Modalni sastav - Modes

Qz				18	21	26	27					24
Or				13	7	10	11					14
Mi				4	2	-	-					3
Pg				-	7	-	4					-
Pl				41	40	43	38					38
Q				24	27	33	36					31
A				23	21	13	18					21
F				54	52	54	48					48
Ho				-	-	-	-					-
Bi				22	22	19	17					3
Ms				-	-	-	2					16
Gr				-	2	-	-					-
Ti				-	-	-	-					-
Akc				2	2	2	1					2

	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	70.7	70.75	70.9	71.0	71.1	71.4	71.5	71.6	72.55	72.7	72.97	73.5
TiO ₂	0.30	0.71	0.40	0.30	0.19	0.38	0.28	0.24	0.23	0.12	0.27	0.14
Al ₂ O ₃	15.2	11.43	15.4	15.3	15.5	15.4	15.3	14.9	15.81	14.1	14.71	14.6
Fe ₂ O ₃	0.72	1.64	0.63	0.39	0.38	0.73	0.61	0.70	0.69	0.27	0.93	0.37
FeO	1.34	1.95	2.01	1.52	1.05	1.48	1.49	1.19	0.80	0.88	0.69	0.99
MnO	0.04	0.05	0.03	0.03	0.02	0.02	0.05	0.06	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	0.85	1.91	0.70	0.72	0.45	0.82	0.50	0.60	0.38	0.30	0.44	0.45
CaO	1.26	1.26	2.04	2.04	0.88	1.66	1.28	0.98	1.39	0.82	0.71	0.72
Na ₂ O	3.50	4.45	3.78	3.55	2.99	3.89	3.60	3.00	4.51	3.07	2.73	3.90
K ₂ O	4.26	3.99	3.28	4.21	6.24	2.74	3.98	5.22	3.06	6.18	5.59	4.14
P ₂ O ₅	0.24	0.02	0.18	0.22	0.11	0.06	0.16	0.20	0.10	0.32	0.10	0.14
H ₂ O	1.27	1.66	0.64	0.55	0.71	1.29	0.97	1.18	0.87	0.86	0.81	0.90
	99.68	99.82	99.89	99.83	99.62	99.87	99.72	99.87	100.41	99.64	99.97	99.87
Fe ₂ O ₃ :												
FeO	0.5	0.8	0.3	0.3	0.4	0.5	0.4	0.6	0.9	0.3	1.3	0.4
A/CNK	1.2	0.8	1.2	1.1	1.2	1.3	1.3	1.2	1.2	1.1	1.3	1.2
D.I.	85.5	85.5	81.5	83.6	89.7	82.5	85.9	87.8	87.0	92.7	89.7	90.6

Normativni sastav - CIPW norms

qz	29.8	24.2	29.8	28.3	26.8	32.6	31.2	30.8	30.5	29.4	33.0	32.5
c	3.2	-	2.4	1.7	2.5	3.2	3.1	3.1	2.8	1.7	3.1	2.8
or	25.6	24.1	19.5	25.1	37.3	16.4	23.9	31.3	18.2	37.0	33.3	24.7
ab	30.1	37.3	32.2	30.3	25.6	33.4	30.9	25.7	38.4	26.3	23.3	33.4
an	4.8	4.7	9.0	8.8	3.7	8.0	5.4	3.6	6.3	2.0	2.9	2.7
ns	-	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
diwo	-	2.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
dien	-	1.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
difs	-	1.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
hyen	2.2	3.6	1.8	1.8	1.1	2.1	1.3	1.5	1.0	0.8	1.1	1.1
hyfs	3.3	4.0	4.2	3.0	2.3	3.4	3.4	3.1	2.3	1.9	2.4	2.6
il	0.6	1.4	0.8	0.6	0.4	0.7	0.5	0.5	0.4	0.2	0.5	0.3
sp	0.6	-	0.4	0.5	0.3	0.1	0.4	0.5	0.2	0.8	0.2	0.3
salic	93.4	85.5	92.9	94.1	95.9	93.7	94.4	94.4	96.1	96.3	95.7	96.0
femic	6.6	14.5	7.1	5.9	4.1	6.3	5.6	5.6	3.9	3.7	4.3	4.0
norm.Fl	An ₁₄	An ₁₁	An ₂₂	An ₂₂	An ₁₃	An ₁₉	An ₁₅	An ₁₂	An ₁₄	An ₇	An ₁₁	An ₇
Q'	33	28	33	31	29	36	34	34	33	31	36	35
ANOR	14	-	32	26	9	33	18	10	26	5	8	10

Modalni sastav - Modes

Qz	22		25	27	22	27	23	31		26		23
Or	23		7	10	6	13	7	13		4		5
Mi	6		14	-	16	4	12	12		32		20
Fg	4		-	-	-	2	1	-		3		-
Pl	31		38	43	33	41	38	17		28		39
Q	26		30	34	29	31	28	42		28		26
A	38		25	13	29	21	25	34		42		29
P	36		45	54	42	48	47	24		30		45
Ho	-		-	-	-	-	-	-		-		-
Bi	11		12	18	17	9	15	14		5		6
Ms	-		2	-	4	3	1	11		1		6
Gr	-		-	-	-	-	1	-		-		-
Ti	-		-	-	-	-	-	-		-		-
Akc	3		2	3	2	1	2	2		1		1

	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47
SiO ₂	73.8	74.21	74.72	74.8	75.11	75.2	75.35	75.39	75.73	77.72	71.43
TiO ₂	0.16	tr.	0.12	0.08	0.22	0.43	0.48	0.16	0.09	0.38	0.34
Al ₂ O ₃	14.4	13.76	13.86	14.6	13.64	13.0	11.73	11.48	13.26	10.52	14.65
Fe ₂ O ₃	0.54	0.79	1.40	0.24	0.84	0.55	1.48	1.14	0.72	1.26	0.82
FeO	0.92	0.39	0.64	0.37	0.96	1.38	0.91	0.46	0.79	0.54	1.53
MnO	0.05	tr.	0.01	0.02	0.05	0.08	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03
MgO	0.30	0.41	0.40	0.20	0.50	0.24	0.20	0.10	0.30	0.30	0.83
CaO	1.16	1.18	0.84	0.48	1.54	0.30	0.28	0.98	0.84	0.18	1.60
Na ₂ O	3.90	3.14	4.77	3.80	3.34	2.48	1.31	3.18	3.46	3.91	3.62
K ₂ O	3.88	5.60	2.73	4.26	2.12	5.67	7.22	5.12	4.15	4.99	3.83
P ₂ O ₅	0.14	0.04	tr.	0.10	0.04	0.15	0.01	0.03	0.01	-	0.14
H ₂ O	0.85	1.00	0.58	0.89	1.54	0.79	0.74	0.92	0.54	0.60	1.09
	100.10	100.45	99.77	99.84	99.90	100.27	99.72	99.97	99.91	100.41	99.91

Fe ₂ O ₃ :											
FeO	0.6	2.0	2.1	0.6	0.9	0.4	1.6	2.5	0.9	2.3	0.5
A/CNK	1.2	1.1	1.2	1.3	1.3	1.2	1.1	0.9	1.2	0.9	1.15
D.I.	89.3	90.7	89.7	93.2	84.6	92.2	92.5	94.1	90.8	94.1	84.1

Normativni sastav - CIPW norms

qz	32.9	30.6	32.8	35.3	43.1	37.4	38.1	35.6	36.6	38.1	30.2
c	2.0	0.4	1.5	3.1	3.2	2.6	1.3	-	1.6	-	2.0
or	23.1	33.3	16.2	25.4	12.7	33.7	43.2	31.0	24.7	29.6	22.9
ab	33.3	26.7	40.6	32.5	28.8	21.1	11.2	27.5	29.5	26.4	31.0
an	4.9	5.9	4.2	1.7	7.5	0.5	1.3	2.0	4.1	-	7.1
ns	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.6	-
diwo	-	-	-	-	-	-	-	0.7	-	0.4	-
dien	-	-	-	-	-	-	-	0.1	-	0.1	-
dife	-	-	-	-	-	-	-	0.7	-	0.3	-
hyen	0.8	1.0	1.0	0.5	1.3	0.6	0.5	0.2	0.8	0.7	2.1
hyfs	2.4	2.0	3.3	1.0	2.9	2.9	3.4	1.8	2.5	2.2	3.7
il	0.3	-	0.2	0.2	0.4	0.8	0.9	0.3	0.2	0.7	0.7
ap	0.3	-	-	0.2	0.1	0.4	-	0.1	-	-	0.3
salic	96.2	96.9	95.4	98.1	95.3	95.3	95.1	96.1	96.5	94.1	93.2
femic	3.8	3.1	4.6	1.9	4.7	4.7	4.9	3.9	3.5	5.9	6.8
norm.Pl.	An ₁₇	An ₁₈	An ₉	An ₅	An ₂₀	An ₂	An ₁₀	An ₇	An ₁₂	An ₀	An ₁₉
Q ⁺	35	32	35	37	47	40	41	38	39	40	33
ANOR	18	15	20	6	37	1	3	6	14	-	24

Modalni sastav - Modes

Qz	28		31.5		30						25.4
Or	8		6		3						9.5
Mi	14		13		27						10.2
Pg	-		1		1						0.7
Pl	33		41		28						25.9
Q	34		34		34						31.0
A	26		22		35						25.6
P	40		44		31						43.6
Ho	-		-		-						-
Bi	5		-		8						11.9
Ms	10		7		2						2.9
Gr	-		-		-						0.1
Ti	-		-		-						-
Akc	1		0.5		1						1.7

I-granitoidi se razlikuju od S-granitoida po stupnju aluminoznosti. Naime, kod psunjskih granitoida u normativnom sastavu rijetko se nailazi na korund, i to sa sadržajem obično manjim od 1%. Isti je slučaj i s krndijskim I-granitima. U prosječnim sastavima i psunjskih i krndijskih I-granita nema normativnog korunda (tabela 9).

Usporedni prikaz varijacije makroelemenata

Budući da se prikazane stijene semimetamorfne i progresivnometamorfne kompleksa, kao i asocijacije S-granitoida s migmatitima i I-granitoidima pojavljuju zajedno, neke u izravnim kontaktima, to korelativni prikaz u variranju glavnih komponenti može biti od važnosti za objašnjenje njihovih međusobnih odnosa, kao i za razmatranje petrogenetskih problema.

Na Harkerovim dijagramima (sl. 13) prikazani su zajednički sadržaji makroelemenata za stijene svih pet izučavanih kristalinih kompleksa. Mada se na prvi pogled točke za stijene svih pet grupa međusobno miješaju, uz veća ili manja rasipanja uglavnom u istim područjima, ipak se jasno uočavaju neke jasne razlike.

1 Stijene progresivnometamorfne kompleksa, migmatiti i S-granitoidi pokazuju samo djelomice linearnu pravilnost u variranju glavnih komponenti u odnosu na varijacije sadržaja SiO_2 . Nelinearno variranje je naročito izraženo za Na_2O i K_2O i ono je vjerojatno uvjetovano promjenljivim modalnim sastavom stijena progresivnometamorfne kompleksa, a kod migmatita i S-granita i neravnomjernim stupnjem mikroklinizacije. Još je manja pravilnost izražena u variranju glavnih komponenti u stijenama hercinskog semimetamorfne kompleksa.

2 I-graniti i asociirane intermedijarne i mafitne stijene imaju mnogo jasnije izražen linearni trend u variranju sadržaja glavnih komponenti. Interesantno je istaći da je on isto izražen i kod Na_2O i K_2O , mada su i one mikroklinizirane. Ovo ujedno pokazuje da su I-graniti, za razliku od S-granita, ravnomjernije, a i jače mikroklinizirani s povećanjem stupnja aciditeta.

Varijacije u sadržajima glavnih komponenti prikazane su i na priloženom AFM-trokomponentnom dijagramu (sl. 15). Od asocijacije S-granitoida, bliže polu A leže leukokratni granitoidi, a naročito moncograniti i na njih se, prema središtu trokuta, kontinuirano nadovezuju točke granodiorita. Još dalje, u pravcu pola F, leže točke prostorno udruženih diorita i moncodiorita. Kiseliji predstavnici I-granita (uglavnom moncodioriti) također leže blizu pola A, dok je diferencijacijski trend granodiorit-tonalit-(monco)diorit više izražen u odnosu na odgovarajuće stijene obitelji S-granitoida. Na AFM-trokutu također se vidi da točke I-granita i prostorno udruženih

Tabela 10. Sadržaj makroelemenata, normativni i modalni sastav I-granitoida

Table 10. Major element contents, modes, and CIPW norms of I-granitoids

Psunj: 1 gabro; 2 do 7 dioriti i moncodioriti; 8 do 40 varijeteti moncogranita; 41 prosječni sastav psunjskih granita
Krndija: 42 do 46 varijeteti diorita; 47 do 58 varijeteti granodiorita i tonalita; 59 prosječni sastav krndijskih granitoida
Psunj: 1 gabbro; 2 to 7 diorites and monzodiorites; 8 to 40 varieties of monzogranites; 41 average granite composition
Krndija: 42 to 46 varieties of diorite; 47 to 58 varieties of granodiorite and tonalite; 59 average granitoid composition

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	48.81	52.53	54.08	54.68	59.97	61.37	61.39	66.11	68.32	70.20	70.26	70.50
TiO ₂	2.52	1.65	1.37	1.41	1.42	1.37	1.22	0.85	0.67	0.78	0.17	0.24
Al ₂ O ₃	15.72	16.97	14.60	14.02	14.88	14.86	10.84	14.42	14.51	14.43	15.11	14.78
Fe ₂ O ₃	3.11	3.08	3.27	5.77	3.02	3.50	8.62	1.58	1.65	1.40	1.29	1.11
FeO	8.59	7.27	6.88	5.21	5.08	4.68	4.41	4.04	2.81	2.02	1.00	1.45
MnO	0.20	0.13	0.17	0.13	0.16	0.15	0.10	0.06	0.06	-	-	-
MgO	6.13	4.72	6.05	4.23	2.14	1.92	2.38	1.75	0.90	1.17	0.73	0.82
CaO	8.74	6.27	7.36	7.15	4.26	3.97	4.14	3.71	2.81	0.34	1.14	0.96
Na ₂ O	3.19	4.46	2.82	3.64	4.73	4.04	4.81	4.24	4.36	4.55	4.96	4.95
K ₂ O	1.20	0.29	1.97	1.53	2.41	1.97	1.04	1.37	2.06	3.43	4.16	4.40
P ₂ O ₅	0.18	0.17	0.12	0.17	0.60	0.30	0.11	0.85	0.19	-	-	-
H ₂ O	2.06	2.52	1.37	1.73	1.18	1.96	1.04	1.66	1.53	1.81	1.22	1.24

100.45 100.06 100.06 99.67 99.85 100.09 100.10 100.64 99.87 100.13 100.04 100.45

Fe ₂ O ₃ :												
FeO	0.4	0.4	0.5	1.1	0.6	0.7	1.9	0.4	0.6	0.7	1.3	0.8
A/CNK	0.7	0.9	0.9	0.7	0.8	1.0	0.7	1.0	1.0	1.3	1.0	1.0
D.I.	34	41	47	49	66	64	67	69	76	86	88	88

Normativni CIPW sastav - CIPW norms

qz	-	-	1.5	2.5	8.2	14.7	11.4	24.4	25.6	26.5	20.5	19.9
c	-	-	-	-	-	-	-	1.3	0.5	2.7	0.4	0.1
or	7.2	5.7	11.8	9.3	14.5	11.9	6.3	8.2	12.4	20.6	24.9	26.2
ab	27.5	44.3	24.3	31.6	40.7	35.0	41.4	36.3	37.6	39.2	42.5	42.3
an	25.5	17.8	21.7	17.9	12.5	17.0	5.0	13.0	12.9	1.7	5.7	4.8
ns	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
diwo	7.3	1.6	6.1	7.3	2.1	0.5	6.3	-	-	-	-	-
dien	3.4	3.0	15.3	2.8	0.7	0.1	1.5	-	-	-	-	-
difs	3.8	4.6	16.4	4.6	1.5	0.4	5.2	-	-	-	-	-
hyen	1.5	1.7	-	8.0	4.8	4.7	4.5	4.4	2.3	3.0	1.8	2.1
hyfs	1.7	4.0	-	12.9	11.0	12.3	15.7	8.8	7.0	4.8	3.7	4.1
fo	7.5	4.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
fa	9.2	9.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
il	4.9	3.4	2.6	2.8	2.7	2.7	2.4	1.6	1.3	1.5	0.3	0.5
ap	0.4	0.4	0.3	0.4	1.4	0.7	0.3	2.0	0.5	-	-	-
salic	60.3	67.8	59.3	61.3	75.8	78.6	64.1	83.1	89.0	90.7	94.1	93.3
femic	39.7	32.2	40.7	38.7	24.2	21.4	35.9	16.9	11.0	9.3	5.9	6.7
norm.Fl	An ₄₈	An ₂₉	An ₄₇	An ₃₇	An ₂₃	An ₃₃	An ₁₁	An ₂₆	An ₂₅	An ₄	An ₁₂	An ₁₀
Q'	-	-	3	4	11	10	18	30	29	30	22	21
ANOR	-	-	65	66	46	59	44	24	51	8	19	15

Modalni sastav - Modes

Qz	-				14	-	23	22				
Or	18				5	-	6	8				
Mi	-				20	-	25	25				
Pl	48				40	-	30	30				
Pg	-				-	-	-	-				
Q	-				18	-	27	26				
A	27				32	-	37	39				
P	73				50	-	36	35				
Ms	-				2	-	-	-				
Bi	2				10	-	8	14				
Ho	29				6	-	7	-				
Akc	3				3	-	1	1				

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	71.30	71.57	71.80	71.88	72.25	72.38	72.50	72.95	72.99	73.02	73.22	73.47
TiO ₂	0.21	0.28	0.18	0.25	0.20	0.38	0.29	0.22	0.35	0.20	0.17	0.38
Al ₂ O ₃	13.76	13.94	13.98	13.95	11.57	13.38	13.12	12.22	13.52	14.15	13.55	13.96
Fe ₂ O ₃	0.99	0.57	1.20	0.54	2.32	1.19	1.19	0.80	0.84	1.01	0.35	1.74
FeO	0.66	1.67	0.75	0.97	0.42	2.38	0.99	0.32	0.72	1.24	1.11	0.94
MnO	nd	nd	nd	nd	nd	0.03	nd	nd	nd	nd	nd	0.03
MgO	0.88	1.04	0.99	0.98	1.88	0.67	0.74	0.84	1.15	0.91	0.81	0.18
CaO	1.83	1.05	1.30	1.90	1.58	1.96	1.49	1.40	0.15	0.09	0.00	1.02
Na ₂ O	5.55	4.69	4.94	4.57	4.56	3.69	4.73	5.92	5.24	4.86	4.52	3.52
K ₂ O	4.27	4.86	4.23	3.95	4.47	2.68	4.61	4.51	4.39	4.12	5.04	4.64
P ₂ O ₅	nd	nd	nd	nd	nd	0.06	nd	nd	nd	nd	nd	0.10
H ₂ O	1.02	0.71	0.75	0.95	0.54	1.29	0.57	0.59	1.02	0.84	0.93	0.47

100.47 100.20 100.12 99.94 99.79 100.09 100.23 99.77 100.37 100.44 99.70 100.45

Fe₂O₃:

FeO	1.5	0.3	1.6	0.6	5.5	0.5	1.2	2.5	1.2	0.8	0.3	1.8
A/CNK	0.9	1.0	0.9	0.9	0.8	0.9	0.9	0.7	1.0	1.2	1.1	1.1
D.I.	91	89	90	87	86	81	91	89	94	92	94	90

Normativni CIPW sastav - CIPW norms

qz	18.4	21.5	22.0	24.6	24.7	33.4	23.0	25.1	22.9	25.9	25.7	31.3
c	-	-	-	-	-	1.0	-	-	-	1.5	0.7	1.5
or	25.4	27.8	25.2	23.6	26.7	16.0	27.4	26.9	26.1	24.5	30.2	27.5
ab	47.3	39.9	42.1	39.1	35.0	31.6	40.2	38.1	44.7	41.3	38.7	29.8
an	0.1	3.2	3.5	5.9	-	9.5	1.0	-	0.4	0.4	-	4.4
ns	-	-	-	-	0.9	-	-	2.9	-	-	-	-
diwo	3.8	0.9	1.3	1.5	3.3	-	2.7	2.9	0.1	-	-	-
dien	1.8	0.4	0.6	0.8	1.7	-	1.0	1.6	0.1	-	-	-
difs	2.0	0.5	0.7	0.7	1.5	-	1.8	1.2	0.1	-	-	-
hyen	0.4	2.2	1.9	1.7	3.0	1.7	0.9	0.5	2.8	2.3	2.0	0.4
hyfs	0.5	3.1	2.4	1.6	2.8	5.8	1.6	0.4	2.1	3.6	2.4	4.0
il	0.4	0.5	0.3	0.5	0.4	0.7	0.6	0.4	0.7	0.4	0.3	0.7
ap	-	-	-	-	-	0.1	-	-	-	-	-	0.2
salic	91.1	92.4	92.8	93.3	86.3	91.6	91.6	90.1	94.2	93.7	95.3	94.6
femic	8.9	7.6	7.2	6.7	13.7	8.4	8.4	9.9	5.8	6.3	4.7	5.4
norm.Pl	-	An ₇	An ₈	An ₁₃	-	An ₂₃	An ₂	-	An ₁	An ₁	-	An ₁₃
Q'	20	23	24	26	29	40	25	27	24	28	27	34
ANOR	0.3	10	12	20	0	37	4	0	2	2	0	14

Modalni sastav - Modes

Qz	25	27	26		27	37
Or	-	-	-		10	-
Mi	26	21	20		15	28
Pl	35	46	46		34	30
Pg	-	-	-		-	-
Q	29	29	28		31	39
A	30	22	22		29	29
P	41	49	50		40	32
Ms	-	-	-		1	-
Bi	13	6	8		12	5
Ho	-	-	-		-	-
Akc	1	-	-		1	-

	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	73.51	73.68	73.74	74.04	74.59	74.79	74.91	75.48	75.58	75.59	75.79	75.80
TiO ₂	0.18	0.34	0.14	0.29	0.24	0.16	0.17	0.28	0.13	0.15	0.02	0.13
Al ₂ O ₃	14.43	12.49	13.57	14.09	12.57	12.77	13.02	13.02	12.20	12.78	13.48	12.49
Fe ₂ O ₃	0.90	0.37	0.00	0.55	0.64	0.49	0.69	0.00	1.70	0.83	0.23	0.46
FeO	0.83	1.16	0.92	0.58	1.95	1.69	1.70	0.97	0.23	0.81	0.36	1.49
MnO	0.02	nd	nd	nd	0.03	0.02	0.02	nd	0.01	0.02	0.01	0.01
MgO	0.00	0.58	0.40	0.73	0.40	0.35	0.26	0.70	0.00	0.19	0.10	0.20
CaO	1.18	0.64	0.70	0.04	1.39	0.93	0.78	0.00	0.77	0.69	0.62	0.82
Na ₂ O	3.96	4.14	4.68	4.30	3.87	3.68	4.02	4.35	3.65	4.03	4.07	3.71
K ₂ O	4.44	5.49	5.15	4.69	3.43	4.14	3.91	5.24	5.20	4.07	4.54	4.23
P ₂ O ₅	0.11	nd	nd	nd	0.05	0.05	0.03	nd	0.17	0.02	0.03	0.03
H ₂ O	0.87	0.91	0.86	0.80	0.46	0.65	0.70	0.79	0.53	0.59	0.57	0.62

100.43 99.80 100.16 100.11 99.62 99.72 100.21 100.83 100.17 99.77 99.82 99.99

Fe₂O₃:

FeO	1.1	0.3	-	1.0	0.3	0.3	0.4	-	7.3	1.0	0.6	0.3
A/CNK	1.1	0.9	1.0	1.2	1.0	1.1	1.1	1.0	1.0	1.1	1.1	1.0
D.I.	90	93	95	94	88	90	90	95	95	93	95	92

Normativni CIPW sastav - CIPW norms

qz	30.2	27.1	24.8	29.4	33.9	33.8	32.9	28.5	32.3	34.0	33.1	34.8
c	1.2	-	-	1.9	0.1	0.7	0.8	0.2	-	0.5	0.8	0.4
or	26.4	32.8	30.6	27.9	20.5	24.7	23.2	31.0	30.9	24.3	27.0	25.2
ab	33.7	34.1	39.9	36.7	33.1	31.4	34.2	36.8	31.0	34.4	34.7	31.6
an	5.2	-	0.8	0.2	6.6	4.3	3.7	-	1.6	3.3	2.9	3.9
ns	-	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
diwo	-	1.3	1.1	-	-	-	-	-	0.5	-	-	-
dien	-	0.5	0.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
difs	-	0.8	0.7	-	-	-	-	-	0.6	-	-	-
hyen	-	0.9	0.5	1.8	1.0	0.9	0.7	1.7	-	0.5	0.3	0.5
hyfs	2.8	1.4	0.8	1.5	4.3	3.7	4.0	1.3	2.5	2.7	1.0	3.3
il	0.3	0.7	0.3	0.6	0.5	0.3	0.3	0.5	0.2	0.3	-	0.2
ap	0.3	-	-	-	0.1	0.1	0.1	-	0.4	0.1	0.1	0.1
salic	96.6	94.0	96.1	96.1	94.1	95.0	94.9	96.4	95.8	96.5	98.6	95.9
femic	3.4	6.0	3.9	3.9	5.9	5.0	5.1	3.6	4.2	3.5	1.4	4.1
norm.Fl	An ₁₃	-	-	-	An ₁₁	An ₁₂	An ₁₀	-	An ₅	An ₉	An ₈	An ₁₁
Q'	32	29	26	31	36	36	35	30	34	35	34	36
ANOR	16	0	3	1	24	15	14	0	5	12	13	13

Modalni sastav - Modes

Qz				27	28	24				24	29	27
Or				7	8	8				9	5	7
Mi				18	18	19				20	22	21
Pl				32	31	33				35	36	32
Pg				-	-	-				-	-	-
Q				32	33	29				27	32	31
A				30	31	32				33	29	32
P				38	36	39				40	39	37
Ms				-	1	-				3	4	1
Bi				16	13	15				8	4	12
Ho				-	-	-				-	-	-
Akc				1	1	1				1	-	1

	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
SiO ₂	76.11	76.77	78.09	78.09	73.29	55.95	58.36	59.10	60.79	61.52	64.28	68.51
TiO ₂	0.23	0.31	0.13	0.05	0.27	1.17	0.74	0.67	0.66	0.41	0.30	tr.
Al ₂ O ₃	11.98	10.59	11.18	11.68	13.25	19.25	19.38	19.51	19.89	19.76	17.85	16.87
Fe ₂ O ₃	0.24	0.57	0.79	0.31	0.93	4.72	4.01	3.37	2.86	2.74	3.39	1.70
FeO	0.57	0.38	1.06	0.89	1.17	2.75	1.86	2.17	2.10	1.49	0.72	0.51
MnO	nd	nd	0.02	0.02	0.03	0.13	0.11	0.13	0.09	0.12	0.10	0.03
MgO	0.58	0.78	0.10	0.12	0.67	2.82	1.91	1.71	2.11	1.16	1.01	0.20
CaO	0.00	0.56	0.31	0.51	0.98	7.01	6.59	6.72	4.77	6.11	5.75	2.67
Na ₂ O	4.67	4.60	3.39	2.88	4.36	4.22	4.58	4.49	4.27	4.94	4.36	4.90
K ₂ O	4.95	4.72	4.29	4.64	4.23	0.67	0.56	0.65	0.75	0.56	0.76	0.97
P ₂ O ₅	nd	nd	0.02	0.02	0.12	0.08	0.06	0.05	0.04	0.03	tr.	0.03
H ₂ O	0.40	0.94	0.37	0.87	0.87	0.99	1.59	1.34	1.81	1.15	1.56	3.32
	99.73	100.22	99.75	100.08	100.17	99.76	99.75	99.91	100.14	99.99	100.08	99.77

Fe ₂ O ₃ :												
FeO	0.4	1.5	0.7	0.3	0.8	1.7	2.2	1.6	1.4	1.8	4.7	3.3
A/CNK	0.9	0.8	1.1	1.1	1.0	1.0	1.4	1.0	1.2	1.0	1.0	1.2
D.I.	95	91	95	86	90	50	55	56	60	61	64	78

Normativni CIPW sastav - CIPW norms

qz	32.0	36.1	40.1	41.8	27.7	5.4	9.2	10.3	16.7	13.0	19.9	29.7
c	-	-	0.4	1.0	-	-	-	-	3.5	-	-	3.1
or	29.5	28.1	25.5	27.6	25.2	4.0	3.4	3.9	4.5	3.4	4.6	5.9
ab	34.3	28.4	28.9	24.6	37.2	36.3	39.6	38.7	36.8	42.4	37.6	43.1
an	-	-	1.4	2.4	4.1	32.1	31.4	31.7	23.9	30.5	27.4	13.6
ns	1.3	2.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
diwo	-	1.2	-	-	-	1.1	0.7	0.8	-	-	0.7	-
dien	-	0.7	-	-	-	0.4	0.2	0.3	-	-	0.2	-
difs	-	0.4	-	-	-	0.7	0.5	0.5	-	-	0.5	-
hyen	1.5	1.3	0.3	0.3	1.7	6.7	4.6	4.1	5.4	2.9	2.4	0.5
hyfs	1.1	0.7	3.1	2.1	3.3	10.6	8.8	8.3	7.8	6.9	6.2	3.9
il	0.4	0.6	0.2	0.1	0.5	2.3	1.4	1.3	1.3	0.8	0.6	-
sp	-	-	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	-	0.1
salic	95.8	92.6	96.4	97.4	94.2	77.9	83.6	84.6	85.5	89.3	89.4	95.5
femic	4.2	7.4	3.6	2.6	5.8	22.1	16.4	15.4	14.5	10.7	10.6	4.5
norm.Pl.	-	-	An ₅	An ₉	An ₁₀	An ₄₇	An ₄₄	An ₄₅	An ₃₉	An ₄₂	An ₄₁	An ₂₄
Q'	33	39	42	43	29	7	10	12	20	15	22	32
ANOR	0	0	5	8	14	89	90	89	84	97	86	70

Modalni sastav - Modes

Qz		25	30		5	5		12	13	21	24
Or		5	10		5	3		3	3	4	5
Mi		25	24		-	-		-	-	-	-
Pl		30	29		54	54		59	58	55	50
Pg		-	-		-	-		-	-	-	-
Q		30	32		8	8		16	17	26	30
A		35	37		8	5		4	4	5	7
P		35	31		84	87		80	78	69	63
Ms		-	3		-	-		-	-	-	13
Bi		14	3		8	11		16	7	10	-
Ho		-	-		25	17		7	6	-	-
Gr		-	-		1	5		1	10	7	6
Ako		1	1		2	5		2	3	3	2

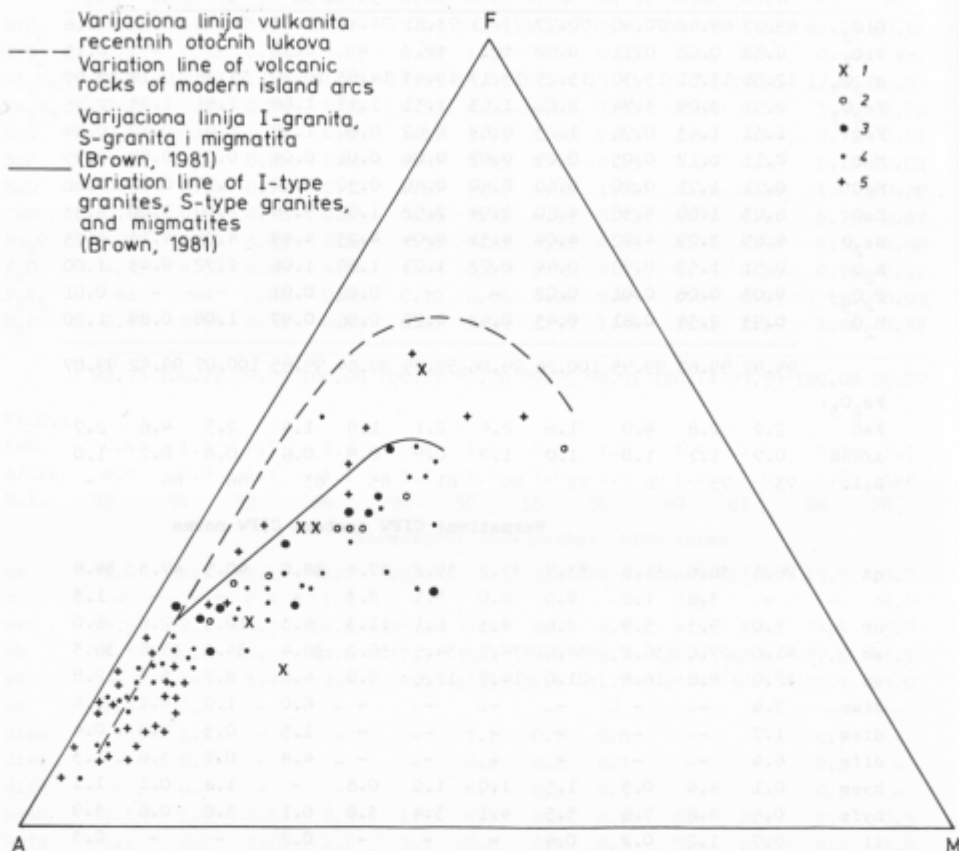
	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59
SiO ₂	69.27	69.42	70.40	70.77	73.51	73.81	74.45	75.85	76.80	78.88	72.16
TiO ₂	0.38	0.62	0.11	0.22	tr.	tr.	-	0.12	-	-	0.15
Al ₂ O ₃	12.88	13.51	15.30	15.25	15.17	15.43	14.53	10.20	11.48	9.18	13.97
Fe ₂ O ₃	2.91	3.09	3.74	2.02	1.63	1.31	1.13	1.68	1.51	1.93	2.25
FeO	1.31	1.43	0.76	1.23	0.69	0.62	0.60	1.18	0.61	0.42	0.84
MnO	0.11	0.17	0.05	0.09	0.07	0.04	0.01	0.04	0.03	0.08	0.07
MgO	0.71	1.71	0.20	0.60	0.40	0.40	0.30	0.60	0.70	0.36	0.60
CaO	6.03	1.80	3.36	4.20	2.94	2.52	1.82	3.78	2.10	3.00	3.33
Na ₂ O	4.85	3.09	4.22	4.04	4.31	4.04	4.23	4.49	4.04	4.13	4.23
K ₂ O	0.51	1.53	0.99	0.44	0.72	1.03	1.89	1.06	1.72	0.43	1.00
P ₂ O ₅	0.03	0.06	0.01	0.02	-	-	0.02	0.01	-	-	0.01
H ₂ O	0.93	2.34	0.81	0.43	0.42	0.75	0.86	0.97	1.08	0.89	1.20
	99.92	99.67	99.95	100.24	99.86	99.95	99.84	99.85	100.07	99.92	99.87
Fe ₂ O ₃ :											
FeO	2.2	2.8	4.9	1.6	2.4	2.1	1.9	1.4	2.5	4.6	2.7
A/CNK	0.7	1.1	1.0	1.0	1.0	0.9	0.9	0.6	0.8	0.7	1.0
D.I.	73	75	76	73	80	81	85	83	86	86	-

Normativni CIPW sastav - CIPW norme

qz	26.3	36.6	31.6	33.7	37.2	39.2	37.4	38.0	40.5	47.3	34.8
c	-	3.8	1.2	0.5	2.0	3.1	2.3	-	-	-	1.3
or	3.0	9.3	5.9	2.6	4.3	6.1	11.3	6.3	10.3	2.6	6.0
ab	41.6	27.0	36.2	34.6	36.7	34.5	36.2	38.4	34.6	35.6	36.3
an	12.0	8.8	16.8	21.0	14.7	12.6	9.0	4.6	8.2	5.3	12.8
diwo	7.6	-	-	-	-	-	-	6.0	1.0	4.1	1.6
dien	1.7	-	-	-	-	-	-	1.5	0.3	0.8	0.4
difs	6.4	-	-	-	-	-	-	4.8	0.7	3.6	1.3
hyen	0.1	4.4	0.5	1.5	1.0	1.0	0.8	-	1.4	0.1	1.1
hyfs	0.5	8.8	7.6	5.5	4.1	3.4	3.0	0.1	3.0	0.6	3.9
il	0.7	1.2	0.2	0.4	-	-	-	0.2	-	-	0.3
ap	0.1	0.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
salic	83.0	85.5	91.7	92.5	94.9	95.6	96.2	87.4	93.5	90.9	91.3
femic	17.0	14.5	8.3	7.5	5.1	4.4	3.8	12.6	6.5	9.1	8.7
norm.Fl	An ₂₅	An ₂₅	An ₃₂	An ₃₈	An ₂₈	An ₂₇	An ₂₀	An ₁₁	An ₁₉	An ₁₃	An ₂₄
Q'	28	45	35	37	40	42	40	43	43	52	39
ANOR	80	49	74	89	77	67	44	42	44	67	68

Modalni sastav - Modes

Qz	27	29	27	22	30	19			26	25
Or	8	5	3	3	8	3			2	5
Mi	-	-	-	-	-	-			-	-
Pl	42	53	53	41	48	41			43	47
Pg	-	-	-	10	-	-			11	2
Q	35	33	32	29	35	30			32	32
A	11	6	4	17	9	5			16	9
P	54	61	64	54	56	65			52	59
Ms	15	1	2	10	13	29			7	10
Bi	-	10	7	8	-	5			3	5
Ho	-	-	-	-	-	-			-	-
Gr	-	1	6	4	-	1			6	3
Akc	2	1	2	2	1	2			2	2



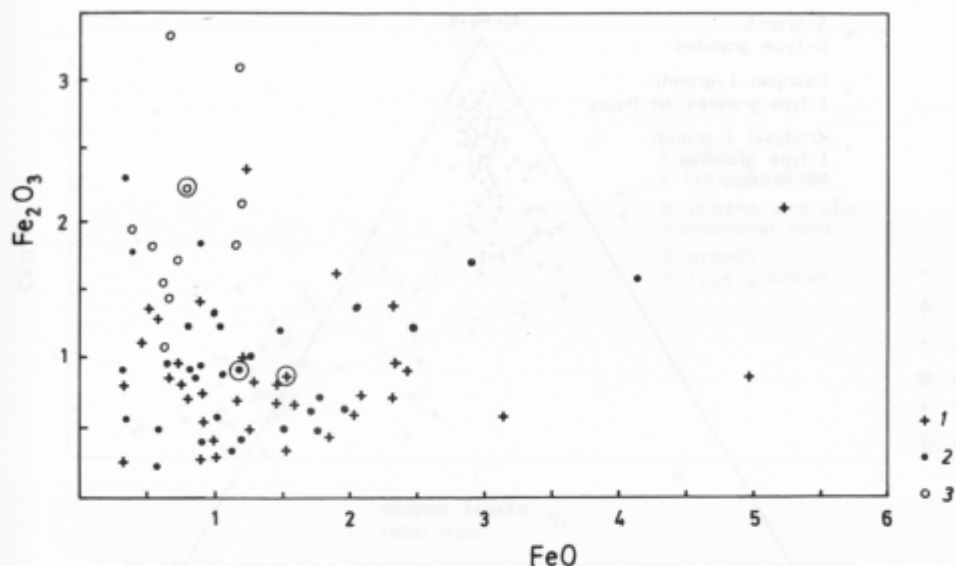
Sl. 15. Trokomponentni AFM dijagram za I-granite (5), S-granite (4), migmatite (3), stijene progresivnometamorfnog (2) i semimetamorfog (1) kompleksa

Fig. 15. AFM diagram showing variations of I-type granites (5), S-type granites (4), migmatites (3), and rocks of the progressive metamorphic (2) and semimetamorphic (1) complexes

intermedijarnih stijena prate sasvim dobro varijacijsku liniju vulkanskih stijena koje se javljaju u strukturama recentnih magmatskih lukova (Brown, 1981). Isti je slučaj i s monocranitima iz porodice S-granita, dok granodioritni i intermedijarni članovi znatno odstupaju od varijacijske linije vulkanita magmatskih lukova.

Na priloženom AFM-trokutu također se vidi da se i točke za metamorfne stijene i migmatite nalaze uz granodioritno-dioritni dio varijacijske linije S-granita. Istina, semimetamorfne stijene, zbog razlike u sastavu metapelita i metapsamita, pokazuju pri tom dosta velika rasipanja. Nasuprot tome, točke za migmatite i stijene progresivnometamorfog kompleksa gotovo se ravnomjerno miješaju s točkama granodiorita i diorita iz obitelji S-granita.

Petrokemijski podaci se u novije vrijeme koriste za genetska razdvajanja granitoidnih stijena. Ovdje će se prikazati nekoliko diskriminacijskih dijagrama koji se obično upotrebljavaju za razdvajanje S-granita i I-granita.



Sl. 16. Dijagram $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ za S-granite (1) i I-granite s Punsja (2) i Krndije (3)
Zaokružene oznake predstavljaju srednje vrijednosti

Fig. 16. Plot of Fe_2O_3 against FeO for S-type granites (1) and I-type granites from Mt. Punsj (2) and Mt. Krndija (3)
Circled marks illustrate average compositions

Još su Chappell i White (1974) naglasili pri genetskom razdvajanju granita da I-graniti imaju veći odnos $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ od S-granita, što se objašnjava time što je sedimentni protolit S-granita sadržavao ugljik i sumpor koji su djelovali reduktivno (Flood & Shave, 1975). Odnos $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ hercinskih granitoida slavonskih planina prikazan je na priloženom dijagramu (sl. 16). Na njemu se točke papučkih S-granita i psunjskih I-granita jednako rasipaju i gotovo ravnomjerno miješaju; srednji odnos $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ psunjskih I-granita je samo malo veći od istog odnosa papučkih S-granita. Međutim, I-graniti Krndije se na tom dijagramu jasno odvajaju u gornjim dijelovima dijagrama; njihov odnos $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ je gotovo dva i po puta veći od istog odnosa S-granita i psunjskih I-granita. Ova razlika u oksidacijskom stupnju željeza vjerojatno je uvjetovana činjenicom što su psunjski I-graniti, u pravilu, znatno retrogradno izmijenjeni, što nije slučaj s krndijskim I-granitima.

Australijski geolozi, koji su dosad najviše radili na problematici genetskog razdvajanja granitoidnih stijena, koriste u tu svrhu i druge petrokemijske dijagrame. Hine i suradnici (1978) su predložili $\text{Al} - (\text{Na} + \text{K} + \text{Ca}) - (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ trokomponentni dijagram koji je prikazan na sl. 17. I na ovom dijagramu točke papučkih S-granita i psunjskih I-granita pokazuju dosta veliko rasipanje u istom području u kojem se i dosta ravnomjerno miješaju. No točke krndijskih I-granita se odvajaju u zasebno polje koje je jasno odvojeno od prethodnog. Podudarnost psunjskih I-granita i papučkih S-granita uvjetovana je činjenicom što su jedni i drugi mikroklinizirani, što nije slučaj s krndijskim I-granitoidima koji su predstavljeni tonalitima i granodioritima.

Slična je situacija i s dijagramom CaO : suma željeznih oksida na osnovi kojeg su Chappell i White (1984) razlikovali neke australijske I-granite i S-granite.



Sl. 17. Trokomponentni dijagram (Al+Na+K)-Ca-(Fe²⁺+Mg)

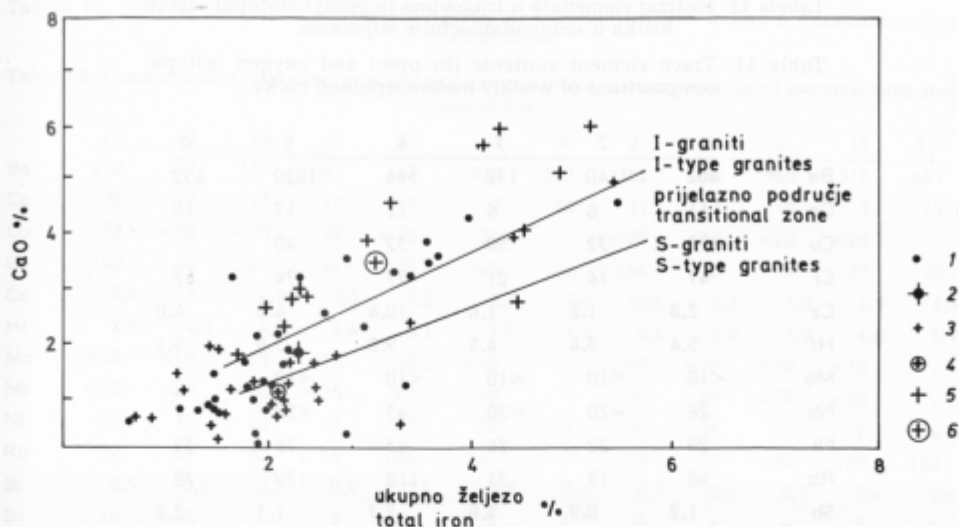
Fig. 17. Triangular diagram showing variations of (Al+Al+K)-Ca-(Fe²⁺+Mg)

Naime, i na tom se dijagramu (sl. 18) točke S-granita i psunjskih I-granita jako rasipaju i uglavnom se dosta ravnomjerno miješaju, tako da se stijene te dvije genetske obitelji ne mogu međusobno razlikovati. Međutim, točke krndijskih I-granita znatno se manje rasipaju i njihov najveći broj pada u polje australijskih I-granita.

Ova tri diskriminacijska dijagrama pokazuju da se genetska razdvajanja granitoidnih stijena ne mogu uvijek uspješno obavljati samo na osnovi kemijskih podataka za sve granitoidne terene. To je i razumljivo zbog geološko-petroloških specifičnosti svakog pojedinog granitnog područja, a, pored toga, i u jednom određenom granitoidnom području mogu biti izražene određene specifičnosti. Tako i u konkretnom slučaju slavonskih granitoidnih kompleksa, stijene jedne genetske grupe granitoida (I-graniti) pokazuju lateralne varijacije u petrokemijskim karakteristikama jer su u jednom dijelu terena (Psunj) neravnomjerno mikroklinizirane, dok u drugom dijelu terena (Krndija) nisu uopće zapaženi tragovi mikroklinizacije.

Sadržaj mikroelemenata

Stijenama svih pet grupa stijena koje su se petrološki izučavale, određivao se je i sadržaj elemenata u tragovima, i to na jednom dijelu istih onih uzoraka na kojima su



Sl. 18. Dijagram CaO : ukupno željezo kao FeO (Chappel & White, 1984)
 1 S-graniti; 2 srednji sastav S-granita; 3 psunjski I-graniti; 4 prosječni psunjski I-granit;
 5 krndijski I-graniti; 6 prosječni krndijski I-granit

Fig. 18. Plot of CaO versus total Fe as FeO (Chappel & White, 1984)
 1 S-type granites; 2 average S-type granite; 3 I-type granites, Mt. Psunj; 4 average Psunj I-type
 granite; 5 I-type granites, Mt. Krndija; 6 average Krndija I-type granite

se analizirali i sadržaji makroelemenata. Na svim tim uzorcima određivala se je ista asocijacija mikroelemenata (Ba, Co, Cr, Cu, Cs, Hf, Mo, Nb, Ni, Rb, Sb, Sn, Sr, Ta, Th, U, W, Zn, Zr i Y) plus elementi iz grupe rijetkih zemalja), i to kombiniranjem metode neutronske aktivacije, rendgenske flourescencije i inducirane plazme. Na jednom se broju uzoraka manji dio elemenata u tragovima određivao i metodom emisijske spektroskopije što je u tabelama i naznačeno. Pored sadržaja mikroelemenata, u tabelama se navode i neki karakteristični odnosi između određenih makroelemenata i mikroelemenata (K/Ba, K/Rb i Ca/Sr) te nekih mikroelemenata (Ba/Rb, Rb/Sr i Ba/Sr).

Semimetamorfni kompleks

Sadržaj elemenata u tragovima u semimetamorfnim stijenama prikazuje tabela 11, i to za tri metapješčenjaka (an. 1, 2 i 3) i dva metapelita (an. 4 i 5).

Sadržaji nekih učestalijih mikroelemenata dosta su ujednačeni i u metapsamitima i u metapelitima kao, primjerice, Zr (142 do 346 ppm) i Sr (82 do 148 ppm), dok neki pokazuju znatnije varijacije kao, primjerice, Ba i Rb. Isti je slučaj i s mikroelementima koji dolaze u znatno manjim količinama: Co (6 do 17 ppm), Sn (4 do 11 ppm), Hf (3,4 do 9 ppm), Ta (0,4 do 1,2 ppm), Th (5,1 do 14,9 ppm), Zn (34 do 78 ppm) i Y (14 do 34 ppm), dok veće varijacije pokazuju Cs (1,2 do 10,4 ppm) i U (1,4 do 7,1 ppm).

Tabela 11. Sadržaj elemenata u tragovima (u ppm) i izotopni sastav kisika u semimetamorfnim stijevama

Table 11. Trace element contents (in ppm) and oxygen isotopic compositions of weakly metamorphosed rocks

	1	2	3	4	5	A
Ba	402	140	132	564	1020	452
Co	11	6	6	11	17	10
Cu	<20	32	50	32	40	-
Cr	47	16	21	77	74	47
Cs	2.8	1.2	1.6	10.4	4.0	4.0
Hf	5.4	3.4	4.5	9.0	3.5	5.1
Mo	<10	<10	<10	<10	<10	-
Nb	26	<20	<20	43	<20	-
Ni	29	22	24	43	56	35
Rb	48	19	35	110	179	78
Sb	1.2	0.9	4.8	2.7	1.3	2.2
Sn	4	5	2	11	7	6
Sr	82	130	148	104	151	123
Ta	0.9	0.4	0.7	1.2	1.4	0.9
Th	9.4	5.1	13.8	13.4	14.9	11.3
U	2.4	1.4	7.1	6.5	3.8	4.2
W	<100	<100	<100	<100	<100	-
Zn	41	34	48	78	72	55
Zr	196	142	165	346	145	199
Y	14	14	20	30	34	22
K/Ba	25	38	47	40	31	36
K/Rb	213	263	178	204	179	207
Ba/Rb	8.4	7.4	3.8	5.1	5.7	5.8
Ca/Sr	12	20	-	19	18	17
Rb/Sr	0.6	0.1	0.2	1.1	1.2	0.6
Ba/Sr	4.9	1.1	0.9	5.4	6.8	3.8
$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	13.9	13.5	-	11.4	11.1	

Brojevi uzoraka su isti kao u tabeli 7

Sample numbers are the same as in Table 7

A - srednje vrijednosti - average values

Tabela 12. Sadržaj elemenata u tragovima (u ppm) i izotopni sastav kisika u paragnajsovima i migmatitima

Table 12. Trace element contents (in ppm) and oxygen isotopic compositions of paragneisses and migmatites

	19	23	24	26	27	28	A	2	3	6	15	A ₁
Ba	202	382	557	543	445	1010	523	352	706	940	510	627
Co	36	12	13	13	13	7	16	17	13	6	3	10
Cu	72	<20	<20	22	<20	24	-	<20	32	<20	<20	-
Cr	142	66	163	61	73	145	108	164	146	28	133	118
Cs	0.4	3.4	4.2	3.5	7.2	2.8	3.6	10.6	1.7	3.0	1.9	4.3
Hf	2.5	4.5	4.8	4.4	5.1	5.5	4.5	4.6	5.9	7.9	4.6	5.7
Mo	<10	<10	<10	<10	<10	<10	-	<10	<10	<10	<10	-
Nb	<20	<20	<20	<20	21	<20	-	<20	<20	<20	<20	-
Ni	52	30	30	28	42	20	34	78	36	12	12	34
Rb	22	66	82	66	100	113	75	159	79	120	129	122
Sb	0.5	0.6	0.2	0.4	0.3	0.5	0.4	0.3	0.2	0.7	0.4	0.4
Sn	14	6	4	5	4	4	6	8	4	4	5	5
Sr	157	270	170	210	193	209	202	60	160	139	70	107
Ta	0.4	1.0	0.7	0.9	0.7	0.6	0.7	0.9	0.8	0.7	0.8	0.8
Th	1.6	6.3	6.4	6.4	6.8	11.6	6.5	7.4	10.8	14.9	13.8	11.7
U	0.6	2.7	2.4	2.6	2.3	5.3	2.7	2.4	2.7	3.8	5.1	3.5
W	<100	<100	<100	<100	<100	<100	-	<100	<100	<100	<100	-
Zn	121	64	83	61	63	79	78	118	85	55	30	72
Zr	105	159	184	187	210	212	176	160	223	284	194	215
Y	26	20	28	22	24	38	26	26	38	50	34	37
K/Ba	29	44	36	32	42	32	37	79	29	35	65	52
K/Rb	275	255	246	267	185	285	252	171	257	277	256	240
Ba/Rb	9.2	5.8	6.8	8.2	4.4	8.9	7.2	2.2	8.9	7.8	4.0	5.7
Ca/Sr	464	70	70	67	67	60	67	120	109	95	115	110
Rb/Sr	0.1	0.2	0.5	0.3	0.5	0.5	0.35	2.6	0.5	0.9	1.8	1.4
Ba/Sr	1.3	1.4	3.3	2.6	2.3	4.8	2.6	5.8	4.4	6.8	7.3	6.1
$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	5.7	10.4	11.7	11.7	10.2	10.1	10.8	10.2	9.0	9.2	9.8	9.6

Migmatiti: 2, 3, 6 i 15. Paragnajsovi: 19, 23, 24, 26, 27 i 28. Borjevi uzoraka su isti kao u tabeli 8. Srednje vrijednosti: A - stijena progresivnometamorfno kompleksa i A₁ - migmatita

Migmatites: 2, 3, 6 and 15. Paragneisses: 19, 23, 24, 26, 27 and 28. Sample numbers are the same as in Table 8. Average values: A - rocks of the progressive metamorphic sequences and A₁ - migmatites

Tabela 13. Sadržaj elemenata u tragovima (u ppm) i izotopni sastav kisika u S-granitima

Table 13. Trace element contents (in ppm) and oxygen isotopic compositions of S-granitoids

	1	2	6	17	27	29	30	34	15	40	A
Ba	1770	915	1090	781	831	1760	1460	495	491	612	918
Co	30	11	12	6	4	3	4	1	14	1	5
Cr	47	35	19	15	19	15	19	15	88	16	27
Cs	6.6	3.0	8.1	3.7	2.6	2.9	1.0	3.2	4.4	0.6	2.6
Hf	9.7	22.3	15.9	4.5	6.5	2.0	4.6	2.0	4.2	3.0	3.8
Mo	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Nb	<20	<20	46	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Ni	47	36	32	20	9	12	10	12	42	8	16
Rb	208	106	170	92	94	139	49	137	87	91	98
Sb	0.3	1.6	0.6	0.6	0.7	0.8	1.1	0.7	0.8	1.4	0.9
Sn	12	18	16	3	3	3	3	2	3	6	3
Sr	352	760	563	419	323	239	556	103	177	82	271
Ta	0.8	1.6	1.4	1.0	0.6	0.5	0.4	1.5	0.9	0.1	0.7
Th	1.8	11.5	21.3	5.6	12.5	10.7	19.6	3.9	5.4	4.7	8.9
U	1.8	8.1	8.2	2.8	3.8	5.1	1.6	3.3	2.0	2.4	3.0
W	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Zn	210	126	108	54	48	26	34	19	58	12	36
Zr	389	872	552	158	230	83	150	65	151	92	274
Y	50	50	42	18	42	60	10	16	20	22	27
K/Ba	18	21	24	27	32	29	15	101	41	56	36
K/Rb	156	182	153	227	283	364	453	365	231	379	279
Ba/Rb	8.5	8.6	6.4	8.5	8.8	12.7	29.8	3.6	5.6	6.7	9.9
Ca/Sr	154	67	56	55	45	26	21	57	148	42	57
Rb/Sr	0.6	0.1	0.3	0.2	0.3	0.6	0.1	1.3	0.5	1.1	0.5
Ba/Sr	5.0	1.2	1.9	1.9	2.6	7.4	2.6	4.8	2.8	7.5	1.0
$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	7.5	8.5	10.1	9.0	9.5	10.1	9.6	10.9	-	9.5	9.8

Brojevi uzoraka su isti kao u tabeli 9

A - srednje vrijednosti

Mo, Nb, Sn i W su određivani metodom emisione spektroskopije

Sample numbers are the same as in Table 9

A - average values

Mo, Nb, Sn and W were determined by emission spectroscopy

Progresivnometamorfni kompleks

Sadržaj elemenata u tragovima za stijene progresivnometamornog kompleksa prikazuje tabela 12 (an. 19, 23, 24, 26, 27 i 28). Određivanja su se obavila samo na različitim varijetetima paragnajsova od kojih se uzorak 19 po sastavu jako približuje amfibolitima (hornblenda-biotitni paragnajs).

Zbog dosta ujednačenog mineralnog sastava analiziranih paragnajsova uglavnom su malo izražene varijacije u sadržajima mikroelemenata. To se naročito ističe za manje učestale mikroelemente kao, primjerice, Hf (2,5 do 5,1 ppm), Ni (20 do 52 ppm), Sb (0,2 do 0,6 ppm), Ta (0,4 do 1 ppm) i Y (20 do 38 ppm), kao i za neke učestalije elemente u tragovima: Zr (105 do 212 ppm) i Sr (157 do 270 ppm).

Migmatiti

Sadržaj elemenata u tragovima za migmatitne stijene također prikazuje tabela 12 (an. 2, 3, 6 i 15).

Budući da se migmatitne stijene postupno razvijaju iz stijena progresivnometamornog kompleksa, to su i sadržaji većine analiziranih mikroelemenata dosta ujednačeni, što se najbolje ogleda u njihovim srednjim sadržajima (stupci A i A₁, tabela 12) koji iznose (u ppm) za Ba: 523 i 627; Cr: 108 i 118; Cs: 3,6 i 4,3; Hf: 4,5 i 5,7; Ni: 34 i 34; Sb: 0,4 i 0,4; Sn: 6 i 5; Ta: 0,7 i 0,8; Zn: 78 i 72; U: 2,7 i 3,5; Zr: 176 i 217 i Y: 26 i 37. Međutim, srednji sadržaji nekih mikroelemenata pokazuju veće razlike kao, primjerice, Rb (75 i 122 ppm), Sr (202 i 107 ppm) i Th (6,5 i 11,7 ppm), vjerojatno kao rezultat naknadnih procesa privođenja.

S-granitoidi

Sadržaj elemenata u tragovima za S-granitoide i prostorno udružene intermedijarne stijene prikazuje tabela 13 (an. 15, 17, 27, 29, 30, 34 i 40, odnosno 1, 2 i 6).

Karakteristično je da neki učestaliji mikroelementi pokazuju znatnije varijacije u sadržajima; tako, primjerice, Ba (od 491 do 1770 ppm), Rb (49 do 208 ppm), Sr (82 do 563 ppm), vjerojatno kao rezultat neujednačenog stupnja mikroklinizacije, te Zr (od 65 do 230 ppm), vjerojatno kao rezultat promjenljivog sadržaja minerala cirkona u ishodišnom protolitu. Interesantno je istaći da su znatno povećane količine Zr (do 872 ppm) prisutne u pratećim intermedijarnim stijenama. I neki, inače količinski podređeni mikroelementi također pokazuju jako varijabilne sadržaje kao, primjerice, Co (1 do 14 ppm), Th (1,8 do 21 ppm), U (1,6 do 8,2 ppm) i Y (10 do 60 ppm). No neki od njih imaju dosta ujednačene količine, kao Sb (0,6 do 1,4 ppm) i Sn (3 do 6 ppm).

I-granitoidi

Sadržaji elemenata u tragovima za I-granite i prateće intermedijarne stijene prikazuje tabela 14; analize 1, 5, 6, 8, 18, 30, 34, 35 i 40 odnose se na psunjske granitoide (uglavnom monocgraniti), a analize 42, 46, 54, 55 i 58 na krndijske granodiorit-tonalitne stijene.

Tabela 14. Sadržaj elemenata u tragovima (u ppm) i kisikov izotopni sastav u I-granitima
 Table 14. Trace element contents (in ppm) and oxygen isotopic compositions of I-type granites

	1	5	6	8	18	30	34	35	40	A	42	46	54	55	58	A ₁
Ba	160	460	420	360	740	910	440	270	340	456	180	129	262	608	128	261
Co	35	11	15	14	4	2	2	0.5	0.5	9	11	4	1	1	1.5	4
Cu	40	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	9	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Cr	88	11	16	37	53	55	54	25	50	43	12	66	102	8	90	56
Cs	0.5	2.3	2.5	2.7	1.5	1.7	1.4	0.5	0.7	1.5	0.6	0.6	0.4	0.8	0.5	0.6
Hf	4.0	8.9	6.2	4.2	3.7	4.3	8.1	7.9	2.6	5.8	5.4	7.3	1.2	1.3	1.9	3.4
Mo	<1	1.6	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	-	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Nb	6	22	16	8	5	8	10	8	3	9	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Ni	60	10	-	18	7	9	7	4	2	13	12	-	1	8	21	8
Rb	43	70	75	60	72	88	78	75	63	69	15	13	23	42	9	20
Sb	0.8	0.9	0.3	0.2	0.4	0.5	0.2	0.3	0.1	0.4	0.6	0.1	0.1	0.8	0.1	0.3
Sn	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	10	10	6	3	<2	7
Sr	220	390	220	200	160	75	75	35	45	158	502	638	314	171	406	334
Ta	0.4	1.4	1.2	0.9	0.5	0.6	0.9	1.5	0.6	0.9	0.2	0.3	0.1	0.4	0.1	0.2
Tb	1.4	8.4	7.9	8.0	8.8	9.1	11.0	15.9	13.5	9.0	1.0	0.7	3.8	1.3	0.6	1.5
U	2.1	3.2	1.7	2.1	1.4	2.5	2.9	5.6	2.6	2.7	0.8	1.3	0.9	1.8	0.7	1.1
V	2.7	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Zn	94	130	130	58	52	34	65	13	12	64	79	41	17	18	9	33
Zr	185	341	230	167	177	160	282	166	72	196	241	304	30	19	69	133
Y	40	60	58	46	30	37	65	72	35	49	26	30	10	10	20	19
K/Ba	61	42	38	31	29	37	75	136	111	62	30	35	32	25	27	30
K/Rb	226	279	213	185	302	361	422	491	597	344	362	349	367	365	166	321
Ba/Rb	3.7	6.6	5.6	6.0	10.2	10.3	5.6	3.6	5.4	5.2	12.0	9.9	11.3	14.5	14.2	12.4
Cs/Rb	284	78	129	133	88	89	66	127	81	99	100	68	57	76	53	71
Rb/Sr	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	1.2	1.0	2.1	1.4	0.8	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Ba/Sr	0.7	1.2	1.9	1.8	4.6	12.1	5.9	7.7	7.5	4.8	0.4	0.2	0.8	3.6	0.3	1.1
$\delta^{18}O_{SMOW}$	5.4	6.6	7.4	7.8	7.8	8.1	8.3	8.1	8.8	8.0	-	-	-	-	-	-

Psunjski granitoidi: 1, 5, 6, 8, 18, 30, 34, 35 i 40

Krnđijski granitoid: 42, 46, 54, 55 i 58

Brojevi uzoraka su isti kao u tabeli 10

A srednje vrijednosti psunjskih granitoida, A₁ srednje vrijednosti krnđijskih granitoida

Cu, Mo, Nb, Sn i W iz krnđijskih granitoida određeni su emisijom spektroskopijom

Psunj granitoids: 1, 5, 6, 8, 18, 30, 34, 35 and 40

Krnđija granitoids: 42, 46, 54, 55 and 58

Sample numbers are the same as in Table 10

A Psunj granitoid averages

A₁ Krnđija granitoid averages

Cu, Mo, Nb, Sn and W for the Krnđija granitoids were determined by emission spectroscopy

Samo određeni mikroelementi pokazuju različite varijacijske raspone. Tako su, primjerice, kod psunjskih moncogranita znatno veći rasponi variranja za Ba i Rb negoli kod krndijskih tonalitnih stijena, što se lijepo odražava i u razlikama u njihovim srednjim sadržajima: Ba 456 prema 261 ppm, a Rb 69 prema 20 ppm. Ovo je sasvim sigurno uvjetovano činjenicom što su psunjski moncograniti mikroklinizirani, dok u krndijskim tonalitima uopće nema mikroklina. Kod Sr su izraženi obrnuti efekti i njegov srednji sadržaj je skoro dvostruko veći (334 ppm) u krndijskim tonalitima negoli u psunjskim moncogranitima (158 ppm). Kod Zr se također ističu varijacije, koje se najčešće kreću od oko 70 do 170 ppm kod psunjskih moncogranita, dok su kod krndijskih tonalita ti sadržaji znatno niži (19 do 69 ppm). No intermedijarni pratioći granitoida i na Krndiji i na Psunju imaju povećan sadržaj Zr (185 do 340 ppm).

Neki količinski podređeni mikroelementi također pokazuju dosta velike razlike u varijacijama, odnosno srednjim sadržajima. Tako su razlike u srednjim sadržajima između psunjskih moncogranita i krndijskih granodiorit-tonalita izraženi za Y (49 prema 19 ppm), Cs (1,5 prema 0,6 ppm), Th (9,0 prema 1,5 ppm) i U (2,7 prema 1,1 ppm). No za neke mikroelemente te se razlike u srednjim sadržajima mnogo manje ističu kao, primjerice, za Cr (43 prema 56 ppm) i Ni (13 prema 8 ppm).

Usporedni prikaz varijacije mikroelemenata

Jednako kao i za makroelemente, korelativni prikaz u varijacijama sadržaja elemenata u tragovima može poslužiti kao osnova za objašnjavanje međusobnih genetskih odnosa između metamornih stijena, migmatitita i granitoida. Te varijacije ilustriraju priloženi Harkerovi dijagrami (sl. 19).

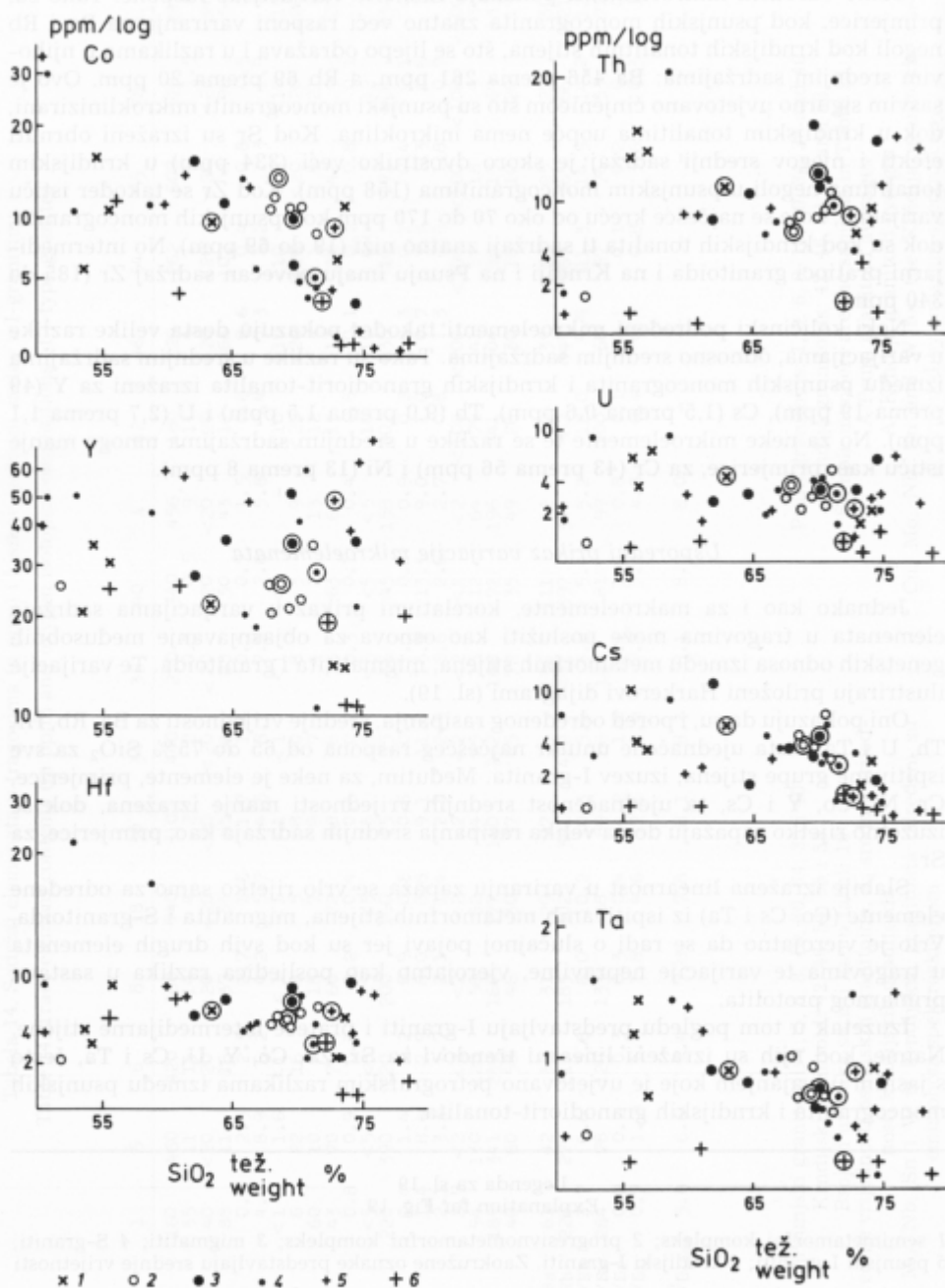
Oni pokazuju da su, i pored određenog rasipanja, srednje vrijednosti za Ba, Rb, Hf, Th, U i Ta dosta ujednačene unutar najčešćeg raspona od 65 do 75 % SiO₂ za sve ispitivane grupe stijena, izuzev I-granita. Međutim, za neke je elemente, primjerice, Cr, Ni, Co, Y i Cs, ta ujednačenost srednjih vrijednosti manje izražena, dok se izuzetno rijetko zapažaju dosta velika rasipanja srednjih sadržaja kao, primjerice, za Sr.

Slabije izražena linearnost u variranju zapaža se vrlo rijetko samo za određene elemente (Co, Cs i Ta) iz ispitivanih metamornih stijena, migmatita i S-granitoida. Vrlo je vjerojatno da se radi o slučajnoj pojavi jer su kod svih drugih elemenata u tragovima te varijacije nepravilne, vjerojatno kao posljedica razlika u sastavu primarnog protolita.

Izuzetak u tom pogledu predstavljaju I-graniti i prateće intermedijarne stijene. Naime, kod njih su izraženi linearni trendovi za Sr, Zr, Co, Y, U, Cs i Ta, često s jasnim udvajanjem koje je uvjetovano petrografskim razlikama između psunjskih moncogranita i krndijskih granodiorit-tonalita.

Legenda za sl. 19 Explanation for Fig. 19

1 semimetamorfni kompleks; 2 progresivnometamorfni kompleks; 3 migmatiti; 4 S-graniti; 5 psunjski I-graniti; 6 krndijski I-graniti. Zaokružene oznake predstavljaju srednje vrijednosti
1 semimetamorphic complex; 2 progressive metamorphic complex; 3 migmatites; 4 S-type granites; 5 I-type granites, Mt. Psunj; 6 I-type granites, Mt. Krndija. Circled marks illustrate average values



Sl. 19. Harkerovi dijagrami s varijacijama elemenata u tragovima

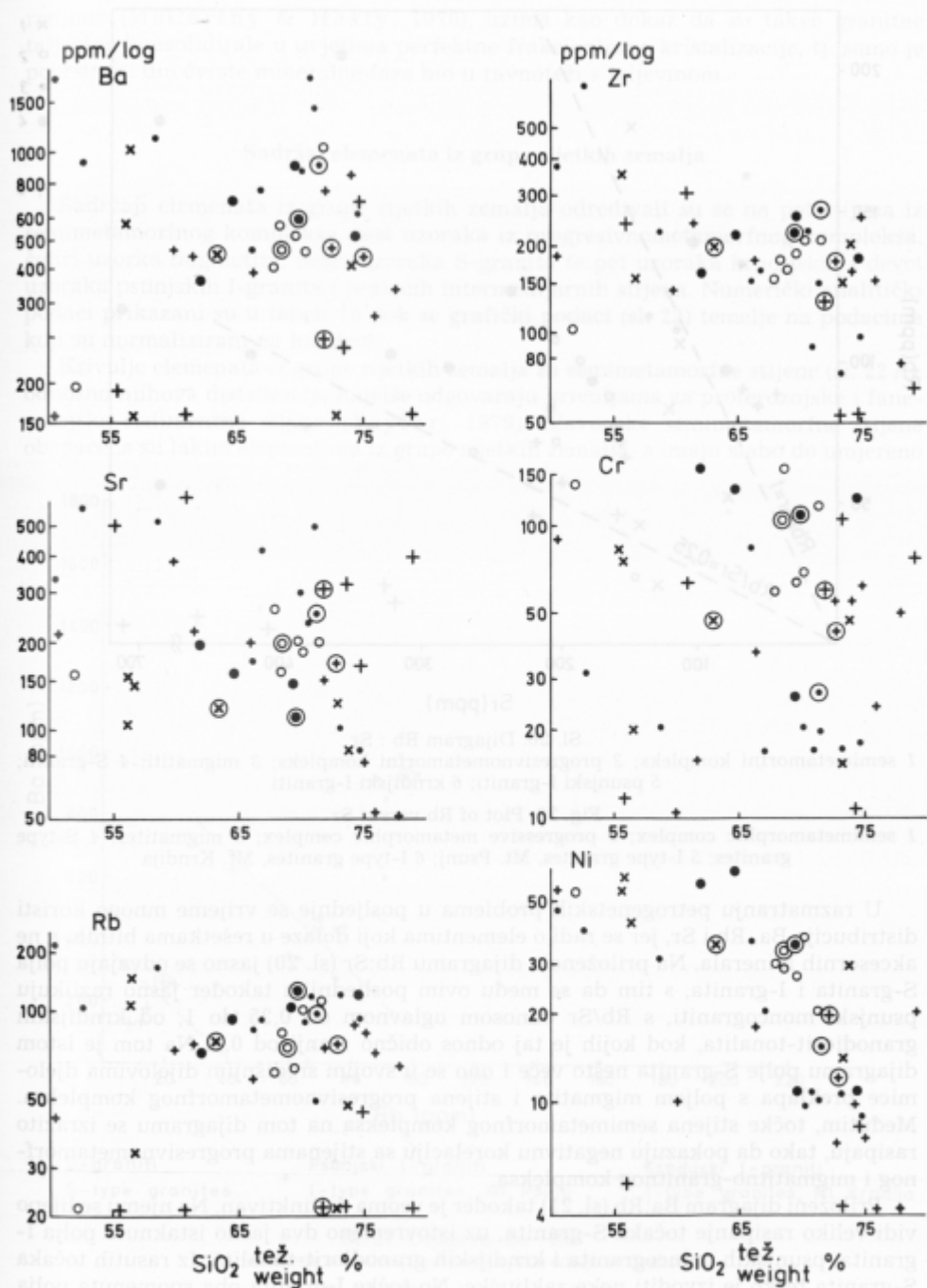
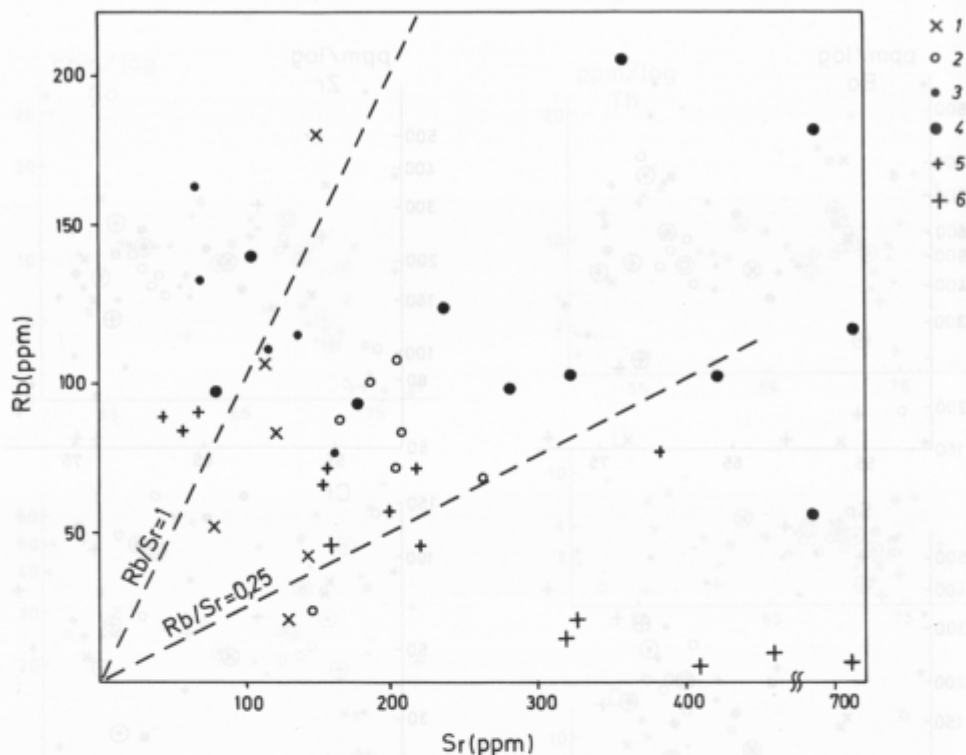


Fig. 19. Harker diagrams showing trace element variations



Sl. 20. Dijagram Rb : Sr

1 semimetamorfn kompleks; 2 progresivnometamorfn kompleks; 3 migmatiti; 4 S-graniti;
5 psunjski I-graniti; 6 krndijski I-graniti

Fig. 20. Plot of Rb versus Sr

1 semimetamorphic complex; 2 progressive metamorphic complex; 3 migmatites; 4 S-type
granites; 5 I-type granites, Mt. Psunj; 6 I-type granites, Mt. Krndija

U razmatranju petrogenetskih problema u posljednje se vrijeme mnogo koristi distribucija Ba, Rb i Sr, jer se radi o elementima koji dolaze u rešetkama bitnih, a ne akcesornih minerala. Na priloženom dijagramu Rb:Sr (sl. 20) jasno se odvajaju polja S-granita i I-granita, s tim da se među ovim posljednjim također jasno razlikuju psunjski moncograniti, s Rb/Sr odnosom uglavnom od 0,25 do 1, od krndijskih granodiorit-tonalita, kod kojih je taj odnos obično manji od 0,1. Na tom je istom dijagramu polje S-granita nešto veće i ono se u svojim središnjim dijelovima djelomice preklapa s poljem migmatita i stijena progresivnometamorfnog kompleksa. Međutim, točke stijena semimetamorfnog kompleksa na tom dijagramu se izrazito rasipaju, tako da pokazuju negativnu korelaciju sa stijenama progresivnometamorfnog i migmatitno-granitnog kompleksa.

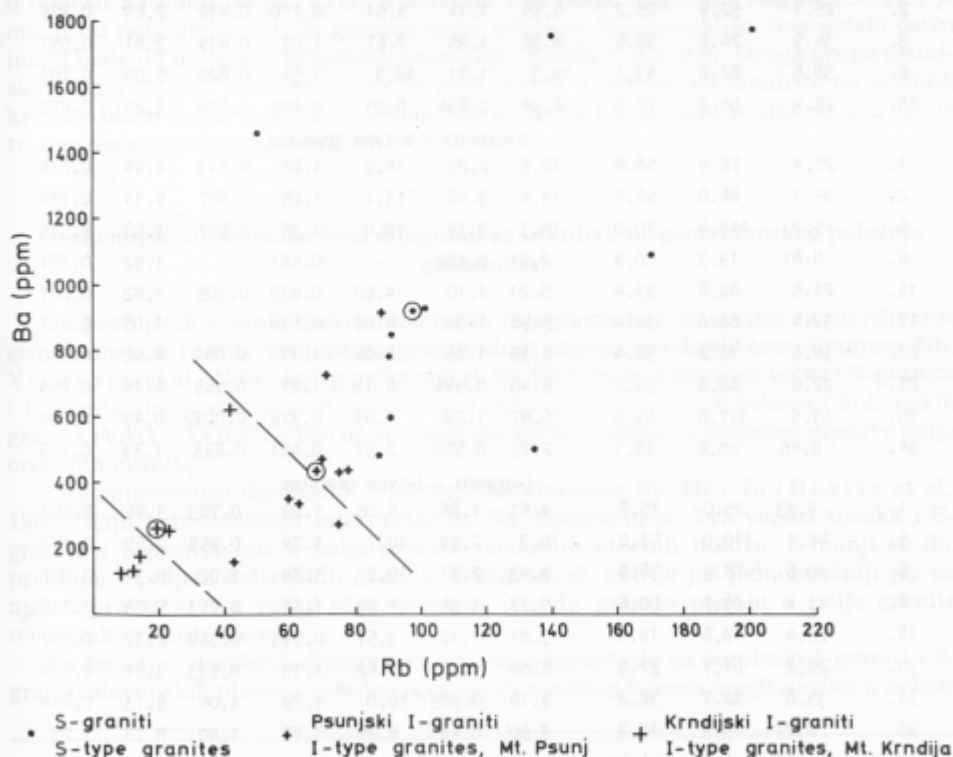
Priloženi dijagram Ba:Rb (sl. 21) također je veoma distinktivan. Na njemu se lijepo vidi veliko rasipanje točaka S-granita, uz istovremeno dva jasno istaknuta polja I-granita, psunjskih moncogranita i krndijskih granodiorit-tonalita. Iz rasutih točaka S-granita teško je izvoditi neke zaključke. No točke I-granita oba spomenuta polja pokazuju jasno istaknut linearan trend koji se, prema nekim petrogenetskim modeli-

ranjima (McCarthy & Hasty, 1976), uzima kao dokaz da su takve granitne taljevine konsolidirale u uvjetima perfektne frakcionirane kristalizacije, tj. samo je površinski dio čvrste mineralne faze bio u ravnoteži s taljevinom.

Sadržaj elemenata iz grupe rijetkih zemalja

Sadržaji elemenata iz grupe rijetkih zemalja određivali su se na pet stijena iz semimetamornog kompleksa, šest uzoraka iz progresivnometamornog kompleksa, četiri uzorka migmatita, deset uzoraka S-granita te pet uzoraka krndijskih i devet uzoraka psunjskih I-granita i pratećih intermedijarnih stijena. Numerički analitički podaci prikazani su u tabeli 15 dok se grafički podaci (sl. 22) temelje na podacima koji su normalizirani na hondrit.

Krivulje elemenata iz grupe rijetkih zemalja za semimetamorfne stijene (sl. 22 A), odnosno njihova distribucija najviše odgovaraju krivuljama za proterozojske i fanezojske sedimentne stijene (Taylor, 1979). Slavonske semimetamorfne stijene obogaćene su lakim elementima iz grupe rijetkih zemalja, a imaju slabo do umjereno



Sl. 21. Dijagram Ba : Rb
Zaokružene oznake predstavljaju srednje vrijednosti

Fig. 21. Plot of Ba versus Rb
Circled marks illustrate average values

Tabela 15. Sadržaj iz grupe rijetkih zemalja (u ppm) u granitoidnim i metamorfnim stijevama Slavonije

Table 15. Rare-earth element contents (in ppm) in granitoids and metamorphic rocks from the Slavonian Mountains

Uzorak Sample	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu
Semimetamorfne stijene - Semimetamorphic rocks										
1.	28.8	60.4	26.4	4.99	0.966	3.88	0.557	0.307	1.87	0.265
2.	28.0	50.1	28.9	5.97	0.879	5.04	0.639	0.245	1.47	0.191
3.	37.7	84.5	35.7	7.38	0.903	6.11	0.800	0.354	2.02	0.290
4.	23.6	43.6	18.7	4.98	1.07	4.84	0.740	0.459	2.78	0.418
5.	38.9	79.6	40.6	8.07	1.13	7.28	1.03	0.539	3.20	0.458
Progressivnometamorfni kompleks - Progressive metamorphic rocks										
19.	10.4	24.1	15.1	4.24	1.30	4.68	0.739	0.455	2.78	0.426
23.	27.2	57.2	26.4	5.86	1.25	4.95	0.715	0.419	2.61	0.386
24.	23.9	51.4	23.7	5.31	1.27	4.98	0.765	0.446	2.84	0.414
26.	24.6	52.6	24.3	5.31	1.26	5.03	0.756	0.452	2.85	0.416
27.	26.1	57.3	26.4	5.76	1.30	5.21	0.746	0.480	3.09	0.454
28.	29.4	63.4	30.7	7.49	1.15	7.95	1.26	0.716	4.36	0.638
Migmatiti - Migmatites										
2.	25.1	52.9	25.2	5.55	1.14	5.51	0.770	0.439	2.63	0.389
3.	34.9	74.5	38.5	8.36	1.35	7.67	1.09	0.639	3.81	0.557
6.	38.8	87.0	43.1	10.3	1.11	10.3	1.54	0.820	5.04	0.709
15.	25.4	56.3	27.9	6.04	0.634	6.03	0.903	0.528	3.21	0.470
S-graniti - S-type granites										
1.	25.4	76.9	58.8	16.5	2.29	14.5	1.86	0.743	4.44	0.614
2.	34.1	86.0	56.4	14.4	3.48	13.1	1.65	0.807	5.11	0.754
6.	45.2	119.0	70.0	15.3	3.19	10.4	1.36	0.607	3.68	0.515
9.	8.87	19.3	10.9	2.91	0.422	-	0.561	-	1.92	0.281
15.	21.5	40.8	23.4	5.21	1.10	4.62	0.639	0.305	1.82	0.267
17.	32.4	68.6	31.4	5.98	1.30	4.29	0.538	-	1.05	0.131
27.	34.6	78.2	38.4	8.35	1.05	8.06	1.17	0.651	4.02	0.579
29.	22.0	46.8	22.2	5.40	0.995	6.13	1.27	0.953	6.15	0.859
30.	61.5	117.0	49.0	6.97	1.29	1.63	0.372	0.0092	0.49	0.064
34.	8.46	20.4	10.1	2.75	0.502	2.97	0.461	0.233	1.39	0.195
I-graniti - I-type granites										
1.	9.33	25.0	15.7	4.81	1.86	6.06	1.09	0.703	3.96	0.563
5.	48.1	110.0	51.0	10.3	2.59	10.7	1.74	0.959	0.95	0.892
6.	30.6	78.9	38.9	9.43	2.07	10.2	1.74	1.02	6.34	0.907
8.	11.4	29.7	20.6	5.77	1.34	7.23	1.21	0.793	5.03	0.716
18.	26.4	49.8	19.1	3.87	1.12	3.51	0.593	0.369	2.37	0.347
30.	28.2	61.7	27.9	6.58	1.06	6.82	1.13	0.633	3.81	0.538
34.	35.8	82.7	38.2	9.16	0.985	10.0	1.79	1.04	6.13	0.854
35.	8.07	19.2	10.3	3.90	0.481	6.25	1.47	1.40	8.73	1.25
40.	4.83	5.83	4.44	1.50	0.248	-	0.416	0.360	2.31	0.332
42.	7.66	17.6	14.8	4.11	1.22	4.22	0.659	0.389	2.44	0.353
46.	4.53	10.2	7.81	2.73	1.10	3.60	0.655	0.556	4.03	0.671
54.	17.7	39.7	19.0	3.62	0.829	2.24	0.207	0.042	0.198	0.0198
55.	10.7	24.0	11.1	2.55	0.458	1.47	0.130	0.0325	0.185	0.0217
58.	5.34	9.63	4.42	1.06	1.04	1.41	0.259	0.167	1.05	0.135

izraženu Eu-anomaliju ($Eu/Eu = 0,4-0,5$). Većina stijena iz progresivnometamornog kompleksa ima sličan oblik krivulja, odnosno distribuciju (sl. 22 B) kao i semimetamorfne stijene, mada je kod uzorka 19 krivulja blaža, a i Eu-anomalija je mnogo manje izražena. Krivulja za migmatite (sl. 22 C) odgovara tipičnim jako diferenciranim granitnim taljevinama, s umjereno negativnim nagibima (Ce/Yb_N je oko 5) i malom do umjerenom Eu-anomalijom ($Eu/Eu = 0,3-0,5$).

S-graniti imaju različite oblike krivulja. Oni S-graniti kod kojih su količine La za 100 puta veće u odnosu na hondrite (sl. 22 D), imaju izražene strme negativne nagibe ($C/Yb_N = 17$ do više od 200) te male negativne Eu-anomalije. S druge strane, S-graniti s količinama La koje su 100 puta manje negoli u hondritima (sl. 22 E), imaju blaže negativne nagibe i veće negativne Eu-anomalije.

I-graniti Krndije i Psunja razlikuju se međusobno u sadržajima i raspodjeli elemenata iz grupe rijetkih zemalja. Psunjski graniti imaju općenito više sadržaje, a od krndijskih I-granita (sl. 22 F), dva imaju blag pad krivulje, dok druga dva imaju strme negativne nagibe ($Ce/Yb_N = 33-52$). Nijedan od ta četiri uzorka nema Eu-anomaliju. Psunjski I-graniti se mogu podijeliti u dvije grupe s različitim količinama elemenata iz grupe rijetkih zemalja. U prvoj su grupi količine La za 85 puta veće u odnosu na hondrite (sl. 22 G), a krivulja ima blage negativne nagibe (Ce/Yb_N je manji od pet). Jedan od tih granita nema nikakvu Eu-anomaliju, dok ostala četiri imaju male do umjerene negativne anomalije ($Eu/Eu = 0,3-0,8$). Druga grupa psunjskih I-granita ima količine La za 40 puta manje u odnosu na hondrite pa je oblik krivulje blaže položen (sl. 22 H). Jedan uzorak nema Eu-anomalije, dok su kod ostala tri one umjereno negativne ($Eu/Eu = 0,3-0,6$).

Geokemijski diskriminacijski dijagrami za utvrđivanje geotektonskog položaja granitoida

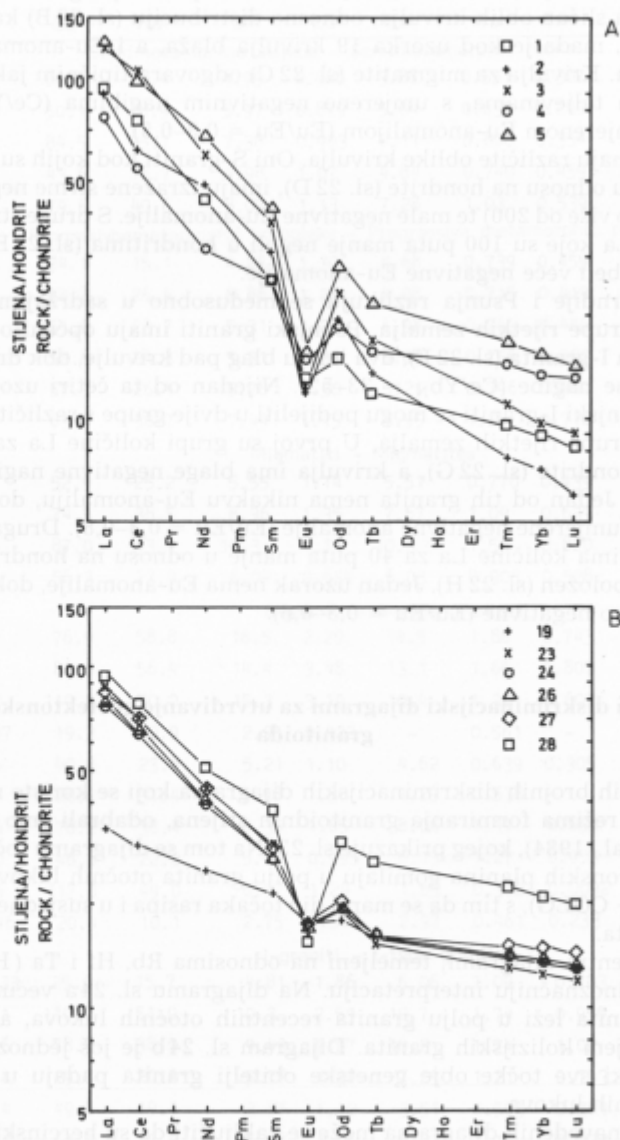
Od postojećih brojnih diskriminacijskih dijagrama koji se koriste za utvrđivanje geotektonskog režima formiranja granitoidnih stijena, odabrali smo dijagram Nb: Y (Pearce et al., 1984), kojeg prikazuje sl. 23. Na tom se dijagramu točke i S-granita i I-granita slavonskih planina gomilaju u polju granita otočnih lukova i kolizijskih granita (VAG + COLG), s tim da se manji dio točaka rasipa i u susjedne dijelove polja orogenih granita.

Trokomponentni dijagrami, temeljeni na odnosima Rb, Hf i Ta (Harris et al., 1986), daju jednoznačniju interpretaciju. Na dijagramu sl. 24a većina točaka i S-granita i I-granita leži u polju granita recentnih otočnih lukova, a manji se dio preklapa s poljem kolizijskih granita. Dijagram sl. 24b je još jednoznačniji jer na njemu praktički sve točke obje genetske obitelji granita padaju u polje granita recentnih otočnih lukova.

Na temelju navedenih dijagrama može se zaključiti da su hercinski I-graniti i S-graniti slavonskih planina i okolne podloge Panonskog bazena mogli nastati u nekom

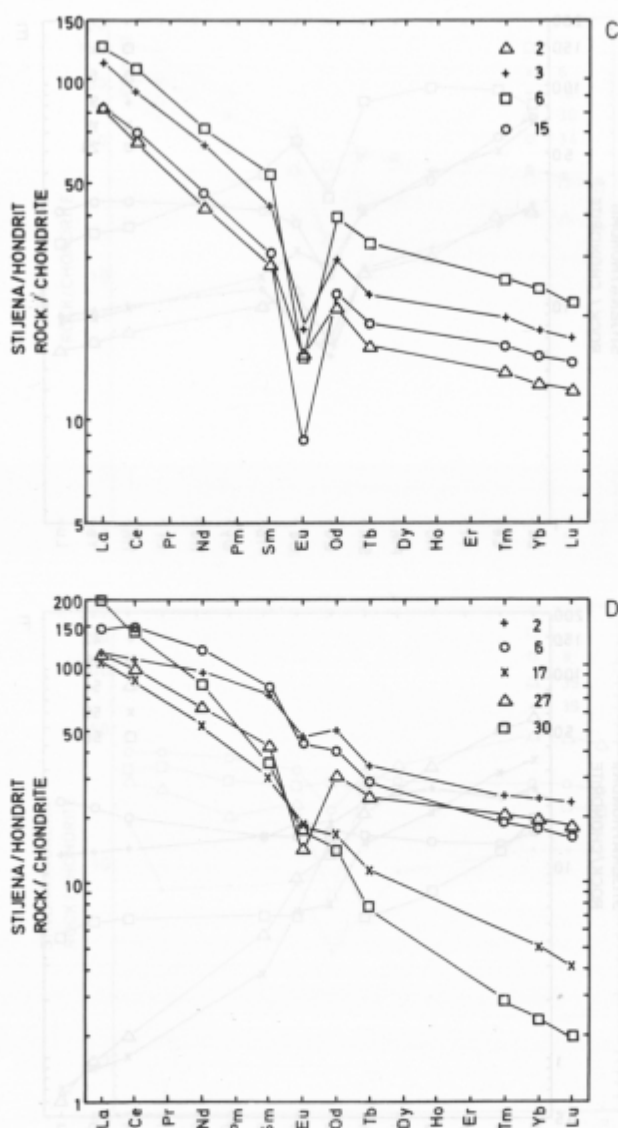
Brojevi uzoraka su isti kao u tabeli 7 za semimetamorfne stijene, kao u tabeli 8 za migmatite i paragnejsove, kao u tabeli 9 za S-granite i kao u tabeli 10 za I-granite

Sample numbers are the same as in Table 7 for semimetamorphic rocks, as in Table 8 for paragneisses and migmatites, as in Table 9 for S-type granites and as in Table 10 for I-type granites



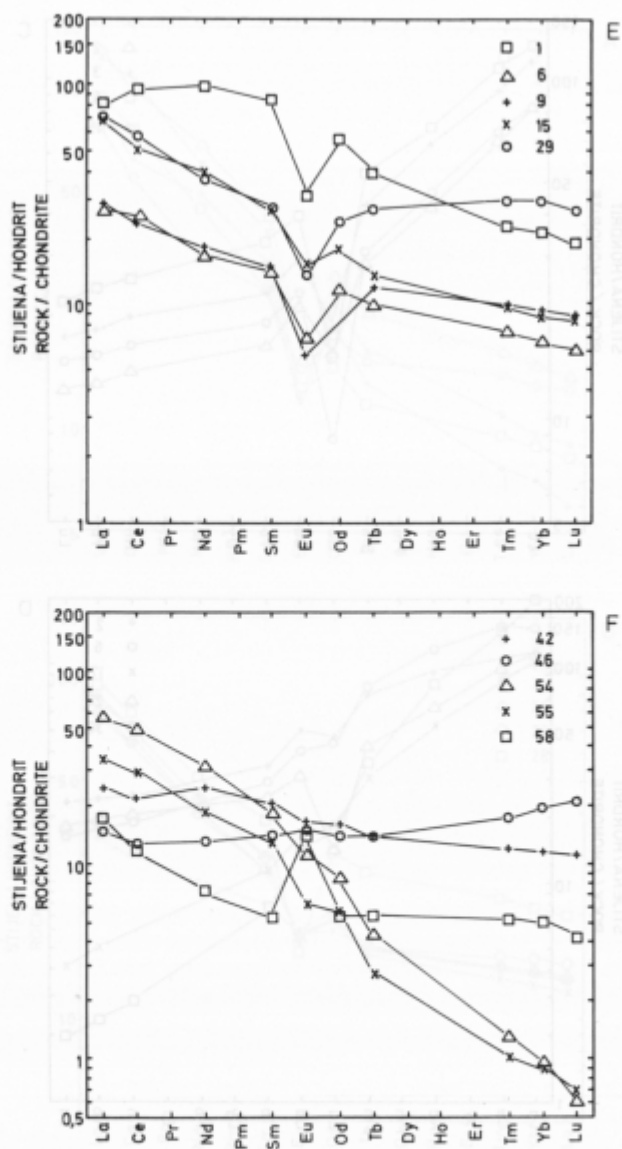
Sl. 22 A i B. Grafički prikaz sadržaja elemenata iz grupe rijetkih zemalja koji su normalizirani na hondrit za A: stijene semimeta-morfog kompleksa i B: stijene progresivnometamorfog kompleksa. Brojevi uzoraka su isti kao u tabeli 7

Fig. 22 A and B. Chondrite-normalized REE patterns for rocks of the semimeta-morphic (A) and progressive meta-morphic (B) complexes. Sample numbers are the same like in Table 7



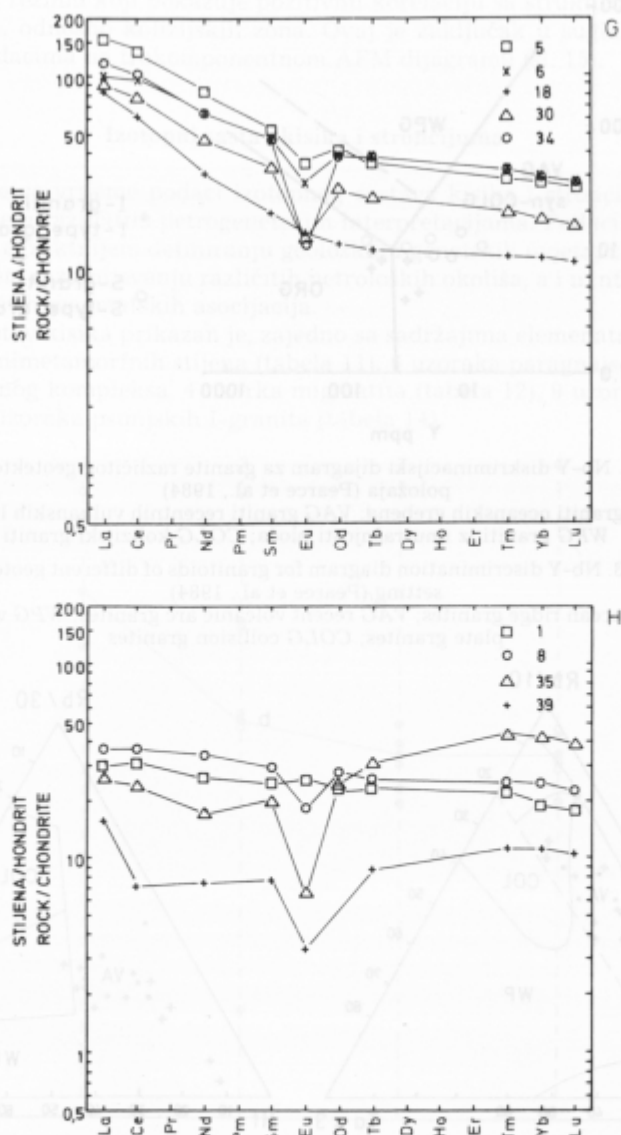
Sl. 22 C i D. Grafički prikaz sadržaja elemenata iz grupe rijetkih zemalja koji su normalizirani na hondrit za migmatite (C) i S-granite s višim sadržajem La (D). Brojevi uzoraka su isti kao u tabelama 8 i 9

Fig. 22 C and D. Chondrite-normalized REE patterns of migmatites (C) and S-type granites with higher La contents (D). Sample numbers are the same like in Tables 8 and 9



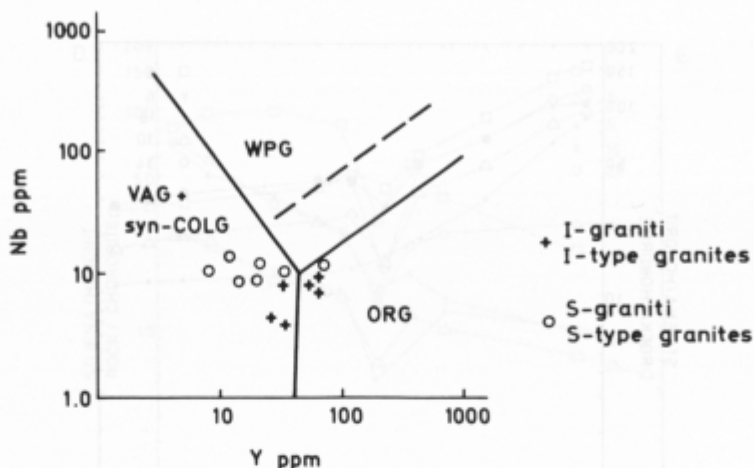
Sl. 22 E i F. Grafički prikaz sadržaja elemenata iz grupe rijetkih zemalja koji su normalizirani na hondrit za S-granite s nižim sadržajem La (E) i za I-granite s Krndija (F). Brojevi uzoraka su isti kao u tabelama 9 i 10

Fig. 22 E and F. Chondrite-normalized REE patterns of S-type granites with lower La contents (E) and I-type granites from Mt. Krndija (F). Sample numbers are the same like in Tables 9 and 10

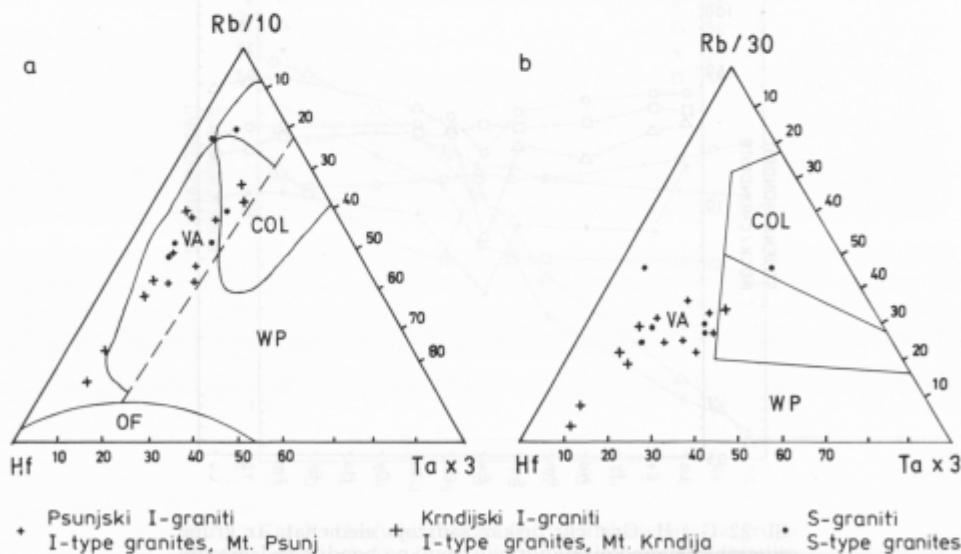


Sl. 22 G i H. Grafički prikaz sadržaja elemenata iz grupe rijetkih zemalja koji su normalizirani na hondrit za I-granite s Psunja s višim sadržajima La (G) i s nižim sadržajima La (H). Brojevi uzoraka su isti kao u tabeli 10

Fig. 22 G and H. Chondrite-normalized patterns of I-type granites from Mt. Psunj with higher La-contents (G) and lower La contents (H). Sample numbers are the same like in Table 10



Sl. 23. Nb-Y diskriminacijski dijagram za granite različitog geotektonskog položaja (Pearce et al., 1984)
 ORG graniti oceanskih grebena; VAG graniti recentnih vulkanskih lukova; WPG graniti iz unutrašnjosti ploča; COLG kolizijski graniti
 Fig. 23. Nb-Y discrimination diagram for granitoids of different geotectonic setting (Pearce et al., 1984)
 ORG ocean ridge granites; VAG recent volcanic arc granites; WPG within-plate granites; COLG collision granites



Sl. 24. Diskriminacijski trokomponentni dijagram Rb-Hf-Ta (Harris et al., 1986)
 VA graniti vulkanskih lukova; WP graniti iz unutrašnjosti ploča; COL kolizijski graniti; OF graniti oceanskog dna

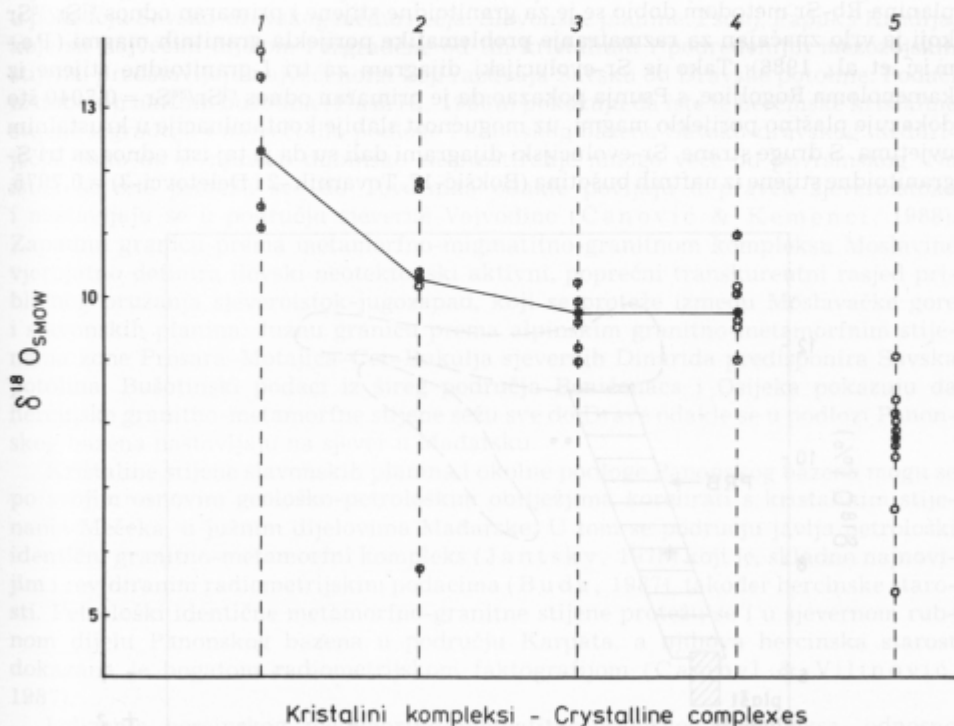
Fig. 24. Rb-Hf-Ta triangular diagram (Harris et al., 1986)
 VA volcanic arc granites; WP within-plate granites; COL collision granites; OF ocean-floor granites

geotektonskom režimu koji pokazuje pozitivnu korelaciju sa strukturama recentnih otočnih lukova, odnosno kolizijskih zona. Ovaj je zaključak u suglasju s naprijed prikazanim padacima na trokomponentnom AFM dijagramu (sl. 15).

Izotopni sastav kisika i stroncijuma

U posljednje se vrijeme podaci izotopnog sastava kisika i stroncijuma sve više uspješno koriste u različitim petrogenetskim interpretacijama. Podaci stabilnih izotopa pomažu u egzaktnijem definiranju geoloških i genetskih uvjeta, zatim u razjašnjavanju i boljem razumijevanju različitih petroloških okoliša, a i u interpretacijama evolucije različitih magmatskih asocijacija.

Izotopni sastav kisika prikazan je, zajedno sa sadržajima elemenata u tragovima, za 4 uzorka semimetamornih stijena (tabela 11), 6 uzoraka paragnajsova iz progresivnometamornog kompleksa, 4 uzorka migmatita (tabela 12), 9 uzoraka S-granita (tabela 13) i 9 uzoraka psunjskih I-granita (tabela 14).



Sl. 25. Grafički prikaz varijacija izotopnog sastava kisika u stijenama svih kristalinih kompleksa slavonskih planina
1 semimetamorfni kompleks; 2 progresivnometamorfni kompleks; 3 migmatiti; 4 S-graniti; 5 I-graniti

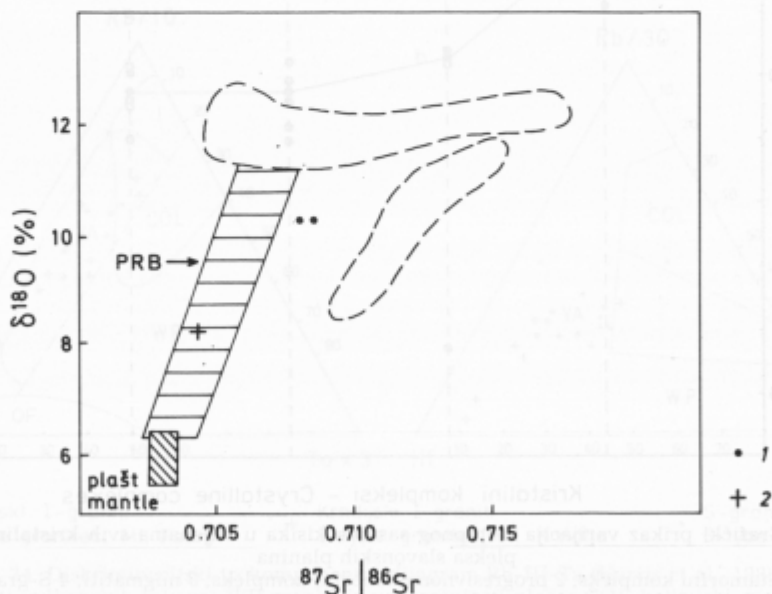
Fig. 25. Diagram showing variations of oxygen isotopic composition in rocks from all crystalline complexes of the Slavonian Mountains
1 semimetamorphic complex; 2 progressive metamorphic complex; 3 migmatites; 4 S-type granites; 5 I-type granites

Iz tih tabelarnih podataka, kao i priloženog dijagrama (sl. 25), mogu se pratiti promjene izotopnog sastava kisika za sve grupe slavonskih kristalinih stijena. Naravno, čito se lijepo uočava razlika između S-granita, kod kojih se vrijednost $\delta^{18}\text{O}$ kreće od +10,8 do +9,5‰ i I-granita, kod kojih su te vrijednosti osjetljivo niže i najčešće u rasponu od +8,4 do +7,4‰, a kod pratećih intermedijarnih stijena od +6,6 do +5,4‰.

Priloženi dijagram pokazuje da migmatitne stijene imaju praktički potpuno identičan raspon u varijaciji izotopnog sastava kisika kao i prostorno vezani S-graniti. Kod paragnajsova iz progresivnometamornog kompleksa te su vrijednosti više i variraju u rasponu od +11,7 do +10,1‰. Najviše vrijednosti $\delta^{18}\text{O}$ (+13,5 i +13,9‰) imaju škriljavi metapješčenjaci iz semimetamornog kompleksa.

Prema tome, navedeni podaci izotopnog sastava kisika jasno ilustriraju razlike između dvije genetske grupe I- i S-granita, kao i postupnost promjena iz progresivno-metamornog kompleksa u migmatitni kompleks. Interesantno je istaći da je izotopni sastav kisika praktički isti i u uvjetima migmatitne mobilizacije i anatektnog taljenja.

U okviru određivanja izotopno-geoloških starosti kristalinih stijena slavonskih planina Rb-Sr metodom dobio se je za granitoidne stijene i primaran odnos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ koji je vrlo značajan za razmatranje problematike porijekla granitnih magmi (Pamić et al., 1988). Tako je Sr-evolucijski dijagram za tri I-granitoidne stijene iz kamenoloma Rogoljice, s Psunja pokazao da je primaran odnos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7040$ što dokazuje plaštno porijeklo magmi, uz mogućnost slabije kontaminacije u kristalnim uvjetima. S druge strane, Sr-evolucijski dijagrami dali su da je taj isti odnos za tri S-granitoidne stijene iz naftnih bušotina (Bokšić-17, Tovarnik -2 i Đeletovci-3) = 0,7075,



Sl. 26. Grafički prikaz odnosa $\delta^{18}\text{O} : ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ u hercinskim S-granitima (1) i I-granitima (2) slavonskih planina prema Sheppardu (1986)

Fig. 26. $\delta^{18}\text{O}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram for Hercynian S-type (1) and I-type (2) granites of the Slavonian Mountains, according Sheppard (1986)

a za četiri granitoidne stijene s površine (okolica Zailja, Zvečeva, Rajševca i Koreničana) = 0,7063. Ova dva posljednja numerička podatka dokazuju da se radi o S-granitima (Valley, 1986) nastalim u višim dijelovima kore.

Slika 26 prikazuje dvokomponentni dijagram na kojem su naneseni kisikov i stroncijumov izotopni sastav. On je shematiziran po podacima Shepparda (1986) i na njemu su etalonski označena dva polja evropskih hercinskih S-granita, kao i polje granitnog batolita iz područja Peninsular Ranges (PRB) iz USA, izgrađenog od I-granita, koji je veoma dobro izotopno-geokemijski definiran. Na tom se dijagramu vidi da slavonski I-graniti leže u središnjim dijelovima PRB-polja, koje se izvodi iz plašnih taljevina, dok su izvan njega točke S-granita iz bušotina i s izdanaka.

DISKUSIJA

Hercinske kristaline stijene slavonskih planina ne nalaze se na svom primarnom mjestu nego su tektonski smještene u današnji strukturni plan Panonskog bazena u području Savsko-dravskog međuriječja. Slavonske planine: Psunj, Papuk i Krndija, koje su najvećim dijelom i izgrađene od tih kristalinih i podređenijih mezozojskih stijena, predstavljaju najveći horst koji razdvaja Savsku od Dravske potoline. Podaci iz dubokih naftnih bušotina (Pamić, 1986a) pokazuju da iste te hercinske kristaline stijene izgrađuju i najveći dio podloge Panonskog bazena Savsko-dravskog međuriječja, tako da je njihovo dubinsko rasprostiranje mnogo veće od površinskog. Na istok se one protežu sve do Tovarnika odakle povijaju u pravcu sjeveroistoka i nastavljaju se u području sjeverne Vojvodine (Čanović & Kemenci, 1988). Zapadnu granicu prema metamorfno-migmatitno-granitnom kompleksu Moslavine vjerojatno definira ilovski neotektonski aktivni, poprečni transkurentni rasjed približnog pružanja sjeveroistok-jugozapad, koji se proteže između Moslavačke gore i slavonskih planina. Južnu granicu prema alpskim granitno-metamornim stijenama zone Prosara-Motajica-Cer-Bukulja sjevernih Dinarida predisponira Savska potolina. Bušotinski podaci iz šireg područja Beničanaca i Osijeka pokazuju da hercinske granitno-metamorfne stijene sežu sve do Drave odakle se u podlozi Panonskog bazena nastavljaju na sjever u Mađarsku.

Kristaline stijene slavonskih planina i okolne podloge Panonskog bazena mogu se po svojim osnovim geološko-petrološkim obilježjima korelirati s kristalnim stijenama Mečeka, u južnim dijelovima Mađarske. U tom se području javlja petrološki identični granitno-metamorni kompleks (Jantsky, 1978) koji je, skladno najnovijim i revidiranim radiometrijskim podacima (Buda, 1987), također hercinske starosti. Petrološki identične metamorfno-granitne stijene protežu se i u sjevernom rubnom dijelu Panonskog bazena u području Karpata, a njihova hercinska starost dokazana je bogatom radiometrijskom faktografijom (Cambel & Vilinović, 1987).

Izdizanje hercinskog metamorfno-migmatitno-granitnog kompleksa, odnosno horsta slavonskih planina rezultat je uglavnom radialnih tektonskih pokreta. Izdizanje je započelo u donjem miocenu, s tim da je do Ponta došlo do ponovnog zaplavljanja, tako da se glavno izdizanje tog horsta, s amplitudom od preko 1.000 m, odvijalo u pliocenu, a traje još i danas. Ovo je izdizanje tijesno vezano za neogensku evoluciju Panonskog bazena u kojoj su, prema najnovijim shvaćanjima (Royden et al., 1983), glavnu ulogu odigrali ekstenzijski procesi, odnosno kretanja uglavnom duž velikih horizontalnih rasjeda koji su nastali kao posljedica izdizanja

gornjeg plašta i istanjivanja dubljih dijelova kore. Pri tome su glavnu ulogu odigrali južni rubni rasjed Dravske potoline i sjeverni rubni rasjed Savske potoline jer su oni predisponirali izdizanje horsta slavonskih planina, koji je ispresijecan s nekoliko poprečnih transkurentnih rasjeda (Jamičić, 1988).

Metamorfno-migmatitno-granitni kompleks slavonskih planina je pri svom tektonskom smještavanju u znatnijoj mjeri tektonski oštećen. No i pored toga, on je u zapadnim i središnjim dijelovima Papuka sačuvao jasnu zonalnu građu. U njemu se ističu, u središnjim dijelovima papučke sinforme, plutoni S-granita koje obavija, sa sjeveroistočne i jugozapadne strane, kontinuirani pojas migmatita. Na taj se pojas, s postupnim prijelazom, nadovezuje pojas stijena progresivnometamornog kompleksa u čijim jače metamorfoziranim dijelovima dolaze najčešće manja tijela I-granita. Dakle, kristalini kompleks slavonskih planina se, u osnovi, svojom zonalnom unutrašnjom građom ne razlikuje od ostalih metamorfno-migmatitno-granitnih terena (Mehnert, 1968).

Unutar većih plutona S-granita dosta se često nailazi na veće ili manje zone migmatita, u pravilu u konformnom odnosu i, obrnuto, unutar migmatita se javljaju veća ili manja tijela S-granita, također uglavnom u konformnom odnosu što dokazuje njihovu međusobnu genetsku povezanost. S druge strane, progresivni karakter hercinskog regionalnometamorfnoziranog kompleksa i postupni prijelaz njihovih najjače metamorfoziranih dijelova u migmatite dokazuje njihovu međusobno tijesnu genetsku povezanost, kako je to već ranije utvrdio Raffaelli (1965) za područje Ravne gore.

Granitno-migmatitno-metamorfni kompleks slavonskih planina i okolne podloge Panonskog bazena nastao je kao rezultat približno istovremenih magmatskih i metamorfni procesa. Radiometrijski podaci, i pored manje neusaglašenosti, ipak jasno pokazuju da se glavna faza metamorfizma odigrala za vrijeme hercinske orogeneze kada je, u termodinamskim uvjetima niskog i srednjeg metamorfizma (grinšistni i amfibolitni facijes), pri umjerenom tlaku formiran, progresivnometamorfni kompleks.

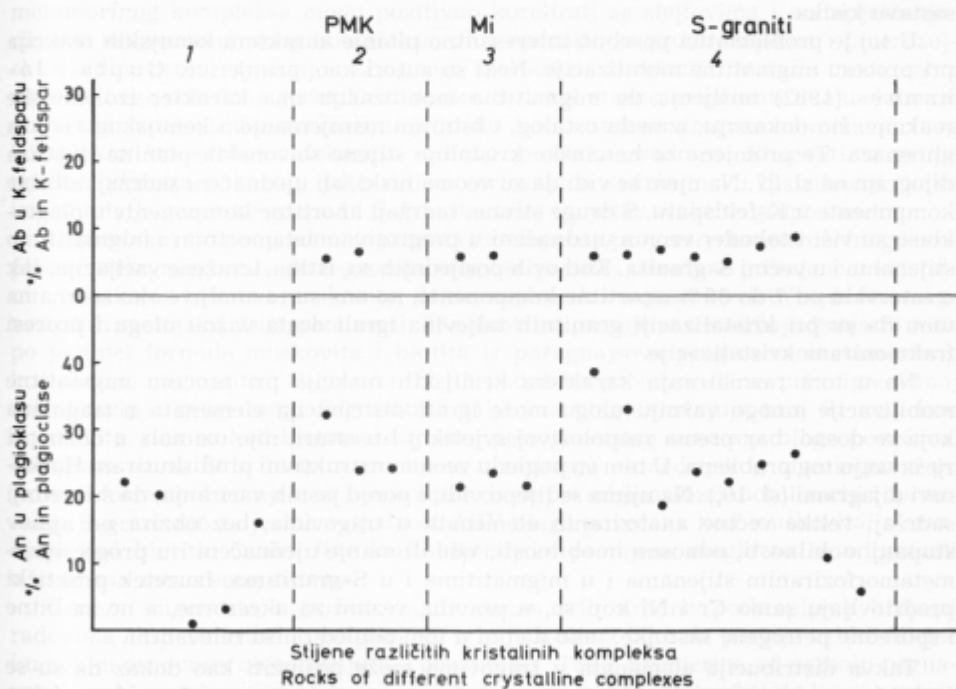
Progresivan karakter regionalnog metamorfizma se ogleda u zonalnom rasporedu kritičnih minerala unutar cjelokupnog kompleksa, kako na površini, tako i u podlozi Panonskog bazena. Radi se o barovijenskoj facijelnoj seriji (Miyashiro, 1961), koja u osnovi ima monometamorfni karakter, s tim da se u pojedinim područjima disten i andaluzit lateralno izmjenjuju u škriljalcima najvišeg stupnja metamorfizma. Ovo se može objasniti lokalno povećanim magmatsko-konvekcijskim tokovima (England & Thompson, 1984) kao rezultat granitnog plutonizma koji je dao I-granite.

Postanak migmatita i S-granita slavonskih planina i okolne podloge Panonskog bazena prostorno se i vremenski nadovezuje na navedene procese regionalnog metamorfizma. Bogata dokumentacija eksperimentalne petrologije, dobivena na umjetnim i prirodnim materijalima, dokazuje da vodom nezasićene granitne taljevine mogu nastati procesima ultrametamorfizma, dakle, kao nastavak procesa regionalnog metamorfizma (Mehnert, 1968; Wyllie, 1977; i drugi). Po tome se može zaključiti da je unutar metamorfno kompleksa slavonskih planina došlo, nakon kulminacije regionalnog metamorfizma u P-T uvjetima amfibolitnog facijesa, u područjima s povećanim geotermijskim gradijentima, do parcijalnog taljenja metapelite i metapsamita amfibolitnog facijesa, odnosno do njihove migmatitne mobilizacije.

Dakle, progresivnometamorfne stijene, migmatiti i S-graniti slavonskih planina i okolne podloge Panonskog bazena predstavljaju, promatrano u cjelini, jedinstveni

geološko-petrološki kompleks, genetski međusobno povezan, koji je nastao kao rezultat regionalnog metamorfizma, migmatitizacije i najvećim dijelom granitnog plutonizma za vrijeme glavne deformacijske faze hercinskog orogenetskog ciklusa.

Na ovaj dokumentirani zaključak nameće se pitanje protolita, odnosno ishodišnih stijena iz kojih su nastale progresivnometamorfne stijene, migmatiti i S-graniti. Raniji istraživači: Tajder (1957 i 1970), Raffaelli (1965) pa i Vragović (1956) iznijeli su mišljenje da se hercinski progresivnometamorfni i migmatitno-granitni kompleksi razvijaju iz semimetamorfog (radlovačkog) kompleksa kojem su oni, na osnovi tada jedinih paleontoloških odredbi graptolita (Poljak, 1952), pripisivali predhercinsku (silursku) starost. Rezultati ove studije pokazuju da je semimetamorfni (radlovački) kompleks metamorfoziran u uvjetima vrlo niskog metamorfizma (anhimetamorfna zona) i pri najnižem mogućem stupnju niskog (grinšistnog) metamorfizma, tako da je on, u stvari, petrogenetski komplementaran okolnom progresivnometamorfnom kompleksu što bi išlo u prilog navedenom shvaćanju. No tome protivrječi nalazak vestfalske mikroflore u središnjim dijelovima semimetamorfog (radlovačkog) kompleksa. S druge strane, Jamičić (1983 i 1988) smatra da stijene semimetamorfog (radlovačkog) kompleksa leže u tektonsko-erozijskom odnosu



Sl. 27. Varijacije u modalnom sastavu feldspata u stijenama kristalinih kompleksa slavonskih planina; samo za kompleks 1 je prikazan normativni sastav plagioklasa

1 semimetamorfni kompleks; 2 progresivnometamorfni kompleks; 3 migmatiti; 4 S-graniti

Fig. 27. Variations in feldspar compositions (modes) in rocks of the Slavonian crystalline complexes; normative plagioclase composition is presented only for the complex 1

1 semimetamorphic complex; 2 progressive metamorphic complex; 3 migmatites; 4 S-type granites

prema progresivnometamorfnom i migmatitno-granitnom kompleksu te su, na taj način, mlađe od njih.

Dakle, radi se o vrlo važnom geološko-petrološkom problemu koji se ne može jednoznačno riješiti na razini danas raspoložive faktografije. Činjenica je da je semimetamorfni (radlovački) kompleks izgrađen od niskometamorfoziranih psamitno-pelitnih stijena koje, prema podacima eksperimentalne petrologije (Mehner, 1968), mogu dati visokometamorfne škriljavce, migmatite i kristalne granitne taljevine. I amfibolitne stijene progresivnometamornog kompleksa mogle bi se logično derivirati iz metabazita semimetamornog (radlovačkog) kompleksa. No to, samo za sebe, ne predstavlja pouzdan dokaz da su se stijene progresivnometamornog i migmatitno-granitnog kompleksa slavonskih planina i okolne podloge Panonskog bazena zaista i razvile iz prostorno tijesno povezanih stijena semimetamornog (radlovačkog) kompleksa. Rješenje tog problema najviše otežava činjenica što semimetamorfni (radlovački) kompleks nije još u cjelini stratigrafski definiran.

Međusobno tijesnu genetsku povezanost progresivnometamornog i migmatitno-granitnog kompleksa dokazuju ne samo terenski podaci nego i bogata i raznovrsna laboratorijska dokumentacija: podaci radiometrijskih određivanja starosti, distribucije makroelemenata i mikroelemenata, a naročito postupne promjene u izotopnom sastavu kisika.

U toj je problematici posebno interesantno pitanje karaktera kemijskih reakcija pri procesu migmatitne mobilizacije. Neki su autori kao, primjerice, Gupta i Johannes (1982) mišljenja da migmatitna mobilizacija ima karakter izokemijske reakcije, što dokazuju, između ostalog, i bitnijim nemijenjanjem kemijskog sastava glinenaca. Te promjene za hercinske kristaline stijene slavonskih planina ilustrira dijagram na sl. 27. Na njem se vidi da su veoma niski, ali ujednačeni sadržaji albitne komponente u K-feldspatu. S druge strane, sadržaji anortitne komponente u plagioklasu su viši i također veoma ujednačeni u progresivnometamornim i migmatitnim stijenama i u većini S-granita. Kod ovih posljednjih su, istina, izražene varijacije, čak u intervalu od 7 do 38 % anortitne komponente, no one su razumljive ako se ima na umu da su pri kristalizaciji granitnih taljevina igrali dosta važnu ulogu i procesi frakcionirane kristalizacije.

No u tom razmatranju karaktera kemijskih reakcija pri procesu migmatitne mobilizacije mnogo važniju ulogu može igrati distribucija elemenata u tragovima koja se dosad, bar prema raspoloživoj svjetskoj literaturi, nije uzimala u obzir pri rješavanju tog problema. U tom su pogledu veoma instruktivni prodiskutirani Harkerovi dijagrami (sl. 19.). Na njima se lijepo vidi, i pored jasnih variranja, da su srednji sadržaji velike većine analiziranih elemenata u tragovima, bez obzira na njihov stupanj mobilnosti, odnosno imobilnosti, više ili manje ujednačeni i u progresivnometamorfoziranim stijenama i u migmatitima i u S-granitima. Izuzetak praktički predstavljaju samo Cr i Ni koji su, u pravilu, vezani za akcesorne, a ne za bitne i sporedne petrogene sastojke, tako da oni u tom pogledu nisu relevantni.

Takva distribucija elemenata u tragovima može poslužiti kao dokaz da su se kemijske reakcije u sukcesiji: paragnajsovi progresivnometamornog kompleksa \rightarrow migmatit \rightarrow S-graniti mogle odigrati uglavnom u zatvorenom sistemu, s tim da je na višem stupnju migmatitizacije i pri generiranju S-granitnih taljevina, a naročito pri kasnijoj mikroklinizaciji, mogla biti prinošena izvjesna količina kalijuma, a i pratećih elemenata u tragovima.

Harkerovi dijagrami (sl. 19) pokazuju da se i srednji sadržaji velike većine elemenata u tragovima iz stijena semimetamornog kompleksa mogu također pozi-

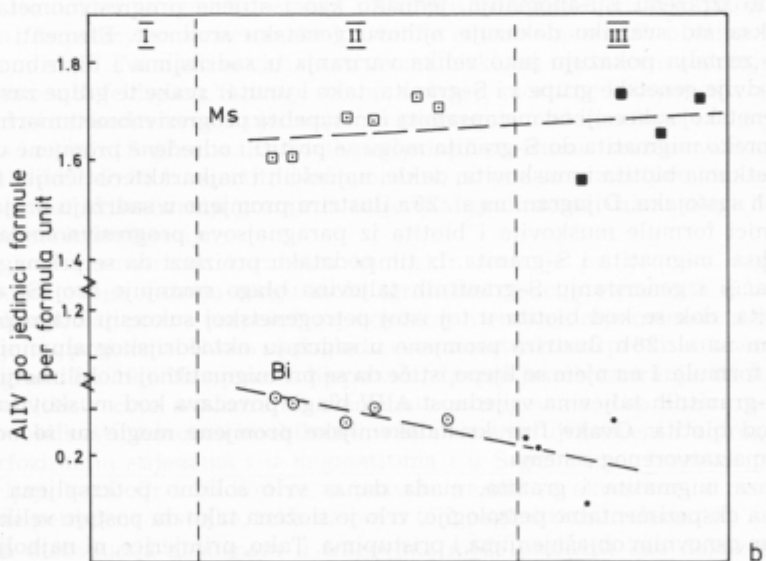
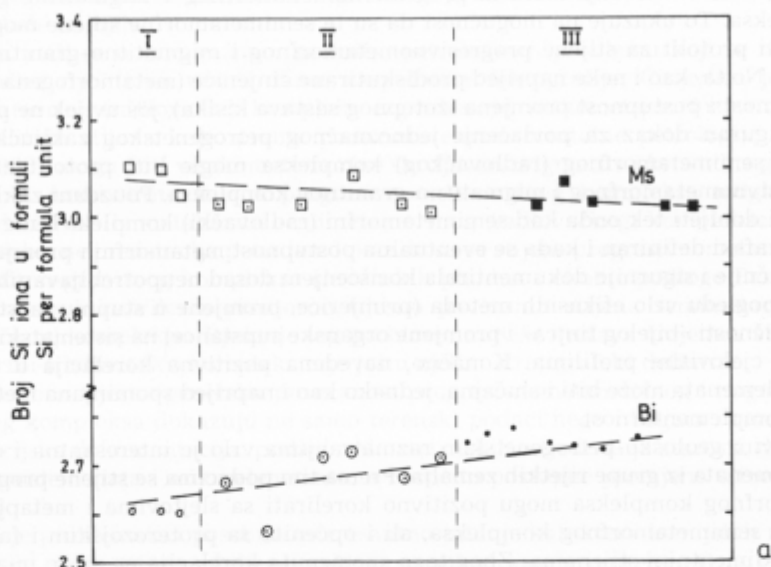
tivno korelirati sa stijenama iz progresivnometamornog i migmatitno-granitnog kompleksa. To ukazuje na mogućnost da su te semimetamorfne stijene mogle predstavljati protolit za stijene progresivnometamornog i migmatitno-granitnog kompleksa. No ta, kao i neke naprijed prodiskutirane činjenice (metamorfogena komplementarnost i postupnost promjena izotopnog sastava kisika), još uvijek ne predstavljaju siguran dokaz za povlačenje jednoznačnog petrogenetskog zaključka da su stijene semimetamornog (radlovačkog) kompleksa mogle biti protolit za stijene progresivnometamornog i migmatitno-granitnog kompleksa. Pouzdani zaključak će se moći donijeti tek onda kad semimetamorfni (radlovački) kompleks bude u cjelini stratigrafski definiran i kada se eventualna postupnost metamornih promjena bude višeznačnije i sigurnije dokumentirala korišćenjem dosad neupotrebljavanih, a inače u tom pogledu vrlo efikasnih metoda (primjerice, promjene u stupnju kristaliniteta i fengitičnosti »bijelog tinjca« i promjene organske supstance) na sistematski uzorkovanim, cjelovitim profilima. Konačno, navedena pozitivna korelacija u sadržaju mikroelemenata može biti i slučajna, jednako kao i naprijed spominjana metamorfogena komplementarnost.

U ovim geološko-petrogenetskim razmatranjima vrlo je interesantna i distribucija elemenata iz grupe rijetkih zemalja. Prema tim podacima se stijene progresivnometamornog kompleksa mogu pozitivno korelirati sa slejtovima i metapješčenjacima iz semimetamornog kompleksa, ali i općenito sa proterozojskim i fanerozojskim sedimentnim stijenama. Zbog toga spomenuta korelacija ne može imati, sama za sebe, neke određene genetske značajke. S druge strane, migmatiti imaju slabo do umjereno izraženu Eu-anomaliju, jednako kao i stijene progresivnometamornog kompleksa što svakako dokazuje njihovu genetsku srodnost. Elementi iz grupe rijetkih zemalja pokazuju jako velika variranja u sadržajima i distribuciji, kako između dvije genetske grupe I i S-granita, tako i unutar svake te grupe zasebno.

U genetskoj sukcesiji od metapsamita i metapelita progresivnometamornog kompleksa preko migmatita do S-granita mogu se pratiti i određene promjene u kristalnim rešetkama biotita i muskovita, dakle, najčešćih i najkarakterističnijih feromagnezijskih sastojaka. Dijagram na sl. 28a ilustrira promjene u sadržaju broja Si iona po jedinici formule muskovita i biotita iz paragnajsova progresivnometamornog kompleksa, migmatita i S-granita. Iz tih podataka proizlazi da se pri migmatitnoj mobilizaciji i generiranju S-granitnih taljevina blago smanjuje broj Si iona kod muskovita, dok se kod biotita u toj istoj petrogenetskoj sukcesiji blago povećava. Dijagram na sl. 28b ilustrira promjene u sadržaju oktaedrijskog aluminijuma po jedinici formule. I na njem se lijepo ističe da se pri migmatitnoj mobilizaciji i formiranju S-granitnih taljevina vrijednost AlIV blago povećava kod muskovita, a smanjuje kod biotita. Ovakve fine kristalokemijske promjene mogle su se odigravati u uvjetima zatvorenog sistema.

Geneza migmatita i granita, mada danas vrlo solidno potkrepljena brojnim radovima eksperimentalne petrologije, vrlo je složena tako da postoje velike dileme i u nekim osnovnim objašnjenjima i pristupima. Tako, primjerice, ni najbolji poznavoci problematike migmatita još uvijek ne mogu pouzdano tvrditi da li oni nastaju parcijalnim taljenjem i/ili mobilizacijom, odnosno metamornim procesima u čvrstom stanju (Mehnert & Büsch, 1982; Johannes, 1983; i drugi).

Postanak kristalnih granitnih taljevina zavisi od brojnih faktora od kojih je naročito kritičan sadržaj vode (Wyllie, 1977; Hyndman, 1981; i drugi). Danas se općenito smatra da voda, koja pospješuje parcijalno taljenje metapsamita i metapelita, potječe uglavnom od dehidriranja biotita, što je sasvim primjenljivo za slavonske



Sl. 28. Količine Si-iona (a) i AlIV-iona (b) po jedinici formule muskovita i biotita

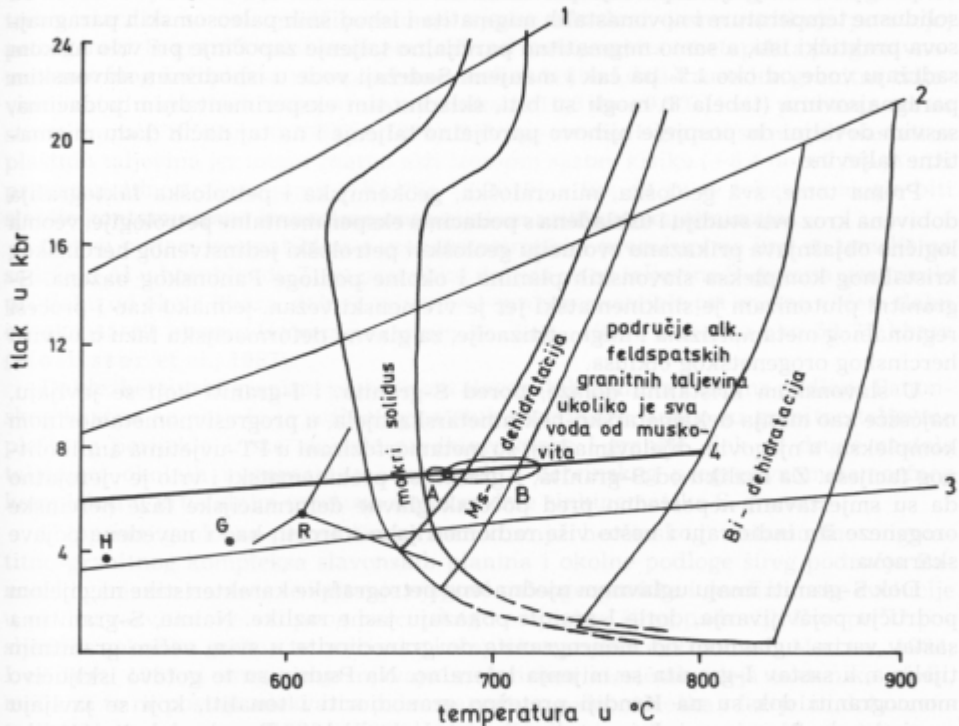
I progresivnometamorfnii kompleks; *II* migmatiti; *III* S-graniti;

Fig. 28. Proportions of Si (a) and AlIV (b) per formula unit in muscovite and biotite

I progressive metamorphic complex; *II* migmatites; *III* S-type granites

S-granite jer je u ishodišnim paragnajsovima i tinjčevim škriljajcima biotit, doduše gotovo redovito muskovitiziran, često jedini bitni femski sastojak.

Iz toga proizlazi logičan zaključak da su taljevine hercinskih S-granita slavonskih planina i okolne podloge Panonskog bazena mogle nastati između definiranih polja dehidratacije biotita i muskovita u pravcu trojne točke andaluzit-silimanit-disten (sl. 29). Barovijenska mineralna parageneza okolnog progresivnometamorfnog kompleksa, koja nastaje pri umjerenom tlaku, upućuje na zaključak da su se i kasniji procesi taljenja metapsamita i metapelita odigravali pri tlaku od oko 6 kbara, odnosno na dubini od oko 20 km (Winkler, 1974) što potvrđuje i naprijed prodisku-



Sl. 29. Shematizirani prikaz progresivnog metamorfizma i parcijalnog taljenja, pretežno po podacima Hyndmana (1981)

Geotermijski gradijenti: 1 za kontinentalne štitove; 2 mlada kontinentalna područja; 3 područje Japana; 4 mogući tok progresivnog metamorfizma i parcijalnog taljenja

Prema podacima upotrebljenih geotermometara: A – područje migmatitizacije; B – područje generiranja taljevina S-granita

Trojna točka andaluzit–silimanit–disten po podacima: H – Holdaway (1971); G – Green (1976); R – Richardson et al., (1969)

Fig. 29. Schematic graphic presentation of progressive metamorphism and partial melting, mainly according to Hyndman (1981)

Geothermal gradients: 1 continental shields; 2 young continental areas; 3 the area of Japan; 4 possible trend of progressive metamorphism and partial melting

Based on data of the used geothermometres: A – the range of migmatitization; B – the range of generation of S-type granite melts

Triple junction of andalusite–sillimanite–kyanite is based on data: H – Holdaway (1971); G – Green (1976) and R – Richardson et al., (1969)

tirani hornblendin geobarometer (Hamarstrom & Zen, 1986; Hollister et al., 1987). Pri tom tlaku se migmatitna mobilizacija, skladno naprijed prodiskutiranom Huangovom (1985) geotermometru, mogla odigravati pri temperaturi od oko 670–680°C, a generiranje S-granitnih taljevina u rasponu od 675 do 720°C.

Ovaj je genetski zaključak kompatibilan i s raspoloživim podacima eksperimentalne petrologije za migmatitne stijene. Već ranije objavljeni rezultati (Platten, 1965; Winkler & Breitbart, 1978; i drugi) dokazuju da sadržaj vode predstavlja također kritičan faktor i pri postanku migmatitnih taljevina iz pelitno-psamitnih stijena. U novije je vrijeme Johannes (1983) ponavljao te eksperimente i pokazao da parcijalno taljenje započinje pri tlaku od 5 kbara na cca 650°C. Pri tome su solidusne temperature i novonastalih migmatita i ishodišnih paleosomskih paragnajsova praktički isti, a samo migmatitno parcijalno taljenje započinje pri vrlo niskom sadržaju vode od oko 1% pa čak i manjem. Sadržaji vode u ishodišnim slavonskim paragnajsovima (tabela 8) mogli su biti, skladno tim eksperimentalnim podacima, sasvim dovoljni da pospješe njihovo parcijalno taljenje i na taj način dadu migmatitne taljevine.

Prema tome, sva geološka, mineraloška, geokemijska i petrološka faktografija dobivena kroz ovu studiju i usklađena s podacima eksperimentalne petrologije, veoma logično objašnjava prikazanu evoluciju geološki i petrološki jedinstvenog hercinskog kristalinog kompleksa slavonskih planina i okolne podloge Panonskog bazena. S-granitni plutonizam je sinkinematski jer je vremenski vezan, jednako kao i procesi regionalnog metamorfizma i migmatitizacije, za glavnu deformacijsku fazu u okviru hercinskog orogenetskog ciklusa.

U slavonskom kristalinu dolaze, pored S-granita, i I-graniti koji se javljaju, najčešće kao manja dekametersko-hektameterska tijela, u progresivnometamorfnom kompleksu, u njegovim dijelovima koji su metamorfozirani u PT-uvjetima amfibolitnog facijesa. Za razliku od S-granita, I-graniti su prekinematski i vrlo je vjerojatno da su smješteni neposredno pred početak glavne deformacijske faze hercinske orogeneze što indiciraju i nešto više radiometrijske starosti, kao i navedene pojave skarnova.

Dok S-graniti imaju uglavnom ujednačene petrografske karakteristike na cijelom području pojavljivanja, dotle I-graniti pokazuju jasne razlike. Naime, S-granitima sastav varira uglavnom od monocgranita do granodiorita u svim većim granitnim tijelima, a sastav I-granita se mijenja lateralno. Na Psunju su to gotovo isključivo monocgraniti dok su na Krndiji pretežno granodioriti i tonaliti, koji se javljaju sasvim podređeno i na južnim padinama istočnih dijelova Papuka (okolica Velike i Kaptola). Granica između ove dvije petrografske subprovincije bila bi negdje u središnjim dijelovima Papuka.

Navedena prostorna variranja u petrografiji I-granita uvjetovana su uglavnom prisustvom, odnosno odsustvom mikroklima. Naime, psunjski I-granitoidi su prvotno predstavljali granodiorite koji su naknadno, postkonsolidacijski mikroklinizirani. U krndijskim I-granitima, odnosno granodiorit-tonalitima nema uopće mikroklima, što je na prvi pogled dosta teško objasniti.

Kao što se je naprijed detaljno pokazalo, mikroclin je naročito čest sastojak u prostorno mnogo zastupljenijim migmatitima višeg stupnja migmatitizacije i u S-granitima. Vrlo je vjerojatno da je kalijum pri tim procesima mogao biti i djelomice privođen i to uglavnom za vrijeme glavnog deformacijskog akta, tako da je onda i sama mikroklinizacija bila kasnomagmatska za S-granite. No budući da su I-graniti prekinematski, to je taj isti proces mikroklinizacije za njih postmagmatski (postkon-

solidacijski), a i postkinematski kako to jasno dokazuju prikazani mikrostrukturni i mikrotekturni odnosi.

Odsustvo mikrokлина u krndijskim I-granitima dokazuje da K-metasomatoza, odnosno mikroklinizacija nije zahvaćala, bar ne jednakim intezitetom, cjelokupni hercinski kristalini kompleks. Ukoliko prihvatimo mišljenje da se privođenje kalijuma odvijalo samo pri višem stupnju migmatitizacije i anatekličnom taljenju, onda je odsustvo mikrokлина u krndijskim I-granitima i sasvim logično jer u pozadini progresivnometamornog kompleksa na Krndiji, za razliku od Papuka, nema migmatita i S-granita (sl. 1).

Pored brojnih naprijed navedenih razlika između slavonskih S-granita i I-granita, treba istaći da se oni, mada prostorno tijesno udruženi, jasno razlikuju po svojoj petrogenezi. S-graniti vuku svoje porijeklo od metapsamita i metapelita progresivnometamornog kompleksa iz neposredne okolice koji su dali krustalne granitne taljevine i zato imaju visok izotopni sastav kisika (+10,8 do +9,5%) i viši primaran odnos stroncijuma ($^{87}\text{Sr}:^{86}\text{Sr} = 0,7063$ i $0,7075$). S druge strane, I-graniti su morali nastati iz plaštnih taljevina jer imaju znatno niži izotopni sastav kisika (+8,4 do +7,5%) i niži primaran odnos stroncijuma ($^{87}\text{Sr}:^{86}\text{Sr} = 0,7040$), s tim da su te taljevine mogle biti slabije kontaminirane krustalnim materijalom prilikom smještavanja.

Ovi su podaci kompatibilni s geobarometrijskim proračunima koji se temelje na sadržaju Al u hornblendi. Ti su proračuni dali da su se taljevine S-granita generirale pri tlaku od oko 6 kbara, dok su taljevine I-granita nastajale pri znatno većem tlaku od oko 45-67 kbara (Hammarstrom & Zen, 1986), odnosno oko 50-75 kbara (Hollister et al., 1987).

Dakle, hercinski granitni plutonizam slavonskih planina i okolne podloge Panonskog bazena ne potječe iz istih magmatskih rezervoara. Jedne su granitne taljevine plaštnog porijekla i one su dale predkinematske I-granite, dok su druge nastale taljenjem okolnih metapsamita i metapelita hercinskog progresivnometamornog kompleksa u krustalnim uvjetima i one su dale sinkinematske S-granite.

U općem geološko-petrološkom razmatranju hercinskog metamorfno-migmatitno-granitnog kompleksa slavonskih planina i okolne podloge šireg područja Panonskog bazena nameće se i pitanje njegove paleogeografske i geodinamske evolucije u okviru razvitka cjelokupnog hercinskog kompleksa šireg područja Evrope. U posljednjih nekoliko godina te hercinske komplekse stijena neki autori (Matte, 1986; Leeder, 1987; i drugi) objašnjavaju u okvirima klasičnih ideja tektonike ploča, mada za to ne postoji adekvatna paleomagnetna, paleontološka i facijelna dokumentacija. Neugebauer (1988 i 1989) daje geodinamski moderan, no nešto modificiran, tzv. »Iapetus« model po kojem i kaledonide i hercinide izvodi iz jedinstvenog orogenetskog megaciklusa, odnosno jedinstvenog Iapetuskog oceana koji je razdvajao kontinentalne mase Gondvane i Laurisije. Nakon formiranja kaledonskog kompleksa od Iapetuskog oceana zaostaje tzv. »Variscijsko more« (dakle, ne ocean) koje se sastojalo od hrbtova i bazena, s tankom kontinentalnom korom u podlozi, uz moguće prisustvo manjih fragmenata oceanske kore. Do kompresije i konsolidacije sedimenata, odnosno nestanka Iapetuskog oceana dolazi u karbonu usljed subdukcije i daljnje konvergencije kontinentalnih blokova, odnosno kretanja Gondvane u pravcu sjeverozapada. Nakon formiranja hercinida odigrava se snažna zapadna rotacija Gondvane koja dovodi do razdvajanja, odnosno do formiranja jadranske mikroplöče.

Mada predhercinski protolit slavonskog kristalina zasad nije pouzdano definiran, ipak je sasvim sigurno da hercinski progresivnometamorfni kompleks s migmatitima

i S-granitima vuče svoje porijeklo iz primarnih psamitno-pelitnih sedimenata koji su se mogli taložiti u nekom prikontinentalnom okolišu, odnosno u uvjetima hrbtova i bazena unutar pretpostavljenog Iapetuskog mora. Simultano s klastičnom sedimentacijom odigravala se vrlo jaka magmatska aktivnost koja je dala bazaltoidne stijenedijabaze i gabre. Geokemijski se ti baziti mogu pozitivno korelirati s recentnim oceanskim toleitima, kako to indiciraju ortoamfibolitne stijene iz progresivnometa-morfno kompleksa. U ovom posljednjem dolaze, doduše znatno podređenije od amfibolita, i manja tijela serpentiniziranih ultramafita koja su, bar prema raspoloživim radiometrijskim podacima (Pamić, 1988a), morala biti smještena kao fragmenti oceanske kore prije glavnog hercinskog kinematskog događaja. Dakle, dijabaze i gabre (sada su to ortoamfiboliti) toleitnog karaktera, zajedno sa serpentiniziranim tektonitskim ultramafitima, možemo shvatiti kao »ofiolitno trojstvo« (u smislu Steinmanna), odnosno kao ofiolitni kompleks. U ovakvu se interpretaciju uklapaju i naprijed detaljno prodiskutirani geokemijski podaci o distribuciji makroelemenata i nekih imobilnih mikroelemenata po kojima se hercinski granitni magmatizam slavonskih planina i okolne podloge Panonskog bazena mogao odigravati u geotektonskom režimu koji se može pozitivno korelirati sa strukturama recentnih otočnih (magmaških) lukova, odnosno subdukcijskih i kolizijskih zona. Ova se interpretacija ne treba shvatiti kao dokazivanje valjanosti i neke univerzalne upotrebljivosti modernih ideja o tektonici ploča, već više kao dokumentacija jednog novog, mogućeg pristupa u razmatranju naših hercinskih kristalinih kompleksa. Taj pristup pokazuje da se geodinamska evolucija hercinskog kristalinskog kompleksa slavonskih planina i okolne podloge Panonskog bazena može promatrati šire u okviru globalnog paleogeografskog i geodinamskog razvoja cjelokupnog hercinskog kompleksa Evrope pa i šire.

Hercynian Granites and Metamorphic Rocks from The Mts. Papuk, Psunj, Krndija, and The Surrounding Basement of The Pannonian Basin in Slavonija (Northern Croatia, Yugoslavia)

INTRODUCTION

Hercynian granitoids, migmatites, and metamorphic rocks make up most of the Slavonian Mountains: Psunj, Papuk, and Krndija (Fig. 1) and they are penetrated by numerous oil wells in the surrounding basement of the Pannonian Basin (Fig. 2). Numerous papers have been published on crystalline rocks from different parts of these mountains. Kišpačić (1891, 1892, 1910 and 1910a) gave the first petrographic data and identified chloritoid, garnet, staurolite, sillimanite, and kyanite in the metamorphic rocks. Koch (1908, 1919 and 1924) and Poljak (1912, 1934, 1939 and 1952) mapped this area and reported the first geological information.

Raffaelli (1965) studied a Barrovian-type metamorphic sequence from the southwestern parts of Papuk Mt. in which he found distinct zonation: chlorite→biotite→garnet→staurolite→sillimanite. Most recently, Pamić et al., (1988) also found andalusite in this sequence. Vragović (1965) described in detail varieties of migmatites and granites from the central parts of Papuk Mt. Marci (1973) studied granitoids from Psunj Mt. which are also associated with intermediate,

basic, and even ultramafic rocks (Pamić et al., 1984, 1984a and 1988a). Pamić (1986 and 1986a) made the distinction between I-type and S-type granitoids from the Slavonian Mountains and studied crystalline rocks from the surrounding basement of the Pannonian Basin.

Deleon (1969) gave the first Sr model ages for migmatites from Mt. Papuk and these indicated a Hercynian age. Most recently, Pamić et al., (1988) published about 40 K-Ar and Rb-Sr ages on different crystalline rocks from Mts. Papuk, Krndija, and Psunj and the surrounding basement of the Pannonian Basin.

Jamičić (1983 and 1988) and coworkers made a modern geological map of the Slavonian Mountains. Based on structural analysis, he suggested that the progressively metamorphosed complex belongs to the Baikalian orogeny, migmatites with anatectic granites belong to the Caledonian orogeny, and semimetamorphic rocks belong to the Hercynian orogeny.

The aim of this paper is to present mineralogy, geochemistry, and petrology of Hercynian metamorphic rocks, migmatites, S-type granitoids, and I-type granitoids for the entire Slavonian Mountains including the surrounding basement of the Pannonian Basin. The study is based on field data and analytical results obtained by different laboratory techniques: petrographic microscopy, major and trace elements analyses including REE, radiometric age determinations, and stable isotope determinations. The samples for detailed laboratory analyses were selected on the basis of microscopic determinations of about 3.100 thin sections. Most of the analytical work was carried out in laboratories of the US Geological Survey, Menlo Park and Institute of Geology, Zagreb. Most of microprobe analyses was performed by J. Desmons, Nancy.

This research was financially supported by INA – Naftaplin, Zagreb and Yugoslav-American cooperation project (the contract JFP 603).

BASIC GEOLOGICAL DATA

Five main groups of crystalline rocks can be separated in the Slavonian Mountains and the surrounding basement of the Pannonian Basin: 1 the weakly metamorphosed (semimetamorphic) complex; 2 the progressively metamorphosed complex; 3 migmatites; 4 S-type granites, and 5 I-type granites (Figs. 1 and 2).

Stratigraphy

The semimetamorphic complex in the central parts of Mts. Psunj and Papuk (Fig. 1) consists mostly of slates and schistose metasandstones with subordinate phyllites, quartzites, and schistose metaconglomerates. The lower and middle parts of the complex are intruded by sills of metadiabase and ophitic metagabbro up to 100 m thick.

Stratigraphy of the semimetamorphic complex has not yet been reliably determined. Poljak (1952) described Silurian graptolites, but this identification was subsequently questioned and these were determined to be »flood casts« (Brkić & Šikić, 1975). Simultaneously Brkić et al., (1974) found Westphalian microflora and based on these data and field relations, Jamičić (1983 and 1988) concluded that the semimetamorphic complex contain rocks ranging from Upper Devonian to Upper

Permian in age. K-Ar measurements, on a clinopyroxene monomineralic concentrate from an ophitic metagabbro, which intrudes the semimetamorphic rocks, gave an age of 318.16 Ma (Pamić et al., 1988). Similar semimetamorphic complexes in some Paleozoic terrains of the Alpine-Mediterranean belt, for example in the Carpathians, are commonly older than the associated Hercynian higher-grade metamorphic complexes and granitoids (Flügel et al., 1987).

The *progressively metamorphosed complex* is made up mostly of paragneisses and mica schists interlayered commonly with amphibolites and rarely with marbles. The lower-grade parts of the complex consist mainly of varieties of greenschist, phyllite, and quartz-muscovite schist. These are the most widespread crystalline rocks both on the surface and in the surrounding basement of the Pannonian Basin (Figs. 1 and 2, Table 1).

K-Ar ages obtained mostly on hornblende monomineralic concentrates from amphibolites, gave three groups of ages. Most of the ages fall between 352.6 and 376.4 Ma whereas Rb-Sr measurements gave an isochron age of 317 Ma. A second group of samples gave ages between 262.3 and 219.7 Ma; these probably are reset ages caused by loss of radiogenic Ar by subsequent heating. The third group of amphibolites (4 samples) gave K-Ar ages between 421.7 and 658.0 Ma.

Migmatites and S-type granites can be traced along strike for about 40 km (Fig. 1) and are found in numerous oil wells (Fig. 2 and Table 1). The S-type granites make up the large Ravna Gora-Pakra pluton (100 km²) and two smaller plutons: Šandrovac (40 km²) and Zvečevo (20 km²); foliation in the surrounding migmatites is conformable with the boundaries of plutons. There are also numerous small S-type granite veins interlayered with or intruding migmatites. Relations of S-type granites, diorites, migmatites, and rocks of the progressively metamorphosed complex are presented in Fig. 3.

Radiometric age measurements were carried out on about 20 samples of various migmatites, granitoids and pegmatites. K-Ar determinations on muscovite, biotite, and hornblende monomineralic concentrates gave ages ranging from 272 and 336 Ma, but most are between 324 and 336 Ma. Rb-Sr measurements on 4 whole-rock samples of granitoids from outcrops gave an isochron age of 314 Ma. A Sr-evolution diagram on 4 whole-rock samples of migmatites and S-type granitoids from oil wells gave an isochron age of 317 Ma (Pamić et al., 1988).

Consequently, all radiometric data indicate that migmatites and S-type granites were generated during the Hercynian orogeny.

I-type granites occur in amphibolite facies schists of the progressively metamorphosed complex, commonly in the form of small sills up to 100–200 m thick. The largest granitic body at Omanovac is a stock which covers a surface area of about 30 km² but extends further to the west in the basement of Neogene sediments of the Pannonian Basin (Fig. 1). In I-type granite bodies occur also intermediate and basic igneous rocks. Several ultramafic bodies, up to 1.300 m long, are conformable to foliation in progressively metamorphosed rocks as well. The ultramafic rocks must have intruded the progressively metamorphosed complex before the main Hercynian deformational event (Pamić, 1988a).

Radiometric determinations carried out on granitoids gave two groups of ages. K-Ar measurements on hornblende, biotite, and muscovite monomineralic concentrates gave ages ranging from 338.9 to 321.5 Ma. Sr-evolution diagram obtained on whole-rock samples gave an isochron age of 314 Ma. A second group of granitoids gave K-Ar mineral ages between 223.3 and 93.5 Ma. The samples with the younger ages are

from the southwesternmost part of Mt. Psunj which is not far from the River Sava along which the Alpine magmatic arc was presumed to exist (Pamić, 1987a). Therefore these younger ages probably indicate reset Hercynian ages due to Ar loss caused by the presence of Alpine granite plutonism.

Contact metamorphosed calc-silicate rocks are found only in the area of Kišeljvac on the southern slopes of Mt. Papuk (Fig. 2). The rocks make up a zone 70–80 m wide which is developed between an I-type granite body and adjacent marbles.

Basic Tectonic Data

The Hercynian crystalline complex of the Slavonian Mountains is located in the southern part of the Pannonian Basin within the Prealpine structural unit (Herak et al., 1990). Different opinions on the geotectonic setting of this part of the Pannonian Basin are presented elsewhere (Pamić, 1986).

The crystalline complex of the Slavonian Mountains was tectonically emplaced in the Pannonian Basin. Uplift of the complex is related to Tertiary evolution of the Pannonian Basin (Royden et al., 1983) and began before deposition of Badenian sediments. But the main phase of the uplift, with amplitude larger than 1.000 m, took place during the Pliocene and Quaternary. The southern marginal fault of the Drava Depression and the northern marginal fault of the Sava Depression must have played important roles in the tectonic emplacement of crystalline rocks of the Slavonian Mountains.

The crystalline complex was tectonically disturbed during and after its emplacement but nevertheless it has partly preserved its regular zoned pattern (Fig. 1). Granitic plutons, located in the central parts of Papuk Mt., are symmetrically enveloped both from the northeastern and southwestern sides by zones of migmatites which, in turn, grade into two zones of progressively metamorphosed rocks.

Rocks of the progressively metamorphosed complex are isoclinally folded but with distinct differences in fold vergence, which is directed toward the north and northeast in the southern progressively metamorphosed zone and toward the south and southeast in the northern zone (Jamičić, 1988). Consequently, granite masses of the central part of Papuk Mt. (Fig. 4) make up the central parts of a large syncline whose southwestern flank is better preserved than the northeastern one. The syncline shows a regularity in the degree of progressive metamorphism and prograde migmatitization which gradually increase in the northern direction in the southern flank and toward the south in the northern flank as illustrated by local columnar sections in Fig. 6.

Deformation, Metamorphism, and Magmatism

Based only on data from structural analysis, Jamičić (1983 and 1988) separated six deformational phases in the Slavonian Mountains; the crystalline complexes were affected by the oldest three phases. He believed that the semimetamorphic complex (III Sf), whose reliable age is still questionable, was deformed during the Hercynian orogeny; the complex of migmatites and S-granites (II Sf) was first deformed during a Caledonian tectonic event. This was accompanied by strong retrogradation of rocks of the progressively metamorphosed complex (I Sf) which were first deformed and regionally metamorphosed during the Baikalian orogeny.

Putting together Jamičić's structural data and the available isotopic data, the evolution of the Slavonian crystalline complexes can be interpreted in a more realistic way. Most of radiometric data indicate that the main phase of metamorphism, which gave the progressively metamorphosed complex, took place during the Hercynian orogeny and it was accompanied by the first phase of deformation. The radiometric data also indicate that both migmatitization and S-granite magmatism took place during the Hercynian orogeny in the areas of increased geothermal gradients which were affected by the second phase of deformation. If one excludes the possible effects of an older orogenic phase, than the deformational and metamorphic processes which affected the semimetamorphic complex can be also ascribed to the Hercynian orogeny but in a different stress area.

Based on radiometric data and relation to the Hercynian deformation, the following groups of granites can be distinguished: 1 I-type granites are probably prekinematic and they were strongly cataclazed and retrograded during the main deformational event. Their prekinematic character is indicated by the occurrence of calc-silicate rocks (skarns) in places where they intrude recrystallized limestones and marbles of the progressively metamorphosed complex as well as by slightly higher isotopic ages. 2 S-type granites are synkinematic what is supported by the following facts: a) close spatial connection with migmatites with which they were together deformed; b) synform relation of foliation in granites, migmatites, and rocks of the progressively metamorphosed complex, and c) penecontemporaneous Hercynian isotopic ages both of migmatites and S-type granites. 3 Subordinate late kinematic or postkinematic granites which occur in the highest-grade rocks of the progressively metamorphosed sequence grading into lower-grade migmatites. As distinguished from synkinematic S-type granites, the late kinematic granites make up small magmatic bodies commonly a few tens of metres thick. As distinguished from I-type granites, the small late kinematic bodies are never cataclazed and retrograded.

The position of the semimetamorphic complex has not yet been reliably solved because of its unsufficiently defined stratigraphy and unknown relationship with the adjacent progressive metamorphic complex.

PETROLOGY

The Semimetamorphic Complex with Metadiabases

Predominant *slates*, grayish, greenish, and reddish in colour, are blastosiltic to blastopelitic in texture. They have distinct cleavage and foliation. The mineral paragenesis comprises: quartz, »white mica« with subordinate chlorite, and sodic plagioclase. The »white mica« is commonly sericite, but in some slates paragonite and pyrophyllite were also identified by X-ray (Slovenec, 1986). Accessory constituents are opaque mineral(s), zircon, and hematite (in reddish varieties).

Subordinate *phyllites* have the same mineral composition as slates but have better defined fabric shown in modal and compositional layering which is frequently microfolded and cleavaged with kink-bending.

Schistose metapsammites, represented mostly by grayish and greenish metagraywackes, are very common. They are foliated and blastopsammitic in texture, with grain size from 0.2 to 0.5 mm. Detrital constituents are weakly recrystallized quartz,

subordinate sodic plagioclase, orthoclase, and rock fragments (mostly quartzite and igneous rocks). Mesostasis is made up of sericite and quartz.

There are also silverish, coarser-grained schistose metasandstones with grains up to 2 mm in size and with increased quantity of detrital and mesostasis muscovite. *Quartzites* are scarce; they are granoblastic and contain quartz with scarce sodic plagioclase, orthoclase, micropethite, muscovite, and chlorite.

Accessory constituents of metapsammites are metallic mineral(s), titanite, coizite, zircon, and tourmaline.

Reddish *metaconglomerates*, which occur rarely, contain well rounded pebbles of quartz and subordinate granites and weathered schists. Detrital mineral constituents are quartz, subordinate sodic plagioclase and muscovite, and scarce orthoclase. Mesostasis consists of recrystallized quartz, sericite, chlorite, and hematite.

Metabasic igneous rocks occur as sills, a few metre to hundred metre thick. They are ophitic in texture with the size of grains from 0,5 mm in chilled margins to 2–3 mm (metadiabase) and up to 10 mm (ophitic metagabbro). The sills are massive in structure but in marginal parts of some sills they grade into schistose metadiabases and orthogreenschists (Fig. 5).

The mineral paragenesis comprises plagioclase, transformed into fine-grained aggregate of muscovite and clinozoisite, and clinopyroxene with secondary uralite, chlorite, and epidote. Nests and irregular aggregates of pumpellyite and chlorite are common. Accessory minerals are titanite and apatite. Metabasic igneous rocks are characteristically veined by quartz with rare calcite and scarce albite, chlorite, and clinozoisite (epidote).

Metamorphic grade of the semimetamorphic complex has not been systematically studied. The presence of pyrophyllite indicates that some parts of the complex were metamorphosed under P-T conditions of very low-grade metamorphism (Frey, 1986). However, b_0 values of »white mica«, separated from some slates and phyllites, are characteristically higher than 9.000 Å (the average value is 9.002 Å) indicating that these rocks were metamorphosed under the lowest intermediate pressure of the greenschists facies (Sassi & Scolari, 1974 and Guidotti & Sassi, 1986).

The Progressively Metamorphosed Complex

The Hercynian progressively metamorphosed complex includes various rocks which were generated under P-T conditions of greenschist and amphibolite facies.

Mineral Paragenesis

Mineral paragenesis of these rocks comprises quartz and feldspars as salic major minerals. *Plagioclase* composition is An_5 in the chlorite zone, An_{15} in the biotite zone, $An_{22.6-23.2}$ in the staurolite zone, and $An_{32.2}$ in amphibolites. *Orthoclase*, which coexists with oligoclase in the staurolite zone, contains 5–7 per cent of albite admixture (ans. Pl and Or, Table 2).

Major mafic minerals are *muscovite*, *biotite*, *chlorite*, *talc*, *chloritoid*, *clinozoisite* (*epidote*), *hornblende*, *garnet*, and *staurolite*. The chemical compositions of muscovite, biotite, hornblende, garnet, and staurolite are presented in Table 2 (ans. Ms, Bi, Ho, Gr, and St).

Alumino-silicates are represented by andalusite, sillimanite, and kyanite. The *andalusite* occurs as small or large poikiloblasts (Figs. 2 and 3, Plate 4) up to 2–3 cm long. It is commonly slightly to completely replaced by muscovite and margarite. *Sillimanite* occurs commonly as fibrolite and rarely as a single crystal (Fig. 4, Plate 4). *Kyanite*, which is more common in mica schists than in paragneisses, occurs in prismatic and platy crystals (Figs. 5 and 6, Plate 4).

Accessory constituents are metallic mineral(s), apatite, zircon, garnet with subordinate titanite, tourmaline, coizite, and rutile.

Petrography

Higher grade (mainly amphibolite facies) rocks are represented by paragneiss, mica schist, amphibolite with subordinate marble whereas the lower grade (greenschist facies) ones by phyllite, varieties of quartz schist, and greenschist.

Paragneisses, the most common rocks, are lepidogranoblastic and lepidoblastic, and rarely porphyroblastic in texture. They have modal, compositional, and granulometric layering with distinct foliation within layers. They frequently show microfolds and in some places are cataclastic.

Gneisses occur initially within the biotite zone but are widespread in the staurolite and alumina-silicate zones. The gneisses are mostly two-micas gneisses whereas hornblende-biotite gneisses are quite scarce. In places where strongly cataclastic, paragneisses are commonly phyllonitized to various degrees.

Mica schists commonly are interlayered with the more abundant gneisses. The mica schist are also mostly lepidogranoblastic and lepidoblastic, and rarely porphyroblastic in texture. They have compositional and modal layering with foliation.

The schists are commonly biotite-quartz schists with subordinate muscovite. Depending on the metamorphic zone in which they occur, the mineral paragenesis includes garnet, staurolite, andalusite, sillimanite, and kyanite in addition to biotite, muscovite and quartz. The critical metamorphic minerals are more common in mica schist than in paragneisse.

Amphibolites occur as interlayers, a few centimetre to 20 m thick, in paragneisses and mica schists. The amphibolites have commonly fine-grained nematogranoblastic, lepidogranoblastic, and relict ophitic texture and parallel structure due to foliation and lineation. Varieties with compositional and modal layering are scarce.

Mineral paragenesis includes predominant plagioclase and hornblende with subordinate biotite, garnet, epidote, and quartz. Monomineralic hornblende schists are scarce. Cataclastic amphibolites, found along fault zones, are also phyllonitized to various degrees.

Data from detailed geochemical research suggest that amphibolites were produced from basic igneous rocks (Pamić & Marci, 1990).

Marbles occur rarely as interlayers, up to a few ten metres thick, in paragneisses and mica schists in the staurolite and kyanite zones. The marbles are granoblastic in texture with the grain size up to 1 mm. They consists of calcite and accessory opaque mineral(s), and rare apatite and zircon. In some places, the marbles are interlayered with thin mica schists and paragneiss beds.

Greenschists are very common. In some areas, like most of Psunj Mt., the schists are not mapped separately from predominant amphibolite facies schists. In some

other parts, as in the southwestern part of Mt. Papuk and the northern parts of Mt. Krndija, they are mapped as individual zones (Jamić, 1988).

Petrographically, three main groups of greenschist rocks can be distinguished:

1 *Greenschists* (s. str.), which grade into varieties of quartz schists, are the most common low-grade rocks. They are lepidogranoblastic but commonly with relict blastosammitic texture; the grain size is mainly from 0.05 to 0.5 mm. The schists have modal layering with foliation which frequently shows microfolds, cleavage, and crenulations.

Mineral paragenesis includes quartz, chlorite, and muscovite with subordinate feldspar (commonly albite) and clinozoisite, and in the higher-grade parts epidote, garnet, and biotite. These minerals combine in different ways and proportions and give different varieties of greenschists. By the increasing proportions of quartz, they grade into varieties of quartz schists. Talc-chlorite schists to date were found only in the eastern parts of Mt. Psunj (Ščavničar & Šinkovec, 1963). Figs. 5 to 8, Plate 3 illustrate varieties of greenschists.

2 *Phyllites* commonly alternate with greenschists. The phyllites are blastosiltic to lepidoblastic in texture with compositional and modal layering, and foliation. They in many places show microfolds and cleavage with the foliation transposed along the cleavage planes (Figs. 1 to 4, Plate 3).

Mineral paragenesis includes predominant quartz and »white mica« (most commonly muscovite), subordinate feldspar and chlorite, and accessory opaque mineral(s) and rare zircon.

3 *Chloritoid schists* comprise metapelites and metapsammities which contain chloritoid as major or subordinate mineral. As a rule, the schists occur along contact areas of the semimetamorphic complex and lower-grade parts of the progressively metamorphosed complex and their mutual relationship to date has not been reliably solved. Chloritoid phyllites and schistose chloritoid metasandstones are the most common rocks.

Chloritoid schists and particularly chloritoid phyllites characteristically show microfolds with the foliation transposed along microfold axial planes. Automorphic chloritoid porphyroblasts have a distinct postkinematic character.

Zonality of The Progressively Metamorphosed Complex

Raffaelli (1965) first found that the progressive metamorphic complex from the southwestern parts of Mt. Papuk in Ravna Gora is distinctly zoned as shown in the following succession going towards the north: chlorite → biotite → garnet → staurolite → sillimanite. Most recently, Pamić et al., (1988) found also andalusite in the highest grade parts of the complex grading into migmatites.

Several profiles have been studied in detail and they are presented as columnar sections (Fig. 6 – A to E).

The *Koturčić potok column* (A) contains »locus typicus« where Raffaelli (1965) recognized the zonation of the progressively metamorphosed complex. Here, the chlorite, biotite, garnet, staurolite, andalusite, and sillimanite zones are developed. In the highest grade paragneisses, which are partly migmatitized, sillimanite also occurs.

This profile is located in the southwesternmost parts of Mt. Papuk. Rocks with the same critical metamorphic minerals occur also in the adjacent Mt. Psunj; however, detailed profiles to date have not been studied there.

The Šamanovica – Mijači column (B) comprises varieties of greenschist and quartz schist of the chlorite zone which are pervasively folded, crenulated and cleaved. These schists are overlain by mica schists of the biotite zone and gneisses of the garnet and staurolite zones. Here, the highest grade rocks containing aluminosilicates are not well exposed.

Both profiles are located in the southern progressively metamorphosed zone, i.e. in the southern flank of the Papuk synform where the metamorphic and migmatitic progression is north-directed.

The Budanica – Vojlovica column (C) illustrates south-trending metamorphic and migmatitic progression in the northern flank of the Papuk folded structure. Here, the biotite, garnet, staurolite, kyanite, and sillimanite zones are successively developed going toward the south. Gneisses of the staurolite zone are in many places interlayered with amphibolites whereas the highest grade gneisses are intruded by small bodies, a few metre thick, of late kinematic granites.

The Kutjevačka rijeka column (D) is located in the eastern parts of the southern progressively metamorphosed zone in the adjacent area of Mts. Papuk and Krndija. Here, the complete progressively metamorphosed sequence from the chlorite to kyanite-sillimanite zones is developed. Chloritoid schists are underlain by phyllites and quartzites and overlain by muscovite-clinozoisite-chlorite-quartz schists, i.e. chloritoid schists occur within the chlorite zone.

The Krndija Mt. column (E) is also located in the southern zone of the progressively metamorphosed complex but in the easternmost parts of the area under research. Here mica schists and gneisses of the biotite, garnet, staurolite, and kyanite zones are developed. Amphibolite interlayers, together with rare marble bodies, are very common within the staurolite zone.

As contrasted from the central and western parts of the southern progressively metamorphosed zone, the progression in Kutjevačka rijeka and in Krndija Mt. is south-directed which is hard to explain.

Metamorphic Conditions, Geothermometry and Geobarometry

Microstructural data obtained on thin sections indicate that quartz + albite + muscovite + chlorite + clinozoisite + garnet + biotite in low-grade metamorphic rocks were produced by synkinematic crystallization which gave the first schistosity (S_1); this schistosity is frequently crenulated. The second schistosity (S_2) is marked by second-generation biotite developed by its transposition along microfold axial planes (Figs. 4 and 5, Plate 3).

Medium-grade metamorphic rocks are completely recrystallized so that primary relict schistosity is marked by preferred orientation of minute inclusions in porphyroblasts. Synkinematic quartz + plagioclase + muscovite + biotite define the main schistosity; garnet was crystallized partly during and partly after the main crystallization phase. Staurolite, andalusite, and kyanite were generated after the main deformational event but before its crenulation. Andalusite and kyanite are younger than staurolite but older than sillimanite.

The presence of all three Al_2SiO_5 polymorphs is a peculiar feature of the Hercynian

progressively metamorphosed complex of the Slavonian Mountains. Putting aside the highest grade zones, the complex has all features of a Barrovian-type sequence which originated under low geothermal gradients. The regularity of the Barrovian-type sequence is in some places disturbed in the highest grade zones by the appearance of andalusite which crystallized instead of kyanite due to increased heat flow probably brought about by granite plutonism (England & Thompson, 1984; Hart & Dempster, 1987).

Migmatites

The Hercynian migmatitic complex, which crops out only in Mt. Papuk, developed gradually from the adjacent progressively metamorphosed complex (Raffaelli, 1965). The degree of migmatitization increases towards the south on the northern flank of the Papuk syncline and towards the north on its southern flank (Fig. 1). Varieties of migmatites occur in numerous oil wells in the basement of the Pannonian Basin (Fig. 2 and Table 1).

Mineral Paragenesis

The mineral paragenesis of migmatites comprises quartz and feldspars, as the predominant leucosome minerals, micas with subordinate hornblende and garnet, as the major melanosome constituents, and various secondary and accessory minerals.

Plagioclase, which occurs as porphyroblasts and in fine grains, shows little chemical variation (Table 3). It is mostly oligoclase ($An_{19.8-23.1}$) and rarely albite. *Orthoclase* is subordinate; it contains 5-6 per cent of albite admixture. *Microcline*, which is as common as plagioclase, also occurs frequently as porphyroblasts with poikilitic inclusions of quartz, plagioclase, orthoclase, and biotite (Figs. 5, 6 and 7, Plate 6) and as small grains. In some migmatites, two microcline generations can be distinguished. *Microcline* contains commonly about 5 per cent of albite admixture (Table 3). *Microperthite* is a subordinate mineral; its plagioclase lamellae are oligoclase - $An_{15.2-16.9}$. *Pegmatitic* and *myrmekitic* intergrowths of alkali feldspar and quartz are also present (Fig. 4, Plate 6).

Biotite is the most common femic mineral. Based on chemical composition and Fe:Mg ratio, it generally is ferruginous biotite with some gradation into magnesian varieties. $2M_1$ biotite polytype is more common than complex biotite polytypes. Biotite is frequently altered to muscovite and chlorite; the secondary chlorite has the same Fe:Mg ratio as primary biotite (ans. Bi and Ch, Table 3).

Muscovite, which develops after biotite, is a subordinate mineral (Figs. 2 and 6, Plate 6). Based on chemical composition (ans. Ms, Table 3), muscovite belongs mostly to Ti-varieties (Fig. 7, Anderson & Rowley, 1981).

Hornblende and *garnet* are subordinate constituents of melanosomes and paleosomes. Chemical analyses (ans. Gr₁, Table 3) show that garnet is enriched in pyrope and spessartite.

Zircon and apatite are the most common *accessory minerals* (Figs. 1, 2, and 3, Plate 6); metallic mineral(s), coisite, garnet, and titanite are subordinate whereas rutile, tourmaline, and orthite are rare.

Paleosomes (Mesosomes) and Neosomes

Migmatites on Mt. Papuk are characterized, as all migmatites elsewhere (Mehnert, 1968), by variable quantities of paleosomes or mesosomes (Johannes, 1983a) and neosomes represented predominately by leucosomes and subordinate melanosomes.

Paleosomes (mesosomes) are represented mostly by paragneisses which show variations in texture, structure, mineral and modal composition that reflect different features. The paleosomes are maximally recrystallized rocks commonly characterized by a distinct foliation (Fig. 3, Plate 5). Mesosome layers, a few millimetres to a few centimetres thick, are commonly equigranular and medium-grained (1–2 mm).

Mineral and chemical compositions of paleosomes vary from layer to layer. Based on the ratio of plagioclase to K-feldspar, the paleosomes vary from tonalite through predominant granodiorite to monzogranite. The plagioclase of paleosome is oligoclase – An_{20.7-25.0} (ans. P1, Table 2). The presence of garnet, kyanite, and sillimanite indicates that migmatitization is closely connected with regional metamorphism.

Leucosomes, if not deformed and cataclastic, occur as lenses or more commonly as layers which are a few millimetres to a few centimetres thick. The leucosomes are xenomorphic and coarser-grained (mostly 3–4 mm, but also 5–6 mm and even more than 10 mm) than paragneissic paleosomes. »Augens« of flaser-migmatites are mineral aggregates with grains 3 to 4 mm in size. Paleosomes are commonly massive in structure.

Quartz and feldspars are major minerals. K-feldspar in low-grade migmatites is orthoclase and in high-grade migmatites is microcline. Plagioclase of leucosomes is mostly oligoclase (An_{19.8-23.1}), but albite and microperthite are also present (ans. P1 and Pm, Table 3).

Melanosomes occur commonly as very thin films along contacts between leucosomes and paleosomes. Biotite, coarser than in paleosomes, is the most common mineral of melanosomes whereas green hornblende, quartz, and feldspar are much less abundant.

Melanosomes characteristically contain greater quantities of accessory minerals. Garnet, titanite, zircon, apatite, and metallic mineral(s) are most common and some of them approach the abundance of major minerals. Tourmaline, zoisite, rutile, and orthite are much more rare.

Melanosomes are mainly foliated and the foliation both of melanosomes and paleosomes is conformable. Irregular nebulitic aggregates, mainly of biotite, are much more rare.

Petrography

Low-grade migmatites (metatexites) contain more paragneissic paleosomes than neosomes. Gradational changes from primary paragneisses to the migmatites containing about 20 per cent of leucosomes are illustrated by Figs. 1, 2, 3, 4, and 5, Plate 1 and Figs. 3, 4, 5, 6, and 7, Plate 5. The gradation can be followed from the highest grade paragneisses into migmatitic zones. Metatexites commonly do not contain microcline.

Higher-grade migmatites consist mostly of neosomes and they have more distinct stromatic structures which are commonly deformed. Two main kinds of leucosomes can be distinguished in these migmatites. 1) Quartz-rich leucosomes with little

microcline or plagioclase. 2) Coarser-grained granodioritic to monzogranitic leucosomes with large quantities of plagioclase and microcline (Fig. 7, Plate 6).

Structural varieties of migmatites. Metatextitic, stromatic, and porphyroblastic-stromatic migmatites, which generally are folded, are common. The folded migmatites are frequently cataclastic and grade into flaser-migmatites which are the most common structural varieties of migmatites (Figs. 5, 6, 7, and 8, Plate 6). Much less abundant are nebulitic migmatites, agmatites, and ptygmatic migmatites. Diatextitic migmatites, which are similar to neighbouring granodiorites and monzogranites, are also very common. Varieties of all these migmatites are presented on Figs. 1 to 8, Plate 1; Figs. 1 to 8, Plate 2.

Petrographic classification is based on their mesonormative composition (Streckeisen & Le Maitre, 1979). A mesonormative diagram (Fig. 10) illustrates that most of migmatites fall into the fields of granodiorites and monzogranites.

S-Type Granites and Associated Intermediate Rocks

Granitoid plutons and smaller bodies within the migmatitic complex are made up mainly of S-type granites and subordinate intermediate rocks. These rocks were also penetrated by numerous oil wells in the basement of the Pannonian Basin (Table 1).

Mineral Paragenesis

Quartz occurs as single grains, fine-grained aggregates, and differently shaped exsolution inclusions in feldspars (Fig. 6, Plate 7; Figs. 3 and 4, Plate 8).

Feldspars are represented by different varieties but the most common is *plagioclase*. In intermediate rocks, it is andesine ($An_{37.3-43.9}$) which is rarely slightly zoned. In granitoid rocks, it is oligoclase ($An_{16.8-25.6}$); in rare zoned grains (Fig. 5, Plate 8), composition varies: $An_{25.2-33.5}$ and $An_{20.2-32.6}$ going from the center to margin of grains. Some leucocratic granitoids contain sodic oligoclase which grades into albite - $An_{1.8-9.4}$ (ans. Pl, Table 4). K-feldspar is represented for the most part by late kinematic and metasomatic *microcline* (Figs. 3 and 4, Plate 8). Its chemical composition is fairly uniform as in subordinate *orthoclase* (ans. Mi and Or, Table 4). *Microperthite* and *myrmekitic quartz-feldspar intergrowths* (Figs. 2, 3, and 4, Plate 8) are much less abundant. Their chemical composition is also presented in Table 4 (ans. Pm and Mim).

Biotite, the most common femic mineral, is fresh or chloritized and altered to muscovite in various degrees (Figs. 3, 6, 7, and 8, Plate 8; Figs. 2, 7, and 8, Plate 8). Chemical composition of biotites (ans. Bi, Table 4) shows that they are strongly enriched in Ti and that they fall in the central parts of the esthonite-phlogopite-annite-siderophyllite diagram (Fig. 8a). As contrasted from biotite in migmatites, biotite from S-type granite is represented mostly by complex polytypes and 2M₁ polytype whereas 1M and 3T polytype are rare. Secondary *chlorite* (ans. Ch, Table 4) is transitional between diabantine and picnochlorite and its Fe: Mg ratio is similar to that of primary biotite. The secondary chlorite is in some specimens accompanied by *epidote*.

Muscovite is secondary after biotite (Figs. 3, 4, 6, 7, and 8, Plate 7), but some coarser grains might be of primary origin. The muscovite is enriched in Al₂O₃ (32 to

35 per cent) and differs in chemical composition from muscovite of migmatites (ans. Ms, Table 4 and Fig. 8b).

Hornblende, present mostly in intermediate rocks (Fig. 6, Plate 8), is green hornblende and, based on chemical composition (ans. Ho, Table 4), is ferro-edenitic hornblende (Rock & Leak, 1984).

Accessory minerals are apatite and zircon with subordinate clinozoisite, rutile, and garnet, and rare titanite, tourmaline, and orthite.

Petrography

Texture of S-type granites is commonly xenomorphic, medium-grained (1 to 3 mm) to coarse-grained (5–6 mm); porphyroid varieties are subordinate, and poikilitic phenocrysts are postkinematic (Fig. 1, Plate 8).

Structure is mostly massive whereas foliated varieties are rare. Biotite and secondary muscovite are commonly found in nest-like nebulitic aggregates which are similar to lensoid mica agglomerations in migmatites (Fig. 1, Plate 7). The micaceous aggregates might represent autoliths, i.e. restitic material (Vernon, 1983).

Cataclastic and mylonitic effects can be noticed more easily on outcrops than in thin sections. Strongly cataclastic granites are commonly affected by retrogradation (phylionitization).

Petrographic classification is based on modes of salic minerals (ans. 12 to 47, Table 9). Most of the points fall on the QAP-triangle (Fig. 9) in the fields of monzogranites and granodiorites but some of them are very close to the fields of quartz diorites and monzodiorites. Subordinate leucocratic varieties, which contain oligoclase-albite, grade into alkali-feldspar granites.

Mesonormative Q'-ANOR diagram (Streckeisen & Le Maitre, 1979) shows that most of points fall in the fields of monzogranites and granodiorites (Fig. 10). But, some of them fall in the fields of granites s. str. and tonalites.

Because both classification are based on plagioclase-alkali feldspar ratio, it is very important the presence of microcline, which was probably generated by late kinematic potassium metasomatism. Granitoids with a few per cent of microcline or without any are granodiorites and with increased proportions of microcline they grade into monzogranites.

Two micas monzogranites and *granodiorites* are much more common than biotite varieties (Figs. 3 and 4, Plate 8). *Muscovite monzogranites* and *granodiorites* are rare and *hornblende-biotite monzogranites* and *granodiorites* are quite scarce (Fig. 7, Plate 8). *Leucocratic monzogranites* and *granodiorites*, in which subordinate biotite is completely altered to muscovite, are not common. Cataclastic and *phylionitized granites* characteristically occur along stronger fault zones.

Geothermometry and Geobarometry of S-Type Granites and Migmatites

It was not possible to obtain reasonable temperature results using the two-feldspar geothermometer proposed by Whitney & Stromer (1975). We calculated temperatures that were too low both for migmatites and S-type granites: 459–477 °C for 5 kbar; 468–487 °C for 6 kbar and 478–497 °C for 7 kbar.

However, quite reasonable temperatures were obtained using Huang's (1985)

method based on a petrochemical approach and plagioclase modal composition. He used Whitney & Stromer's formula and checked the calculated results against data from measurements of quartz inclusions in analyzed granitoids. Based on his procedure, the following temperatures were obtained: 601.6–637.8°C for 1 kbar and 673.6–718.8°C for 6 kbar for S-type granites and 605.5°C (1 kbar) and 667.5°C (6 kbar) for migmatites.

Based on the hornblende geobarometer proposed by Hammarstrom and Zen (1986) and Hollister et al., (1987), which was checked experimentally by Rutter et al., (1989), the pressures of 5.13 ± 3 kbar and 5.95 ± 1 kbar for S-type granites were calculated.

Both Huang's geothermometry data and the geobarometre data fit the general concept of the evolution of S-type granites and associated migmatites of the Slavonian Mountains and the surrounding basement of the Pannonian Basin.

Petrography of Intermediate Rocks

These rocks are mostly hypautomorphic in texture, commonly with grain size ranging from 1 to 5 mm. The rocks are mostly massive in structure but foliated varieties are also found (Figs. 7 and 8, Plate 8).

On the Streckeisen's diagram (Fig. 9), most of intermediate rocks fall in the fields of diorites and monzodiorites. However, on the mesonormative Q'-ANOR diagram (Fig. 10), most of the points are concentrated in the fields of tonalite and quartz diorite.

Hornblende-biotite diorites and *monzodiorites* \pm quartz are more common than biotite-bearing varieties. Metadiorites and metamonzodiorites are rare.

I-Type Granites and Associated Intermediate, Mafic, and Ultramafic Rocks

Mineral Paragenesis

Mineral paragenesis of granites and associated intermediate rocks comprises quartz, feldspar, biotite, muscovite, hornblende, garnet, and various secondary and accessory minerals.

Quartz occurs commonly in fine-grained cataclastic aggregates and rarely in single xenomorphic grains.

Plagioclase is the most common feldspar; it is rarely zoned (Fig. 1, Plate 9). In gabbroid rocks, it is labradorite ($An_{52.5}$) and in more common intermediate rocks, is oligoclase and andesine ($An_{26.8-34.4}$). Granitoid rocks contain only oligoclase - $An_{17.7-24.2}$ (ans. Pl, Table 5).

Orthoclase, which is commonly slightly altered, contains very small admixtures of albite and anorthite (an. Or, Table 5). *Microcline*, which is always fresh, occurs as phenocrysts and in fine-grained aggregates (Fig. 8, Plate 9). The microcline is distinctly postkinematic as shown in the inclusions of plagioclase, orthoclase, and biotite. *Microperthite*, which is much less abundant, is also postkinematic mineral (Fig. 1, Plate 10).

Biotite is the most common femic mineral (Fig. 4, Plate 9). Chemical composition of the biotites (an. Bi, Table 5) shows that they are moderately enriched in Ti and

have fairly equal Fe:Mg ratio (1.3). Biotites are frequently altered to chlorite, muscovite (Figs. 3 and 4, Plate 10), and limonite.

Muscovite is much less abundant. The muscovite commonly occurs in fine-grained pseudomorphs after biotite (Figs. 3 and 5, Plate 9). Muscovite differs in chemical composition (an. Ms, Table 5) from muscovite of S-type granitoids.

Hornblende from basic rocks is actinolite to actinolitic hornblende (Rock & Leak, 1984) whereas hornblende from intermediate and acidic rocks is magnesian to ferrian hornblende (ans. Ho, Table 5). The hornblende, which is commonly fresh, commonly occurs together with biotite in intermediate rocks (Fig. 1, Plate 9).

Garnet occurs only in some granitoid rocks as a subordinate mineral (Fig. 2, Plate 9). Based on chemical composition (ans. Gr, Table 5), the garnet is enriched in almandine.

Accessory constituents are metallic mineral(s), apatite, rutile, zircon, garnet, and rarely orthite.

Petrography

Texture. Most I-type granites are cataclastic with relics of primary xenomorphic structure. Due to the cataclastic fabric, the granites display all gradations from mortar through cement to porphyroblastic texture (Marci, 1973).

Structure of I-type granites is massive but more commonly foliated due to cataclasis and metamorphic recrystallization. Small granite bodies are in many places completely cataclazed and afterwards recrystallized whereas in larger bodies, these effects occur mostly in their marginal parts.

Petrographic classification is based on modes of salic minerals (ans. 8 to 41 and 47 to 59, Table 10). Most of the points are scattered on the QAP-triangle (Fig. 11) in the fields of tonalite, granodiorite, and granite (mostly monzogranite). I-type granites on Mt. Psunj, are mostly monzogranites which grade into monzodiorites and the I-type granites on Mts. Krndija are tonalites and granodiorites which grade into diorites. These variations are more pronounced on the Q'-ANOR diagram (Streckeisen & Le Maitre, 1979, Fig. 12). The main reason for the differences is the presence of microcline in the Psunj granitoids and its lack in the Papuk and Krndija granitoids.

Much more common are *biotite monzogranites*, *granodiorites*, and *tonalites* which grade into two-micas varieties by increasing degree of muscovitization, than *hornblende-biotite monzogranites* and *granodiorites*. *Garnet-bearing tonalite* varieties are very common in granitic bodies of Mt. Krndija and they are associated in some places by *leucocratic granodiorites* and *tonalites*. All these varieties are cataclazed to various degrees.

Orthogneisses or *granitegneisses*, produced by cataclasis and metamorphic recrystallization, are also very common. Varieties of cataclastic granites and orthogneisses are slightly to completely phyllonitized due to retrogradation. The different degrees of phyllonitization are illustrated by Figs. 3, 4, and 5, Plate 10.

Petrography of Intermediate and Mafic Rocks

Intermediate and basic rocks occur in marginal parts of larger granitoid bodies or make up all of some smaller masses. They are hypauthomorphic, fine-grained to

coarse-grained in texture and commonly massive in structure. As distinguished from granitoids, the intermediate and basic rocks are not affected by cataclasis.

Based on mineral composition, two groups of rocks can be distinguished:

1 *Monzodiorites* and *diorites* (Figs. 1 and 2, Plate 9), *Biotite-hornblende-quartz diorites*, *garnet-hornblende-quartz diorites*, *garnet-biotite diorites*, and *garnet-biotite-hornblende-quartz diorites* are very common on Mt. Krndija. *Hornblende-biotite-quartz monzodiorites* with subordinate *diorites* are characteristic of Mt. Psunj.

2 *Gabbros* are rarely found and only on Mt. Psunj. *Metagabbros* are more common than the fresh ones containing *labradorite*, *hornblende*, and *relict clinopyroxene*.

Petrography of Ultramafic Rocks

Primary rock-forming minerals of the ultramafic rocks are *olivine* with a composition of $Fo_{86.5}$, *clinopyroxene* ($En_5Fs_6Wo_{43}$) and *edenitic-pargasitic hornblende*. The most common other minerals are *secondary antigorite* and *lizardite-clinochrysotile* with subordinate *chlorite*. The chemical composition of minerals is presented in Table 6.

Antigorite serpentinites are much more common than *relict serpentized cortlandites*, *amphibole wehrlites*, and *dunites* (Pamić, 1988a) which have fabric features of ultramafic tectonites. The primary ultramafic rocks must have been emplaced before the main metamorphic event during which they were metamorphosed under P-T conditions of the amphibolite facies.

Contact Metamorphosed Rocks

Contact metamorphosed rocks were found only in the Kišeljvac Valley on southern slopes of Mt. Papuk (Fig. 1). They occur along the contact between an I-type granite body and small marble lens interlayered with *paragneisses* and *mica schists* of the progressively metamorphosed complex.

The contact metamorphosed zone, which is intruded by two small granitoid veins, is about 75 m wide. Contact metamorphosed rocks are *fine-grained* and *distinctly layered*. These rocks are typical *calc-silicate rocks* made up of *diopside*, *grossular-enriched garnet*, *K-feldspar*, *plagioclase*, and *quartz* with subordinate *tremolite*, *prehnite*, *epidote* and *zoisite* (?), and accessory constituents: *titanite*, *metallic mineral(s)*, and *apatite*. The abundance of *calcite* increases gradually from the granite contact towards the marble lens.

GEOCHEMISTRY

Major Elements

The Semimetamorphic Complex

Major element data for rocks of the semimetamorphic complex are presented in Table 7 and their variation on the Harker diagram (Fig. 13). The data points scatter greatly due to chemical differences between *metapelites* and *metapsammites*. The

data points for the metapsammites, except the ones for K_2O , plot in the same field as more acidic granitoids. The contents of the most major elements in the metapelites are similar to the average contents of shales and phyllites (Poldervaart, 1955; Mason, 1966).

On the AKF-triangle (Fig. 14), the points of Slavonian shales fall in marginal parts of the paragonite field of the Dalradian area (Mather, 1970).

The Progressively Metamorphosed Complex

Major element data and CIPW norms for rocks of the progressively metamorphosed sequence are presented in Table 8 (ans. 19 to 29). Chemical variations are presented on the Harker diagrams (Fig. 13). Most of the points are concentrated in coherent fields but some of them (total iron, TiO_2 , and Al_2O_3) show distinct linear trends.

Nearly all analyzed rocks are peraluminous; A/CNK values range from 1.2 to 1.6 and the average is 1.3.

Migmatites

Major element contents and CIPW norms for migmatites are presented in Table 8 (ans. 1 to 18). Harker diagrams (Fig. 13) illustrate chemical variations which are partly linear (total iron, MgO , TiO_2) and partly irregular, particularly for K_2O and Na_2O due to the variable abundance of microcline.

Migmatites are distinctly peraluminous; A/CNK values vary from 1.1 to 1.7 with the average 1.2.

S-Type Granites

Major element contents and CIPW norms are presented in Table 9, ans. 1 to 9 for intermediate rocks and ans. 10 to 46 for granitoids; ans. 47 illustrates the average composition of the Slavonian S-type granites. Harker diagrams (Fig. 13) show chemical variations which are partly linear and partly irregular as in the surrounding migmatites.

S-type granites are distinctly peraluminous with normative corundum averaging 2 per cent and A/CNK values ranging between 1.1 and 1.3.

I-Type Granites

Major element contents and CIPW norms of I-type granitoids are presented in Table 10, ans. 1 to 7 and 42 to 46 for intermediate rocks and 8 to 41 and 47 and 58 for granites; the averages for the Psunj and Krndija granites are ans. 41 and 49. Harker diagrams (Fig. 13) show a distinct linear trend for all major elements.

I-type granites are not peraluminous; despite some variations, the average A/CNK values for both Psunj and Krndija I-type granites average about 1.0 with most values less than 1.0.

- Correlative Presentation of Major Elements

Based on Harker diagrams, two kinds of variations can be distinguished:

1 Rocks of the progressively metamorphosed complex, migmatites, and S-type granites show partly linear and partly irregular chemical variations. The latter is particularly obvious for Na_2O and K_2O due to the variable abundance of microcline in migmatites and S-type granites.

2 I-type granites and associated intermediate and basic rocks have a distinct linear trend of variation even for Na_2O and K_2O due to a more regular abundance of microcline.

Chemical variations of major elements are also presented on the AFM triangle (Fig. 15). Here, the S-type granites are mostly concentrated in the field located between the A-corner and middle parts of the triangle together with the migmatites and rocks of the progressively metamorphosed complex. The differentiation trend of I-type granites and associated intermediate and mafic rocks is better pronounced and fits quite well with the differentiation trend of modern island arc volcanic rocks (Brown, 1981).

In order to make distinction between S-type and I-type granites, several current discriminant diagrams were used. But, the $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-FeO}$ (Chappell & White, 1974), the $\text{Al-(Na+K+Ca)-(Fe}^{++}\text{+Mg)}$ (Hine et al., 1978), and the CaO-total iron diagrams (Chappell & White, 1984) do not clearly distinguish S-type and I-type granites of the Slavonian Mountains (Figs. 16, 17, and 18).

Trace Elements

Trace element contents were determined on representative rock samples from all five crystalline complexes which were studied in detail. The list of trace elements comprises: Ba, Co, Cr, Cu, Cs, Hf, Mo, Nb, Ni, Rb, Sb, Sr, Ta, Th, U, W, Y, Zn, and Zr plus REE which were analyzed by a combination of neutron activation, X-ray fluorescence, and ICP methods.

Trace element data are presented in Table 11 for five rocks from the *semi-metamorphic complex* (ans. 1, 2, 3, 4, and 5); in Table 12 for six rocks from the *progressively metamorphosed complex* (ans. 19, 23, 24, 26, 27, and 28) and for four samples of *migmatites* (ans. 2, 3, 6, and 15); in Table 13 for ten samples of *S-type granitoids* (ans. 1, 2, 6, 15, 17, 27, 29, 30, 34, and 40); and in Table 14 for nine samples of the *Psunj I-type granites* (ans. 1, 5, 6, 8, 18, 30, 34, 35, and 40) and five samples of the *Krndija I-type granites* (ans. 42, 46, 54, 55, and 58).

Trace element analyses were carried out on the same samples analyzed for major elements.

Correlative Presentation of Trace Elements

Trace element variations are presented on Harker diagrams (Fig. 19). Some diagrams show scattering of points but the averages for most elements (Ba, Rb, Hf, Th, U, and Ta), generally do not show variations within the span of 65 to 75 per cent of silica for rocks of all examined groups except I-type granites. Only for some of them, as for example, Cr, Ni, Co, Y and Cs the averages show greater variation.

A distinctly linear variation of trace elements is characteristic only for I-type granitoids.

On a Rb versus Sr and Ba versus Rb diagram (Fig. 20), the fields of S-type and I-type granites are clearly separated; migmatites and paragneisses plot within the field of S-type granites, but rocks of the semimetamorphic complex do not correlate with either granite type. On the Ba versus Rb diagram (Fig. 21), S-type granites are strongly scattered whereas the I-type granites are concentrated in two groups (the Psunj monzogranites and Krndija granodiorite-tonalites) which lie on a linear trend that suggests a fractional crystallization relationship (McCarthy & Hasty, 1976).

REE Data

REE contents were determined on five rocks from the *semimetamorphic complex*, six rocks from the *progressive metamorphic complex*, four samples of *migmatites*, ten samples of *S-type granites*, five samples of *Krndija I-type granites*, and nine samples of *Psunj I-type granites*. Analytical data are presented in Table 15 and eight chondrite-normalized plots of data are shown in Figures 22 A to H.

The REE patterns of semimetamorphic rocks resemble the patterns of Proterozoic and Phanerozoic sedimentary rocks (Taylor, 1979). Most of the progressive metamorphic rocks have similar REE patterns whereas migmatite REE patterns are typical of highly evolved granitic melts. The S-type and I-type granites show a variety of REE patterns.

Geochemical Discrimination Diagrams for Geotectonic Setting

In order to define the geotectonic setting of the Slavonian granitoids, several geochemical diagrams were used. On the Nb:Y diagram (Pearce et al., 1984), the points both of S-type and I-type granites are mainly concentrated in the field of VAG+COLG granitoids (Fig. 23). The Rb-Hf-Ta triangle (Harris et al., 1986) shows more discrimination; on Fig. 24 a and particularly Fig. 24 b nearly all points of both granite types fall in the field of granites of modern island arcs.

These diagrams, together with the AFM triangle, suggest that the Hercynian S-type and I-type granites in the Slavonian Mountains and the surrounding basement of the Pannonian Basin might have been generated in a geotectonic setting which is similar to that of modern island arcs.

Oxygen and Strontium Isotopic Composition

Oxygen isotopic data are presented for four samples of *semimetamorphic rocks* in Table 11; for six samples of paragneisses of the *progressively metamorphosed complex* and four samples of *migmatites* in Table 12; for nine samples of *S-type granites* in Table 13 and for nine samples of *I-type granitoids* in Table 14. Oxygen isotopic variations for the rocks of all five crystalline complexes are presented on Fig. 25. The difference in $\delta^{18}\text{O}$ between S-type (+10.8 to +9.5 ‰) and I-type (+8.4 to +7.4 ‰) granitoids is obvious. Migmatites show the same variation as S-type

granitoids. $\delta^{18}\text{O}$ values of paragneisses from the progressively metamorphic complex are higher (+11.7 to +10.1 ‰) but the highest are in semimetamorphic rocks (+13.5 to +13.9 ‰).

Accordingly, oxygen isotopic composition gradually decreases going from semi-metamorphic rocks to paragneisses to migmatites and S-type granites. However, oxygen isotopic composition is the same in rocks produced both by migmatitic mobilization and anatectic melting.

Sr-evolution diagrams (Pamić et al., 1988) give information on primary $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios. The value for I-type granites is 0.7040 indicating a mantle origin for magmas with possibly a slight crustal contamination, whereas the values for S-type granites range from 0.7063 to 0.7075 indicating their crustal origin (Valley, 1986).

Oxygen and strontium isotopic data are presented on the diagram (Fig. 26) proposed by Sheppard (1986). The Slavonian I-type granites fall in the field of I-type granites of the Peninsular Ranges of California which have a mantle origin. The Slavonian S-type granites plot out of the PRB field towards higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios.

DISCUSSION

The Hercynian semimetamorphic and progressively metamorphosed rocks, migmatites, and granitoids of the Slavonian Mountains are tectonically emplaced in the present structure of the Pannonian Basin. Psunj, Krndija and Papuk Mountains are made up of these crystalline rocks and subordinate Mesozoic sediments, and represent the largest horst in the Drava-Sava interfluve. Data from deep oil wells (Pamić, 1986a) indicate that the Hercynian crystalline rocks are very common in the basement of the Pannonian Basin in Slavonija. These crystalline rocks extend towards the northern Vojvodina in the east and towards Mt. Moslavačka Gora in the west. The southern buried boundary of Hercynian crystalline rocks with Alpine crystalline rocks of the northernmost Dinarides probably coincides with the Northern marginal fault of the Sava Depression.

Hercynian crystalline rocks of the Slavonian Mountains and the surrounding basement of the Pannonian Basin can be correlated on the basis of geological and petrological features with coeval crystalline rocks of Mecsek Mt. in southern Hungary (Jantsky, 1975) and the Carpathians (Cambel & Vilić, 1987).

The uplift of Hercynian crystalline rocks of the Slavonian Mountains is related to Tertiary evolution of the Pannonian Basin which includes radial tectonics and truncurrent faulting due to rise of the upper mantle (Royden et al., 1983). The Hercynian crystalline complexes were strongly deformed during and after their tectonic emplacement, but in spite of that, they preserved their distinct zoned structure. This is marked by S-type granite bodies located in the central parts of the Papuk syncline on the flanks of which lie two migmatite zones grading into rocks of the progressively metamorphosed complex. The medium-grade parts of the complex are intruded by I-type granites.

Metamorphic rocks, migmatites, and granitoids of the area under research were generated by penecontemporaneous magmatic and metamorphic processes. Radiometric ages, although discordant in part indicate that the main metamorphic event took place during the Hercynian orogeny when rocks of the progressively metamorphosed complex were generated under P-T conditions of low-grade and

medium-grade metamorphism. The progressive character is shown in the zonation: chlorite to biotite to garnet to staurolite to kyanite and to sillimanite which is indicative of Barrovian-type facies series (Miyashiro, 1961; Winkler, 1974) that originated under intermediate pressure. But, in some areas, kyanite laterally alternates with andalusite which can be explained by locally increased heat flow brought about by granitic plutonism (England & Thompson, 1984).

The petrogenesis of migmatites and S-type granites is connected in time and space with processes of regional metamorphism. Numerous data from experimental petrology indicate that water unsaturated granitic melts may be generated by ultrametamorphism as an extension of regional metamorphism (Mehnert, 1968; Winkler, 1974). Accordingly, after the culmination of regional metamorphism under P-T conditions of amphibolite facies and the generation of the Barrovian-type progressive sequence, processes of migmatitic mobilization and partial melting of its highest grade rocks were started in the areas with increased geothermal gradients.

The problem of the pre-Hercynian protolith of the metamorphic rocks is still under debate. Some petrologists (Tajder, 1957 and 1970; Raffaelli, 1965; Vragović, 1965) believe that rocks of the progressively metamorphosed complex, migmatites, and S-type granites were produced from metapelites and metapsammities of the surrounding semimetamorphic complex. By contrast, Jamičić (1988) is of the opinion that the semimetamorphic complex is younger and unconformably underlain by the progressively metamorphosed sequence, migmatites, and S-type granites.

Available data do not make it possible to draw a definite conclusion. Based on data from experimental petrology, metapelites and metapsammities of the semimetamorphic complex could produce higher-grade schists, migmatites, and anatectic granitic melts (Mehnert, 1968). However, this fact by itself does not mean that this is a reliable model for crystalline rocks of the Slavonian Mountains and the surrounding basement of the Pannonian Basin. An important unsolved problem is the age of the semimetamorphic complex which is not yet quite known.

Close mutual and genetic relationship between the progressively metamorphosed complex, migmatites, and S-type granites is supported by field data, radiometric ages, distribution of major and trace elements, and particularly gradational changes in oxygen isotopic composition.

Petrogenesis of migmatites and granitoids includes numerous problems and one of them is the character of chemical changes during migmatitization processes. Based on the monotonous composition of feldspars, Gupta and Johannes (1982) supported the idea that migmatitization is isochemical in character. Feldspar composition of crystalline rocks from the Slavonian Mountains, presented in Fig. 27, is quite similar, except for some extreme and rare leucocratic S-type granites containing albite which were probably generated by fractional crystallization. Consequently, the fairly uniform feldspar composition for most of the analyzed crystalline rocks is consistent with the idea of isochemical character of reactions.

However, the distribution of trace elements is much more important in genetic considerations. Harker diagrams (Fig. 19) show, despite distinct variations, that the average contents of most trace elements in rocks of the progressively metamorphosed complex, migmatites, and S-type granites are fairly uniform. The only exceptions are Cr and Ni which are not included in the lattices of major rock-forming minerals.

The distribution of trace elements thus indicates that chemical reactions in the succession: paragneisses of the progressively metamorphosed complex → migmatites

→ S-type granites might have been mainly isochemical in character. Some quantities of potassium and compatible trace elements were probably introduced in a late kinematic stage of potassium metasomatism.

Harker diagrams (Fig. 19) also show that semimetamorphic rocks display a positive correlation in the average contents of most trace elements with rocks of the progressively metamorphosed complex, migmatites, and S-type granites. But, this is not conclusive evidence that the semimetamorphic rocks represent a protolith for the crystalline rocks. A reliable genetical conclusion will be possible to fix after the exact age of the semimetamorphic complex will be positively defined and after additional analytical data (crystallinity of muscovite and coal-rank) will be carried out on the samples taken systematically along complete cross-sections.

In the succession from metapelites and metapsammites of the progressively metamorphosed sequence through migmatites to S-type granites, certain changes in crystal lattices of biotite and muscovite occur (Fig. 28 a and b). The number of Si-ions slightly decreases in muscovite lattice and slightly increases in biotite lattice whereas AlVI slightly increases in muscovite and slightly decreases in biotite during migmatization and anatexic melting.

The petrogenesis of migmatites and associated granites, although supported by much evidence from experimental petrology, is still very complex and there are numerous unsolved questions. The best specialists in migmatites cannot agree about the exact character of the process of migmatitic mobilization, for example, whether mobilization occurs by metamorphic diffusion in a solid state or by partial melting (Menhert & Büsch, 1982; Johannes, 1983a; and others).

The generation of granite melts in the crust is controlled by numerous factors but particularly by the presence of water (Wyllie, 1977; Hyndman, 1981; and others). It is generally accepted that water, which stimulates partial melting of metapelites and metapsammites, comes mainly from the dehydration of biotite and other hydrous minerals. This process can be also applied to the Slavonian S-type granites because biotite, frequently altered to muscovite in varying degrees, is the main mafic mineral of the original paragneisses and mica schists of the adjacent progressively metamorphosed complex.

It can be presumed that granitic melts for the Hercynian S-type granites might have been generated between the fields of dehydration of biotite and muscovite and the aluminium silicate triple junction (Fig. 29). The Barrovian-type mineral paragenesis of the surrounding progressively metamorphosed complex indicates that subsequent processes of partial melting of metapelites and metapsammites must have taken place under intermediate pressure of about 6 kbars; this is supported by hornblende geobarometer data (Hollister et al., 1987; and others). Based on the Huang's (1985) geothermometer, processes of migmatitic mobilization might have taken place at about 670–680 °C and the generation of S-type granitic melts in the span between 675 and 720 °C.

The same genetic conclusion can be applied to migmatites as well. Johannes (1983) experiments show that partial melting starts at ca 650 °C and 5 kbars; solidus temperatures of newly formed migmatites and the original paragneissic paleosomes are practically the same and partial melting can commence at very low water contents of about 1 per cent or even less. According to these experimental data, water contents of paragneisses in the Slavonian Mountains (Table 8) might have been sufficient to initiate their partial melting and thus produce migmatitic melts.

All geological, mineralogical, geochemical, and petrological data support the

hypothesis presented herein on the evolution of the Hercynian crystalline complex of the Slavonian Mountains and the surrounding basement of the Pannonian Basin which represents a geological and petrogenetical whole. S-type granite plutonism is synkinematic with the processes of regional metamorphism and migmatitization and with the main deformational event of the Hercynian orogeny.

Besides S-type granites, the Slavonian crystalline complex also includes I-type granites which occur most commonly as small bodies, a few decametre to hundred metre thick, in the parts of the progressively metamorphosed complex which were metamorphosed under P-T conditions of amphibolite facies. As distinguished from the S-type granites, the I-type granites are prekinematic and probably were emplaced just before the main Hercynian deformational event began because the I-type granites have slightly older isotopic ages.

While S-type granitoids have nearly the same petrographic features throughout the whole area, I-type granites of Mt. Psunj are represented by monzogranites and the ones of Mt. Krndija by granodiorites and tonalites. A boundary area between these two petrographic subprovinces is somewhere on the southern slopes of the central parts of Mt. Papuk (Fig. 1).

The lateral compositional variation of I-type granites is caused by the presence or absence of microcline. The Psunj I-type granites (monzogranites) contain microcline whereas the Krndija I-type granites (granodiorites and tonalites) do not contain microcline.

But, microcline is very common in surrounding and much more widespread S-type granites and higher grade migmatites. It is very probable that potassium was partially introduced during the main deformational event, i. e. migmatitization and anatexis, so that the development of microcline itself was late magmatic but still synkinematic for S-type granites and postmagmatic for I-type granites. This difference is supported by microstructural and microtextural data presented in chapters 3 and 4.

Microcline-free I-type granites of Mt. Krndija indicate that the entire Hercynian crystalline complex of the Slavonian Mountains was not evenly affected by potassium metasomatism and development of microcline. If we accept the idea that potassium was introduced only during higher degrees of migmatitization and generation of S-type granitic melts, then the absence of microcline in the Krndija I-type granites is quite logical because in the progressively metamorphosed complex of Mt. Krndija there are no migmatites and S-type granites (Fig. 1).

S-type and I-type granites, despite their common Hercynian age and close spatial appearance, are distinctly different in origin. S-type granites originated by crustal melting of metapelites and metapsammites of the surrounding penecontemporaneous progressively metamorphosed complex as indicated by higher oxygen isotopic composition (+10.8 to +9.5‰) and higher primary $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio (0.7063 and 0.7075). By contrast, I-type granites have lower oxygen isotopic composition (+8.4 to +7.5‰) and lower primary $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio (0.7040). The isotopic evidence suggests a mantle origin for the I-type granites with possibly slight crustal contamination.

Several paleogeographical and geodynamic models for the evolution of the European pre-Alpine crystalline complexes have been proposed recently and some of them are based on classical ideas of plate tectonics (Matte, 1986; Leeder, 1987; and others). Our data for the Slavonian Hercynian complex are in better agreement with the slightly modified »Iapetus«-model proposed by Neugebauer (1988). According to him, rocks of the European Variscan complex were not deposited in an ocean but

in »Variscan Sea«, a remnant of the Iapetus Ocean remaining after the Caledonian orogeny. The Variscan Sea was characterized by basins and ridges and thin continental crust; small fragments of oceanic crust were possibly present.

Although the pre-Hercynian protolith of the Slavonian crystalline complex is still under question, the Hercynian progressively metamorphosed complex, surrounding migmatites, and S-type granites were derived from pelitic and psammitic sediments which might have been deposited in a basin-ridge environment. The clastic sedimentation was accompanied by strong volcanic activity with oceanic tholeiite affinity as shown by common occurrence of orthoamphibolites within the progressively metamorphosed complex (Pamić & Marci, 1990). The complex also includes small masses of ultramafic tectonites which might have been emplaced as solid oceanic fragments before the main Hercynian deformational event had taken place (Pamić, 1988a). Finally, geochemical data suggest that the Hercynian granitic plutonism of the Slavonian Mountains and the surrounding basement of the Pannonian Basin might have taken place in a geotectonic setting similar to that of modern island arcs and collisional zones.

Tabla 1 – Plate 1

- Sl. 1. Ishodišni paragnajs iz najviše metamorfoziranih dijelova hercinskog progresivnometa-
morfno kompleksa; lijeva pritoka Brzaje, nizvodno od Zvečeva, Papuk
- Fig. 1. Paragneissic protolith from highest-grade parts of the progressive metamorphic sequ-
ence
- Sl. 2. Maksimalno rekristalizirani paragnajs s uvircima i lećama mobiliziranog kvarca; Jelov
potok, Koreničani, Papuk
- Fig. 2. Maximally recrystallized paragneiss with incipient mobilized quartz lenses
- Sl. 3. Metateksit – u dominantnom paleosomskom paragnajsu začeci kapljičasto-lećastog
izdvajanja leukosoma; Poklečki potok, Soboština, Papuk
- Fig. 3. Metatexite with predominant gneissic mesosomes with incipient drop-like and lensoid
leucosome minerals
- Sl. 4. Metateksit s oko 20–25% lećasto-vrpčastih leukosoma; Poklečki potok, Soboština,
Papuk
- Fig. 4. Metatexite with about 20–25% of lensoid and striped leucosomes
- Sl. 5. Jače migmatizirani metateksit s jasnim biotitnim melanosomnim slojićima između
leukosoma i paleosoma; dolina Đedovice, Papuk
- Fig. 5. Metatexite with higher degree of migmatitization; distinct biotite melanosomes between
leucosome and paleosome layers
- Sl. 6. Nedeformirani stromatitni migmatit s približno ujednačenom količinom leukosoma
i paleosoma; dolina Brzaje, uzvodno od Zvečeva, Papuk
- Fig. 6. Undeformed stromatic migmatite with equal proportions of leucosomes and melanos-
omes
- Sl. 7. Nedeformirani stromatitni migmatit s više leukosomskog materijala; dolina Brzaje,
uzvodno od Zvečeva, Papuk
- Fig. 7. Undeformed stromatic migmatite with predominant leucosomes
- Sl. 8. Lećasto-stromatitni migmatit s više leukosomnog materijala; izvorište Brzaje, Papuk
- Fig. 8. Lensoid stromatic migmatite with predominant leucosomes

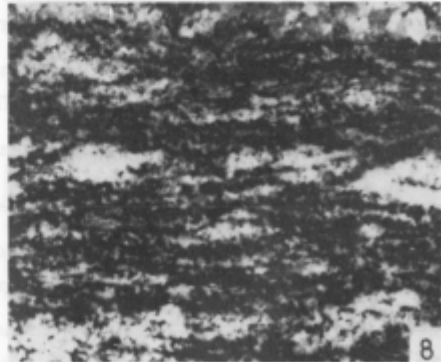
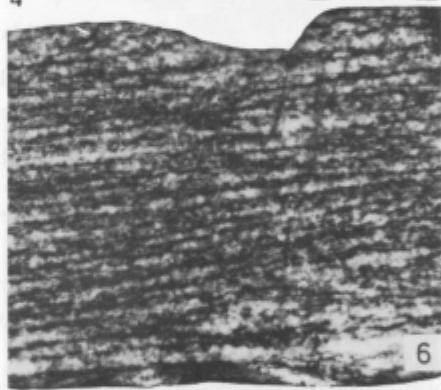
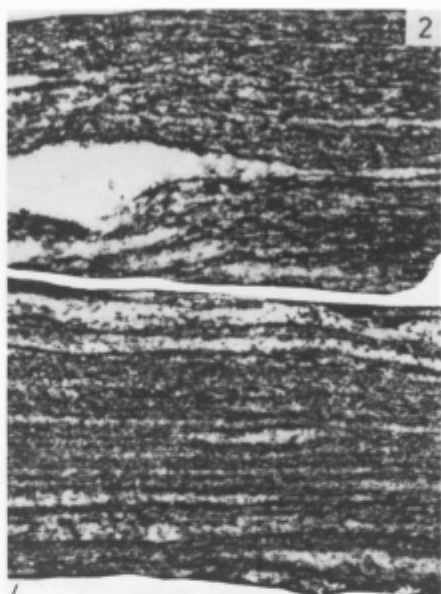
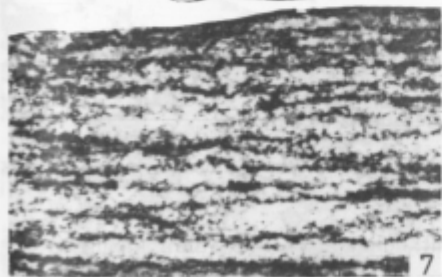
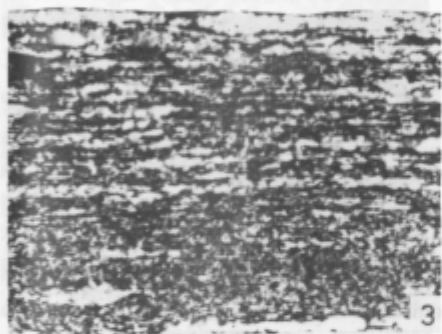




Tabla 2 – Plate 2

- Sl. 1. Lečasto-stromatitni migmatit s više leukosomskog materijala; izvorište Brzaje, Papuk
 Fig. 1. Lensoid stromatic migmatite in which leucosomes predominate over paleosomes
- Sl. 2. Deblje slojeviti stromatitni migmatit s djelomice budiniranim leukosomama; kamenolom Šandrovića, Koreničani, Papuk
 Fig. 2. Thicker-banded stromatic migmatite with partially boudinaged leucosomes
- Sl. 3. Slabo borani stromatitni migmatit u čijoj melanosomi dolaze biotit, hornblenda i titanit; dolina Brzaje, uzvodno od Zvečeva na Papuku
 Fig. 3. Slightly folded stromatic migmatite whose melanosomes consist of biotite, hornblende, and titanite
- Sl. 4. Stromatitni migmatit, kataklaziran i djelomice flazeriran; kamenolom Đedovića, Papuk
 Fig. 4. Stromatic migmatite, cataclastic, partly with »flaser« texture
- Sl. 5. Stromatitni migmatit, jače flazeriran; dolina Slobošćine, Pakra, Papuk
 Fig. 5. Stromatic migmatite with distinct »flaser« texture
- Sl. 6. Nebulit – nepotpuno homogenizirani biotit-kvarcni diorit; dolina Rajševica, Koreničani, Papuk
 Fig. 6. Nebulite – incompletely homogenized biotite-quartz diorite
- Sl. 7. Loptaste i nepravilne leukosome u biotitnom matriksu; dolina Slobošćine, Pakra, Papuk
 Fig. 7. Ball-like and irregular leucosomes in biotite matrix
- Sl. 8. Jako mikroklinizirani nebulitni monzogranit; dolina Slobošćine, Pakra, Papuk
 Fig. 8. Nebulitic monzogranite with abundant microcline

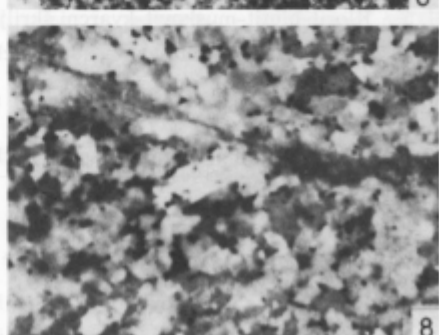
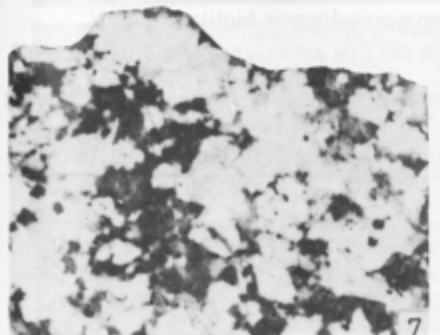
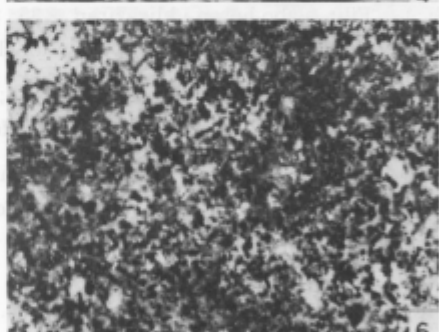
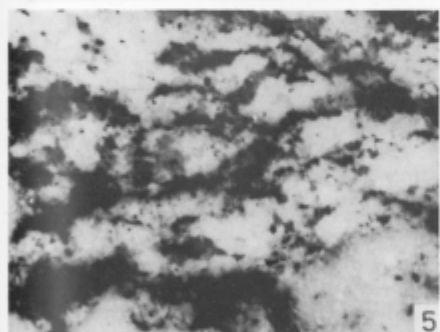
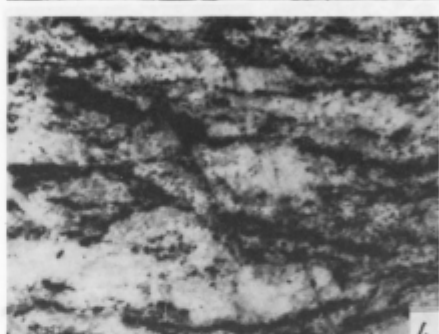
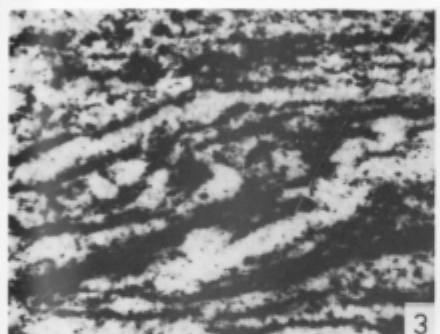
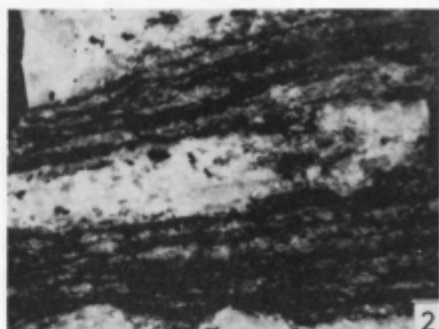
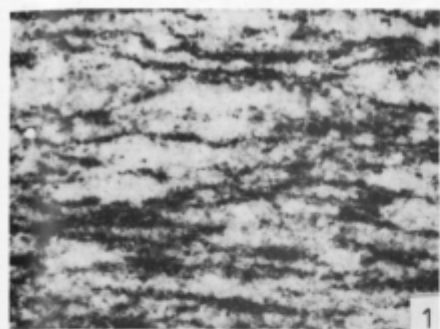




Tabla 3 – Plate 3

- Sl. 1. Filit, slabo boran i klivažiran. $\times 35$; $\times N$
 Fig. 1. Phyllite, slightly folded with weak cleavage. $\times 35$; $\times N$
- Sl. 2. Kloritni filit, vrpčast; dio bore. $\times 35$; $\times N$
 Fig. 2. Chlorite phyllite, banded; part of a fold. $\times 35$; $\times N$
- Sl. 3. Kloritni filit, mikroboran, klivažiran s počecima transpozicije folijacije. $\times 35$; $\times N$
 Fig. 3. Chlorite phyllite, with microfolds and cleavage, and incipient transposition of foliation. $\times 35$; $\times N$
- Sl. 4. Kloritni filit s dva sistema folijacije. $\times 35$; $\times N$
 Fig. 4. Chlorite phyllite with two foliations. $\times 35$; $\times N$
- Sl. 5. Klorit-biotit-muskovit-kvarcni škriljavec; prvo pojavljivanje biotita. $\times 17$; $\parallel N$
 Fig. 5. Chlorite-biotite-muscovite-quartz schist with the first appearance of biotite. $\times 17$; $\parallel N$
- Sl. 6. Klorit-muskovit-kvarcni škriljavec s porfiroblastima biotita koji rastu duž mlađeg sistema folijacije, $\times 17$; $\parallel N$
 Fig. 6. Chlorite-muscovite-quartz schist with biotite porphyroblasts that grew along the younger foliation; $\times 17$; $\parallel N$
- Sl. 7. Krenulirani kvarc-biotit-muskovitni škriljavec. $\times 17$; $\parallel N$
 Fig. 7. Crenulated quartz-biotite-muscovite schist. $\times 17$; $\parallel N$
- Sl. 8. Kvarc-granat-muskovit-biotitni škriljavec. $\times 17$; $\parallel N$
 Fig. 8. Quartz-garnet-muscovite-biotite schist. $\times 17$; $\parallel N$

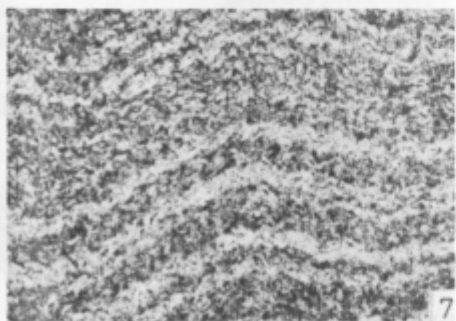
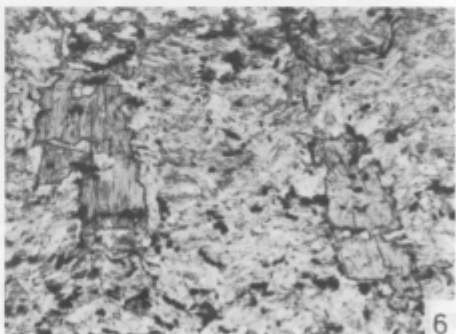
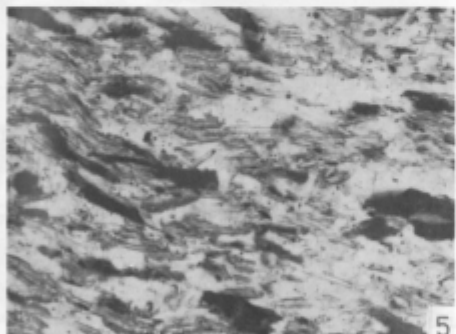
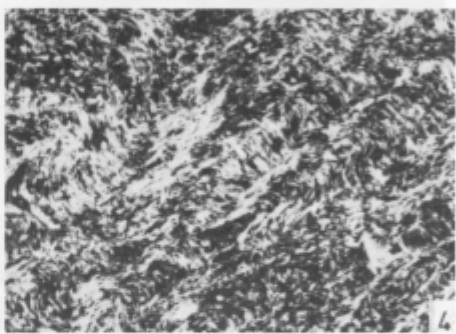
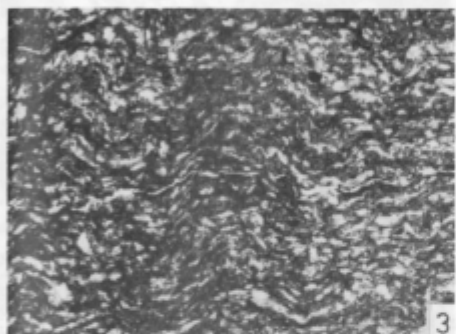
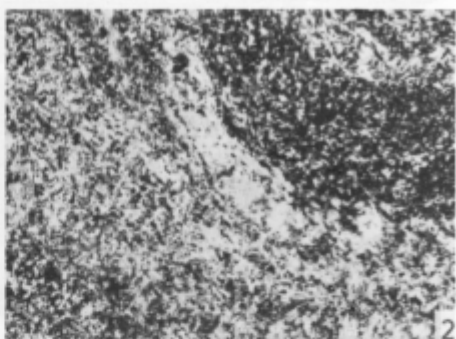
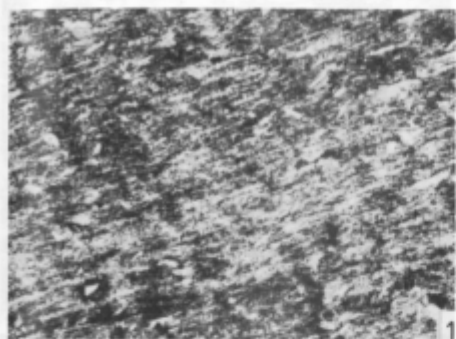




Tabla 4 – Plate 4

- Sl. 1. Granat-staurolit-kvarc-biotitni škriljavac; porfiroblast sericitiziranog staurolita. $\times 35$; $\times N$
 Fig. 1. Garnet-staurolite-quartz-biotite schist; sericitized staurolite porphyroblast. $\times 35$; $\times N$
- Sl. 2. Granat-andaluzit-biotit-kvareni škriljavac; u sredini pločica sericitiziranog andaluzita. $\times 70$; $\times N$
 Fig. 2. Garnet-andalusite-biotite-quartz schist; andalusite plate rimmed by sericite. $\times 70$; $\times N$
- Sl. 3. Reliktli staurolita i uklopici biotita u porfiroblastu andaluzita u mikašistu. $\times 70$; $\times N$
 Fig. 3. Staurolite relics and biotite inclusions in andalusite porphyroblast in mica schist, $\times 70$; $\times N$
- Sl. 4. Prizmatski silimanit u granat-biotit-muskovitnom gnajsu. $\times 70$; $\times N$
 Fig. 4. Prismatic sillimanite in garnet-biotite-muscovite gneiss. $\times 70$; $\times N$
- Sl. 5. Kristali distena u granat-tinjčevom škriljavcu. $\times 35$; $\parallel N$
 Fig. 5. Kyanite crystals in garnet-mica schist. $\times 35$; $\parallel N$
- Sl. 6. Uklopici biotita i kvarca u porfiroblastu distena. $\times 140$; $\times N$
 Fig. 6. Biotite and quartz inclusions in kyanite porphyroblast. $\times 140$; $\times N$
- Sl. 7. Biotitni amfibolit; alterniranje slojića s biotitom i hornblendom. $\times 17$; $\parallel N$
 Fig. 7. Biotite amphibolite; alternating hornblende and biotite layers $\times 17$; $\parallel N$
- Sl. 8. Hornblenda-granat-biotitni gnajs; hornblenda i biotit su ravnomjerno izmiješani. $\times 35$; $\times N$
 Fig. 8. Hornblende-garnet-biotite gneiss; hornblende and biotite are evenly mixed. $\times 35$; $\times N$

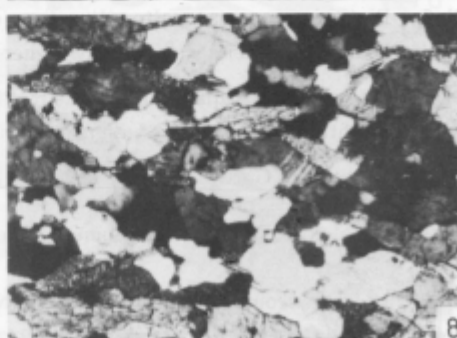
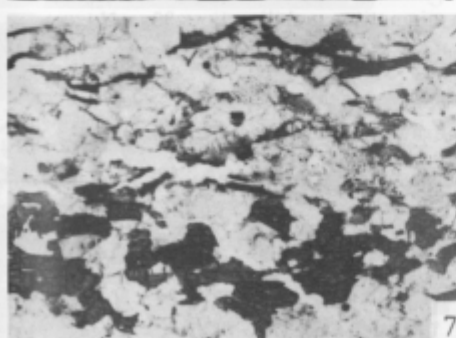
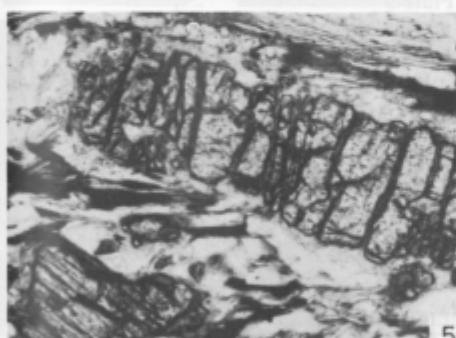
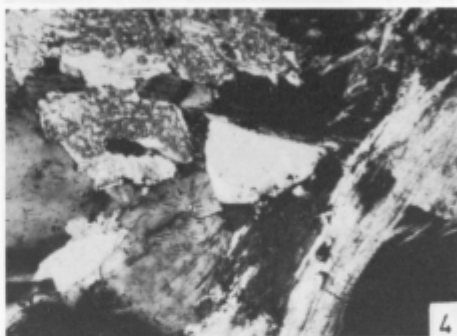
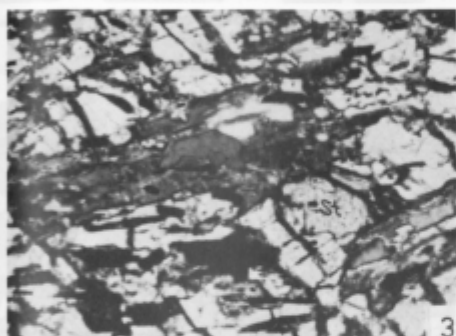
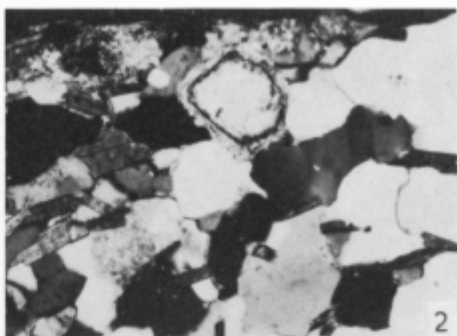
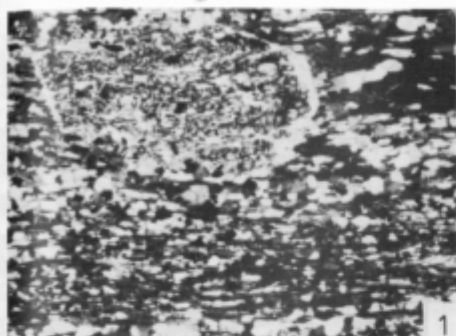




Tabla 5 – Plate 5

- Sl. 1. Modalno vrpčasti bimineralni (hornblenda + plagioklas) amfibolit. $\times 17$; $\times N$
 Fig. 1. Modal layered biminerals (hornblende + plagioclase) amphibolite. $\times 17$; $\times N$
- Sl. 2. Serpentinizirani hornblenda verlit. $\times 35$; $\times N$
 Fig. 2. Serpentinized hornblende wehrlite. $\times 35$, $\times N$
- Sl. 3. Hornblenda-biotitni paragnajs s maksimalno uređenim metamornim sklopom $\times 17$; $\times N$
 Fig. 3. Hornblende-biotite gneiss with maximally organized metamorphic fabric. $\times 17$; $\times N$
- Sl. 4. Biotitni paragnajs sa začecima migmatitne mobilizacije. $\times 17$; $\times N$
 Fig. 4. Biotite paragneiss with incipient migmatitic mobilization. $\times 17$; $\times N$
- Sl. 5. Biotitni paragnajs s nešto višim stupnjem migmatitne mobilizacije $\times 35$; $\times N$
 Fig. 5. Biotite paragneiss with slightly higher degree of migmatitic mobilization. $\times 35$; $\times N$
- Sl. 6. Još nešto viši stupanj migmatitne mobilizacije paragnajsa. $\times 17$; $\times N$
 Fig. 6. Slightly higher degree of migmatitic mobilization in paragneiss. $\times 17$; $\times N$
- Sl. 7. Metateksit. Gore je sloj leukosoma, dolje mezosoma, a u sredini je biotitna melanosoma. $\times 17$; $\times N$
 Fig. 7. Metatexite. Biotite melanosome between leucosome (upper parts) and mesosome (lower parts). $\times 17$; $\times N$
- Sl. 8. Lečasto-stromatitni migmatit. $\times 17$; $\parallel N$
 Fig. 8. Lenticular stromatic migmatite. $\times 17$; $\parallel N$

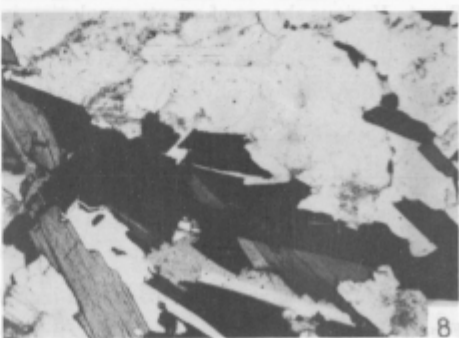
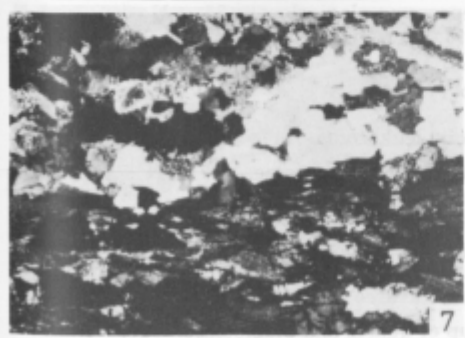
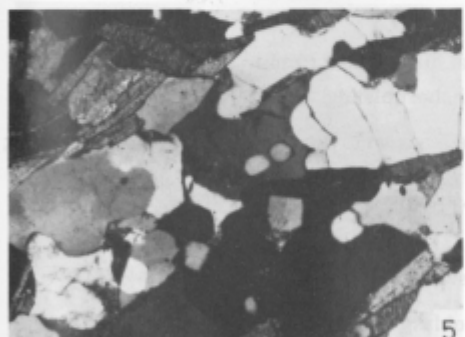
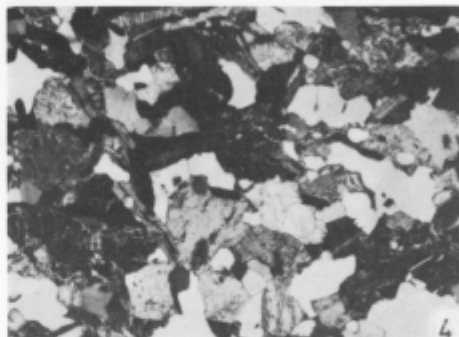
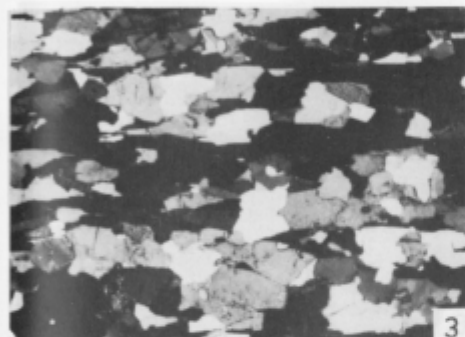
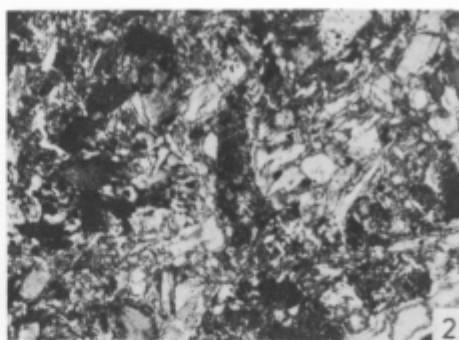




Tabla 6 – Plate 6

- Sl. 1. Lećasta melanosoma izgrađena od biotita, hornblende, titanita i apatita. $\times 35$; ||N
 Fig. 1. Lenticular melanosome containing biotite, hornblende, titanite, and apatite. $\times 35$; ||N
- Sl. 2. Detalj iz malo muskovitizirane biotitne melanosome s puno pleohroitskih dvorova. $\times 30$; ||N
 Fig. 2. Biotite with numerous pleochroic haloes, slightly altered to muscovite. $\times 35$; ||N
- Sl. 3. Povećan sadržaj sitnih apatitnih kristala u biotitnoj melanosomi. $\times 35$; $\times N$
 Fig. 3. Increased quantity of minute apatite crystals in biotite melanosome. $\times 35$; $\times N$
- Sl. 4. Različiti oblici izdvajanja kvarca u plagioklasu iz leukosoma. $\times 35$; $\times N$
 Fig. 4. Various shapes of quartz exsolution in leucosome plagioclase. $\times 35$; $\times N$
- Sl. 5. Porfiroblast mikrokлина u leukosomi. $\times 17$; $\times N$
 Fig. 5. Microcline porphyroblast in leucosome. $\times 17$; $\times N$
- Sl. 6. Intenzivna intergranularna mikroklinizacija leukosoma. $\times 17$; $\times N$
 Fig. 6. Strong intergranular development of microcline in leucosome. $\times 17$; $\times N$
- Sl. 7. Reliktni uklopci primarnog plagioklasa u porfiroblastu »neoplagioklasa«. $\times 35$; $\times N$
 Fig. 7. Relict inclusions of primary plagioclase in »neoplagioclase« porphyroblast. $\times 35$; $\times N$
- Sl. 8. Flazerirani migmatit – dio okca izgrađen od kvarca i plagioklasa. $\times 17$; $\times N$
 Fig. 8. Flaser-migmatite – part of augen made up of quartz and plagioclase. $\times 17$; $\times N$

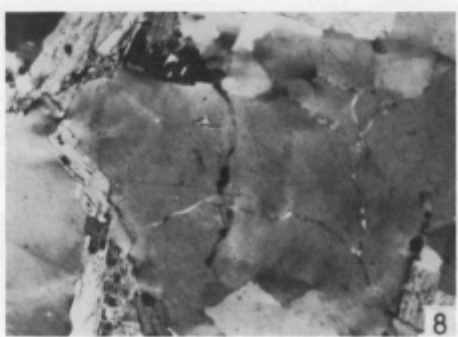
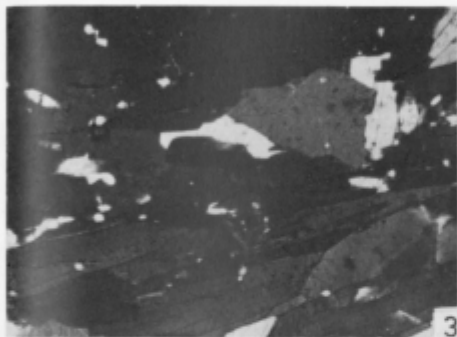
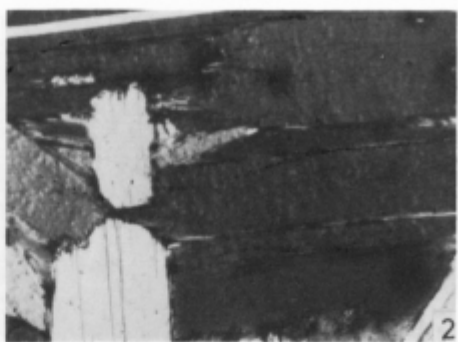
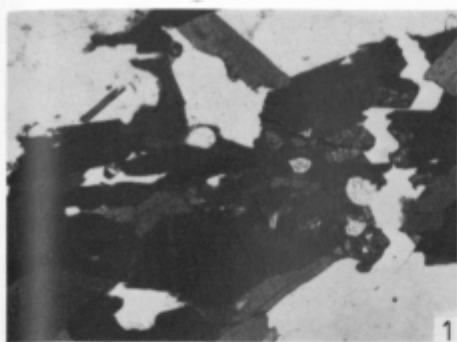




Tabla 7 – Plate 7

- Sl. 1. Slabo mikroklinizirani biotit-kvarcni diorit. $\times 35; \times N$
 Fig. 1. Biotite-quartz diorite with minor development of microcline. $\times 35; \times N$
- Sl. 2. Potpuno kloritizirani i magnetizirani biotit u granodioritu. $\times 35; \parallel N$
 Fig. 2. Biotite completely altered to chlorite and magnetite in granodiorite. $\times 35; \parallel N$
- Sl. 3. Porfiroblast mikroklina s poikilitnim uklopcima kvarca, plagioklasa i biotita u monzogranitu. $\times 17; \times N$
 Fig. 3. Microcline porphyroblast with poikilitic inclusions of quartz, plagioclase, and biotite in monzogranite. $\times 17; \times N$
- Sl. 4. Intergranularno mikroklinizirani biotitni monzogranit. $\times 35; \times N$
 Fig. 4. Biotite monzogranite with intergranular microcline. $\times 35; \times N$
- Sl. 5. Intergranularna i intragranularna muskovitizacija u granodioritu. $\times 35; \times N$
 Fig. 5. Intergranular and intragranular development of muscovite in granodiorite. $\times 35; \times N$
- Sl. 6. Pseudomorfoze muskovita sa crvolikim kvarcom po biotitu. $\times 70; \times N$
 Fig. 6. Muscovite + worm-like quartz pseudomorphs after biotite. $\times 70; \times N$
- Sl. 7. Intenzivna intergranularna muskovitizacija u monzogranitu. $\times 35; \times N$
 Fig. 7. Strong intergranular development of muscovite in monzogranite. $\times 35; \times N$
- Sl. 8. Fibrolitizirani i muskovitizirani biotit s izdvojenim kvarcom. $\times 35; \times N$
 Fig. 8. Biotite altered to fibrolite and muscovite with quartz. $\times 35; \times N$

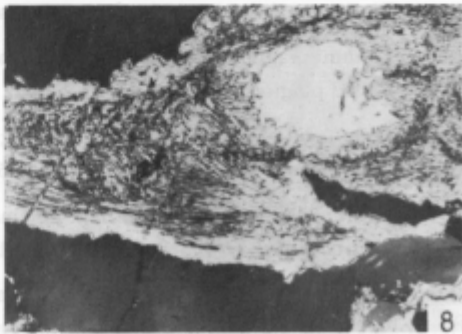
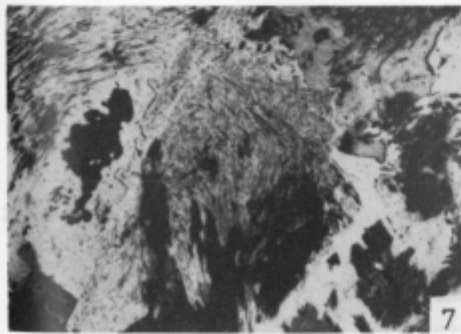
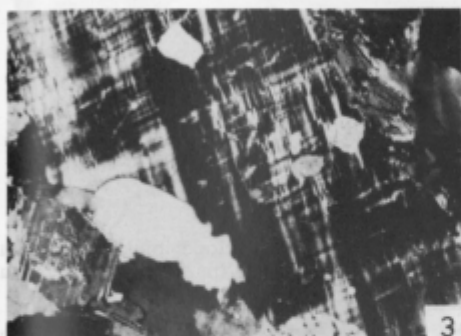
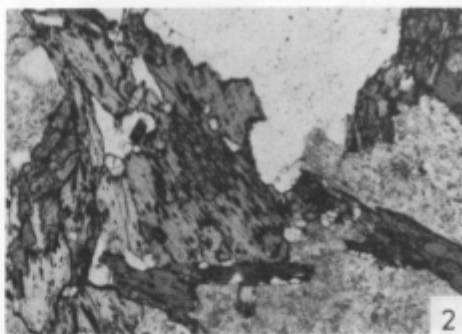




Tabla 8 – Plate 8

- Sl. 1. Porfiroidni granodiorit; u utrusku »neoplagioklasa« dolaze uklopci biotita (na rubu djelomice zupčasto muskovitizirani) i primarnog plagioklasa (na unutrašnjem rubu s klinastim izdvajanjem kvarca). $\times 35$; $\times N$
- Fig. 1. Porphyroid granodiorite; »neoplagioclase« phenocryst with inclusions of biotite, slightly altered to muscovite along the contact, and original plagioclase with wedge-shaped quartz in its marginal part. $\times 35$; $\times N$
- Sl. 2. Leukokratni monzogranit s povećanom količinom pegmatitnih proraslaća feldspata i kvarca. $\times 35$; $\times N$
- Fig. 2. Leucocratic monzogranite with increased quantity of pegmatitic quartz-feldspar intergrowth. $\times 35$; $\times N$
- Sl. 3. Biotitni monzogranit; jasno crvoliko izdvajanje kvarca u rubnim dijelovima plagioklasnih zrna. $\times 35$; $\times N$
- Fig. 3. Biotite monzogranite; distinct worm-like exsolution of quartz in the marginal parts of plagioclase grains. $\times 35$; $\times N$
- Sl. 4. Biotitni granodiorit s povećanom količinom kapljičasto izdvojenog kvarca. $\times 35$; $\times N$
- Fig. 4. Biotite granodiorite with increased quantity of drop-like quartz. $\times 35$; $\times N$
- Sl. 5. Zonalni plagioklas u muskovit-biotitnom granodioritu. $\times 35$; $\times N$
- Fig. 5. Zoned plagioclase in muscovite-quartz granodiorite. $\times 35$; $\times N$
- Sl. 6. Hornblenda-biotit-kvarcni diorit. $\times 35$; $\parallel N$
- Fig. 6. Hornblende-biotite-quartz diorite. $\times 35$; $\parallel N$
- Sl. 7. Kvarcni diorit s gnjezdastim nakupinama biotita sa slabo izraženom folijacijom. $\times 17$; $\times N$
- Fig. 7. Quartz diorite with nests of slightly foliated biotite. $\times 17$; $\times N$
- Sl. 8. Moncodiorit s nepravilnim nakupinama biotita. $\times 17$; $\times N$
- Fig. 8. Monzodiorite with irregular biotite aggregates. $\times 17$; $\times N$

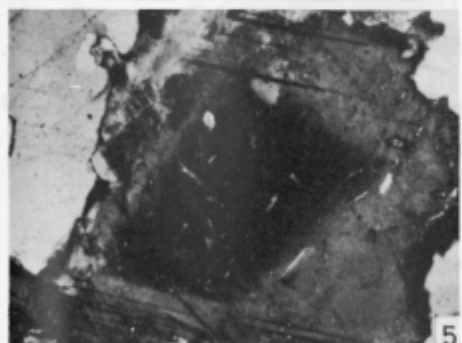
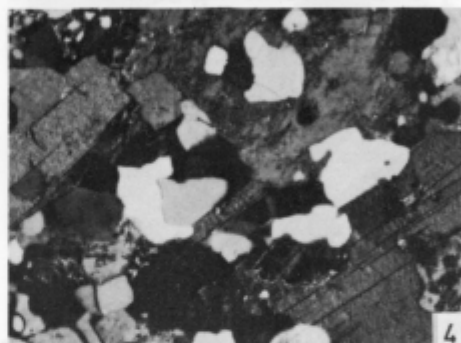




Tabla 9 – Plate 9

- Sl. 1. Hornblenda-biotit-kvarcni diorit s djelomice izmijenjenim zonalnim plagioklasom. $\times 35$; $\times N$
 Fig. 1. Hornblende-biotite-quartz diorite with partly transformed zoned plagioclase. $\times 35$; $\times N$
- Sl. 2. Kataklažirani granat-hornblenda-biotit-kvarcni diorit, prijelaz u tonalit. $\times 35$; $\times N$
 Fig. 2. Cataclastic garnet-hornblende-biotite-quartz diorite grading into tonalite. $\times 35$; $\times N$
- Sl. 3. Slabo kataklažirani i muskovitizirani tonalit s malo granata. $\times 35$; $\times N$
 Fig. 3. Weakly cataclastic tonalite with muscovite and a few garnet grains. $\times 35$; $\times N$
- Sl. 4. Monzogranit s puno biotita i pleohroitskih dvorova. $\times 35$; $\times N$
 Fig. 4. Monzogranite enriched in biotite with numerous pleochroic haloes. $\times 35$; $\times N$
- Sl. 5. Svježi muskovit-biotitni granodiorit-tonalit. $\times 35$; $\times N$
 Fig. 5. Fresh muscovite-biotite granodiorite-tonalite. $\times 35$; $\times N$
- Sl. 6. Slabo muskovitizirani granat-biotitni granodiorit. $\times 17$; $\times N$
 Fig. 6. Garnet-biotite granodiorite with minor development of muscovite. $\times 17$; $\times N$
- Sl. 7. Malo kataklažirani monzogranit s krupnim muskovitom razvijenim po ortoklasu. $\times 35$; $\times N$
 Fig. 7. Weakly cataclastic monzogranite with coarse muscovite replacing orthoclase. $\times 35$; $\times N$
- Sl. 8. Umjereno kataklažirani i mikroklinizirani leukokrati granit. $\times 17$; $\times N$
 Fig. 8. Moderately cataclastic leucocratic granite with microcline. $\times 17$; $\times N$

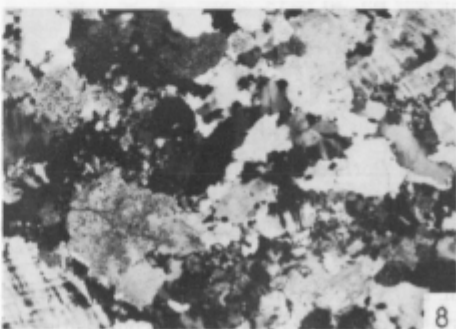
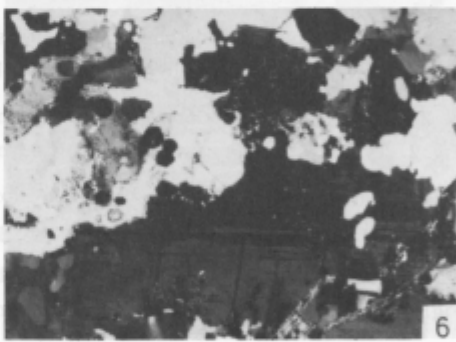
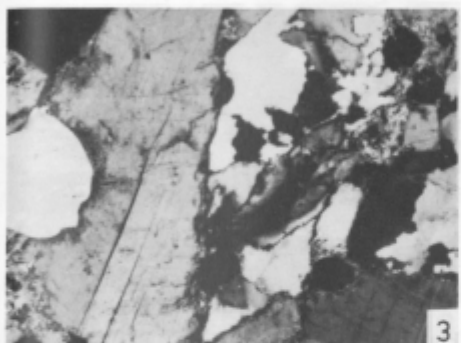
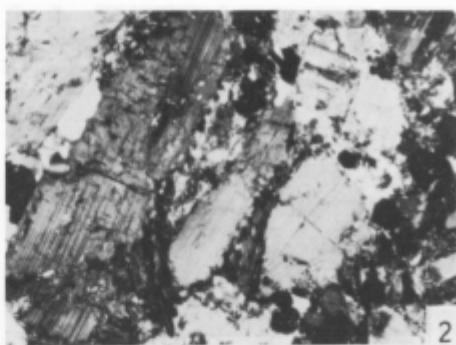
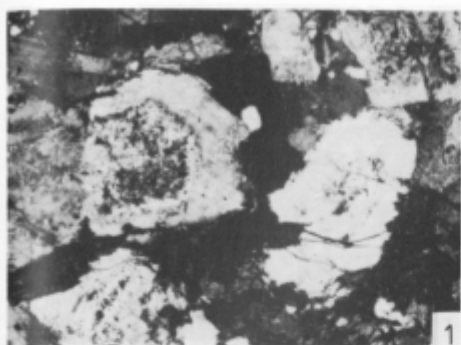
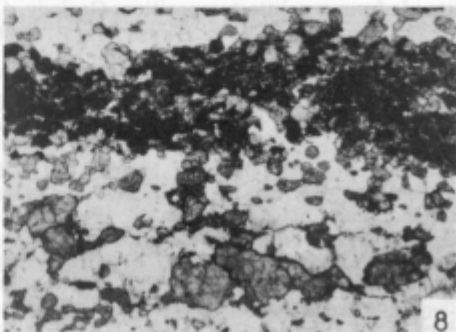
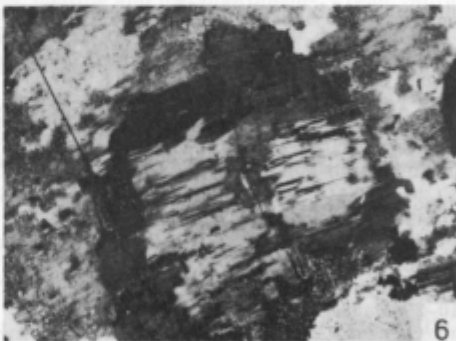
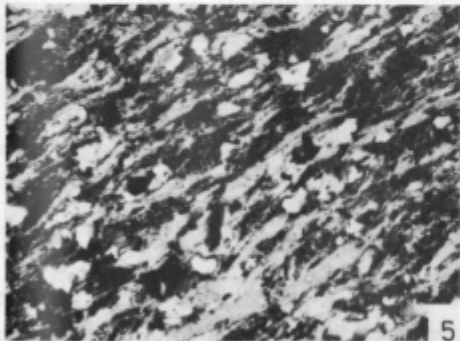
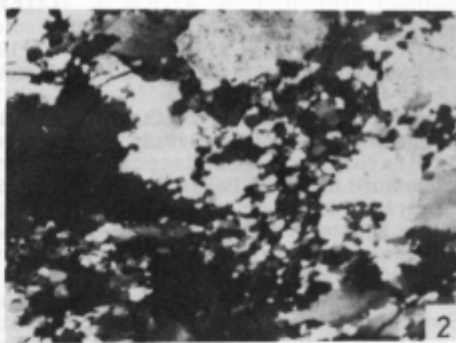
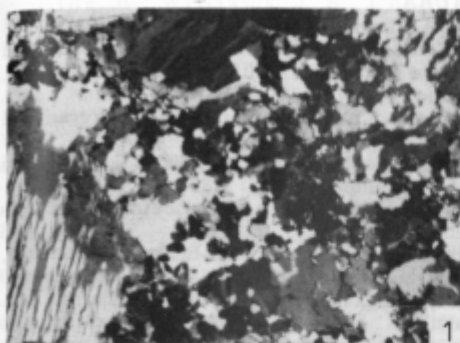




Tabla 10 – Plate 10

- Sl. 1. Porfiroidni kataklastični granit s utruscima zebラストog perthita. $\times 17$; $\times N$
 Fig. 1. Porphyroid cataclastic granite with zebra-like perthite phenocryst. $\times 17$; $\times N$
- Sl. 2. Tipični jako kataklazirani psunjski monocgranit. $\times 35$; $\times N$
 Fig. 2. Typical strongly cataclastic granite from Psunj Mt. $\times 35$; $\times N$
- Sl. 3. Kataklastični i škrljav, umjereno filonitizirani granit. $\times 17$; $\times N$
 Fig. 3. Cataclastic and schistose, moderately phyllonitized granite. $\times 17$; $\times N$
- Sl. 4. Kataklastični i škrljav granit, jače filonitiziran. $\times 17$; $\times N$
 Fig. 4. Cataclastic and schistose granite, strongly phyllonitized. $\times 17$; $\times N$
- Sl. 5. Filonit. $\times 17$; $\times N$
 Fig. 5. Phyllonite. $\times 17$; $\times N$
- Sl. 6. Neravnomjerno izdvajanje »neoplgioklasa« u biotitnom monocgranitu. $\times 35$; $\times N$
 Fig. 6. Uneven exsolution of »neoplgioclase« in biotite monzogranite. $\times 35$; $\times N$
- Sl. 7. Porfiroidni biotitni monocgranit; na mikroklinu se ne zapažaju kataklastični efekti. $\times 17$; $\times N$
 Fig. 7. Porphyroid biotite monzogranite in which microcline is not affected by cataclasis. $\times 17$; $\times N$
- Sl. 8. Vrpčasti skarn s kompozicionim i modalnim izdvajanjima. $\times 17$; $\parallel N$
 Fig. 8. Calc-silicate rock with compositional and modal layering. $\times 17$; $\parallel N$



LITERATURA

- Anderson, L. J. & Rowley, M. C. 1981, Synkinematic intrusion of peraluminous and associated metaaluminous granitic magmas, Whipple Mountains, California. *Canad. Mineral.*, 19, 83–101, Ottawa.
- Bateman, R. 1984, On the role of diapirism, ascent and final emplacement of granitoid magmas. *Tectonophysics*, 110, 211–231, Amsterdam.
- Brajdić, V. 1962, Prilog poznavanju intruzivnih stijena zapadnog dijela Papuka. *Biotitski granodiorit iz potoka Pakra. Geol. vjesnik.*, 15 (1), 297–300, Zagreb.
- Brkić, M., Jamičić, D. & Pantić, N. 1974, Karbonske naslage u Papuku (sjeveroistočna Hrvatska). *Geol. vjesnik*, 27, 53–58, Zagreb.
- Brown, G. C. 1981, Space and time in granite plutonism. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 301, 321–336, London.
- Buda, G. 1987, Variscan granitoids in Hungary and their relation to the West Carpathian. *Struk. vyv. Karp.-Balk. orog. pasma*, 26, Bratislava.
- Cambel, B. & Vilinović, V. 1987, *Geochimia a petrologia granitidnych hornin Malych Karpat*. 247 p., Vyd. Sloven. Akad. Vied, Bratislava.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R. 1974, Two contrasting granite types. *Pacif. Geol.*, 8, 173–174, Canberra.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R. 1984, I- and S-type granites in the Lachlan fold belt, southeastern Australia. *Proceed. Intern. Symp.*, »Geology of granites and their metallogenic relations«, 87–101, Nanjing.
- Clark, D. B. 1981, The mineralogy of peraluminous granites: a review. *Canad. Mineral.*, 19, 3–17, Ottawa.
- Clemens, J. D. & Wall, V. J. 1981, Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) magmas. *Canad. Mineral.*, 19, 111–131, Ottawa.
- Canović, M. & Kemenci, R. 1988, *Mezozoik podine Panonskog bazena u Vojvodini. Matica srpska, Od. priro. nauke*, 339 p., Novi Sad.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. 1962, *Rock-forming minerals*. Vol. 3, 270 p., Longmans, London.
- Deleon, G. 1969, Pregled rezultata određivanja apsolutne geološke starosti granitoidnih stena u Jugoslaviji. *Radovi Inst. geol.-rud. istr. nukl. sirovina*, 6, 165–182, Beograd.
- England, P. & Thompson, A. B. 1984, Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Jour. Petrol.*, 25, 894–928, Oxford.
- Flood, R. H. & Shave, S. E. 1975, A cordierite-bearing granite suite from the New England batholith, N. S. W. Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 52, 157–164, Stuttgart.
- Flügel, H. W., Sassi, F. P. & Grecula, P. 1987, Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean belt, 487 p., IGCP Project No. 5, Alfa Publishers, Bratislava.
- Frey, M. 1986, Very low-grade metamorphism of the Alps – an introduction. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 66, 13–27, Zürich.
- Golub, Lj. & Siljak, M. 1965, Muscovite from Točak (Papuk, Croatia). *Acta geol.*, 4, 333–339, Zagreb.
- Gorjanović-Kramberger, D. 1897, *Geologija okolice Kutjeva. Rad JAZU*, 131, 10–29, Zagreb.
- Green, T. H. 1976, Experimental generation of cordierite- or garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition. *Geology*, 4, 85–88, Washington, D. C.
- Guidotti, C. V. & Sassi, F. P. 1986, Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite b_0 data from low-grade metapelites. *N. Jahrb. Mineral. Abh.*, 153 (3), 363–380, Stuttgart.
- Gupta, L. N. & Johannes, W. 1982, Petrogenesis of stromatic migmatites (Nelaug, Southern Norway). *Jour. Petrol.*, 23 (4), 548–567, Oxford.
- Hammarstrom, J. M. & Zen, F. 1986, Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Mineral.*, 71, 1297–1313, Washington, D. C.
- Harris, N. B., Pearce, J. A. & Tindle, A. G. 1986, Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In M. P. Coward & A. C. Ries (Eds.) »Collision tectonics«, *Geol. Soc. Spec. Public.* 19, 67–81, London.
- Hart, B. & Dempster, T. J. 1987, Regional metamorphic zones: tectonic controls. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A, 231, 105–127, London.
- Herak, M., Jamičić, D., Šimunić, A. & Bukovac, J. 1990, The northern boundary of the Dinarides. *Acta Geol.*, 20, 5–27, Zagreb.

- Hine, R., Williams, J. S., Chappell, B. W. & White, A. J. R. 1978, Contrast between I- and S-type granitoids of the Kosciusco batholith. *Jour. Geol. Soc. Australia*, 25, 219-234, Canberra.
- Holdaway, M. J. 1971, Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Amer. Jour. Scie.*, 271, 97-131, Washington, D. C.
- Hollister, R. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. & Gisson, W. B. 1987, Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Amer. Mineral.*, 72, 231-239, Washington, D. C.
- Huang, M. 1985, Compositional conversion of feldspathic phase in granitoids and its application to rock-forming temperature calculation. *Chinese Jour. Geochem.*, 2, 181-191, Beijing.
- Hyndman, D. W. 1981, Controls on source and depth of emplacement of granitic magma. *Geology*, 9, 244-249, Washington, D. C.
- Jamičić, D. 1976, Structural fabric of the metamorphosed rocks of Mt. Krndija and the eastern part of Mt. Papuk. *Bull. Scie.*, A, 21(1/2), 2-3, Zagreb.
- Jamičić, D. 1979, Dvostruko boranje u jednom dijelu metamorfnih stijena Papuka i Krndije. *Geol. vjesn.*, 31, 355-358, Zagreb.
- Jamičić, D. 1979a, Prilog poznavanju tektonskih odnosa Papuka i Krndije. IV. god. znan. skup primj. geol. geofiz. i geokem. JAZU, 199-206, Stub. Toplice.
- Jamičić, D. 1983, Strukturni sklop metamorfnih stijena Krndije i južnih padina Papuka. *Geol. vjesn.*, 36, 51-72, Zagreb.
- Jamičić, D. 1988, Strukturni sklop slavonskih planina. Disertacija, Sveučilište u Zagrebu, 152 p., Zagreb.
- Jamičić, D., Brkić, M., Crnko, J. & Vragović, M. 1987, Tumač za Osnovnu geološku kartu SFRJ 1:100.000, list Orahovica, 72 p., Sav. geol. zavod, Beograd.
- Jamičić, D., Vragović, M. & Matićec, D. 1989, Tumač za Osnovnu geološku kartu SFRJ 1:100.000, list Daruvar. 55 p., Sav. geol. zav., Beograd.
- Jantsky, B. 1978, A Mecseki granitosodott kristalios alaphegyseg földtana. *Magyar All. Föld. Int.*, 60, 1-385, Budapest.
- Johannes, W. 1983, Metastable melting in granite and related systems. In M. P. Atherton & C. D. Gribble (Eds.) »Migmatites, melting and metamorphism«, 27-36, Shira Publish. Limit., Kent.
- Johannes, W. 1983a, On the origin of layered migmatites. In M. P. Atherton & C. D. Gribble (Eds.) »Migmatites, melting and metamorphism«, 234-248, Shira Publish. Limit., Kent.
- Kišpatić, M. 1891, Kloritoidni škrljavac iz Pšunja. *Rad JAZU*, 104, 3-8, Zagreb.
- Kišpatić, M. 1892, Prilog geoložkom poznavanju Pšunja. *Rad JAZU*, 109, 1-57, Zagreb.
- Kišpatić, M. 1910, Disthen-, Sillimanit- und Staurolitführende Schiefer aus dem Krndija-Gebirge in Kroatien. *Centralblatt f. Mineral. etc.*, 5, 578-586, Stuttgart.
- Kišpatić, M. 1910a, Brucit amphibolit aus Krndija in Kroatien. *Centralblatt f. Mineral. etc.*, 5, 153-155, Stuttgart.
- Kober, L. 1914, Alpen und Dinariden. *Geol. Rundschau*, 5, 175-204, Stuttgart.
- Koch, F. 1908, Geologijska pregledna karta kraljevine Hrvatske i Slavonije, list Daruvar 1:75.000 s tumačem. *Kralj. hrv.-slav.-dalm. zemalj. vlada*, VI, Zagreb.
- Koch, F. 1919, Grundlinien der Geologie von West-Slavonien. *Glas. Hrv. priir. druš.*, 31(2), 217-236, Zagreb.
- Koch, F. 1924, Geotektonische Beobachtungen im Alpino-Dinarischen Grenzgebiete. *Zbor. rad. posvećen J. Cvijiću*, 341-358, Beograd.
- Korolija, B. & Jamičić, D. 1989, Tumač za Osnovnu geološku kartu SFRJ 1:100.000, list Našice, 40 p., Sav. geol. zavod, Beograd.
- Kovacs, S., Csaszar, G., Galacs, A., Haas, J., Nagy, E. & Vörös, A. 1989, The Tisza Superunit was originally part of the North Tethyan margin. *Mem. Soc. Geol. France*, No. 154(2), 81-100, Paris.
- Laskarev, V. 1931, Prilozi za poznavanje tektonike Požeške gore. *Glas. Srp. akad. nauka i umet.*, 141(1), 103-118, Beograd.
- Leeder, M. R. 1987, Tectonic and paleogeographic models for Lower Carboniferous Europe. In: J. Miller, A. E. Adams & V. P. Wright (Eds.) »European Dinantian Environments«, 1, 1-20, Wiley & Sons, New York.
- Marci, V. 1968, Utvrđivanje porijekla anklava i gnajsa Papuka na osnovi sadržaja mikroelemenata. *Geol. vjesn.*, 21, 273-280, Zagreb.

- Marci, V. 1971, Metasomatski procesi u kontaktnim zonama granita i amfibolita na području Donje Rašaške, Psunj. *Geol. vjesn.*, 24, 123-131, Zagreb.
- Marci, V. 1973, Geneza granitnih stijena Psunja. *Acta geol.*, 7, 195-231, Zagreb.
- Marci, V. 1979, Niskometamorfne mineralne asocijacije sjeverozapadnog dijela Psunja. *Geol. vjesn.*, 31 241-252, Zagreb.
- Marci, V., Međimurec, S. & Šćavničar, S. 1975, Žilne pojave klorita u jugozapadnom dijelu Psunja. *Geol. vjesn.*, 28, 217-242, Zagreb.
- Marci V. & Raffaelli, P. 1981, Kemijske karakteristike amfibolskih stijena sjeverozapadnog dijela Psunja. Razlikovanje orto i para varijeteta. *Geol. vjesnik.*, 33, 133-144, Zagreb.
- Marić, L. 1955, Petrografsko istraživanje Krndije. *Ljetopis JAZU* 60, 290-294, Zagreb.
- Mason, B. 1966, Principles of geochemistry. 3rd Ed., 327 p., John Wiley & Sons Inc., New York.
- Mather, J. D. 1970, The biotite isograd and lower greenschist facies in Dalradian rocks of Scotland. *Jour. Petrol.*, 11, 253-275, Oxford.
- Matte, P. 1986, Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, 329-374, Amsterdam.
- McCarthy, T. S. & Hastly, R. A. 1976, Trace element distribution patterns and their relationship to the crystallization of granitic melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 1351-1358, London.
- Mehnert, K. R. 1968, Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Publ. Comp., 327 p. Amsterdam.
- Mehnert, K. R. & Büsch, W. 1982, The initial stage of migmatite formation. *N. Jb. Mineral. Abh.*, 145(3), 211-238, Stuttgart.
- Miyashiro, A. 1961, Evolution of metamorphic belts. *Jour. Petrol.*, 2, 277-311, Oxford.
- Miyashiro, A., Aki, K. & Sengör, A. M. C. 1981, Orogeny. 242 p., John Wiley & Sons, Chichester-New York-Toronto-Singapore.
- Mojšisovič, E., Tietze, E. & Bittner, A. 1880, Grundlinien der Geologie von Bosnien und der Herzegowina. *Jahrb. Geol. R. A.*, 30, Wien.
- Najdenovski, J. & Aljinović, B. 1989, Požeška kotlina. Rezultati statističke obrade seizmičkih brzina s osvrtnom na geološke odnose. *DIT*, 7 (25), 1-18, Zagreb.
- Neugebauer, J. 1988, The Variscan plate tectonic evolution: an improved »Iapetus model«. *Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt.*, 68, 313-333, Zürich.
- Neugebauer, J. 1989, The Iapetus model: a plate tectonic concept for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 169, 229-256, Amsterdam.
- Olsen, S. N. 1983, A quantitative approach to local mass balance in migmatites. In M. P. Atherton & C. D. Gribble (Eds.) »Migmatites, melting and metamorphism«, 201-233, Shira Publ. Limit., Kent.
- Pamić, J. 1986, Magmatic and metamorphic complexes of the adjoining area of the northernmost Dinarides and Pannonian Mass. *Acta Geol. Hungar.*, 29, 203-220, Budapest.
- Pamić, J. 1986a, Metamorfiti temeljnog gorja Panonskog bazena u savsko-dravskom međuriječju na osnovi podataka naftnih bušotina. XI. Kongr. geol. Jugosl., 2, 259-272, Tara.
- Pamić, J. 1977, Alpski magmatsko-metamorfni procesi kao indikatori geološke evolucije sjeverne Bosne. *Geol. glas.*, 22, 257-292, Sarajevo.
- Pamić, J. 1987, Pojave kordijerita, andaluzita i margarita u metamorfnim stijenama Psunja u Slavoniji. *Geol. vjesn.*, 40, 139-147, Zagreb.
- Pamić, J. 1987a, Kredno-tercijarne granitne i metamorfne stijene u dodirnom području sjevernih Dinarida i Panonskog strukturnog kompleksa. *Geologija*, 28/29, (1985/86), 219-237, Ljubljana.
- Pamić, J. 1988, Stijene granit-granodioritne asocijacije Krndije u Slavoniji (sjeverna Hrvatska, Jugoslavija). *Rad JAZU*, 441 (23), 97-114, Zagreb.
- Pamić, J. 1988a, Ultramafics from metamorphic complexes of the Slavonian Mountains (northern Croatia, Yugoslavia). *Newsletter*, 7, 221-227, Padova.
- Pamić, J. 1989, Hercynian and Alpine granitic-metamorphic complexes of the adjoining area of the Dinarides and Pannonian Basin in Yugoslavia as related to geodynamics. *Geol. Zbor. Geol. Carpathica*, 40(3), 259-280, Bratislava.
- Pamić, J. 1989a, Zonalnost hercinskog metamorfnog kompleksa Krndije u Slavoniji (sjeverna Hrvatska, Jugoslavija). *Geol. vjesn.*, 42, 79-92, Zagreb.
- Pamić, J. 1990, Alpinski granitoidi, migmatiti i metamorfiti Moslavačke gore i okolne podloge Panonskog bazena (sjeverna Hrvatska, Jugoslavija). Poseb. izdanja JAZU, 10, 1-122, Zagreb.
- Pamić, J. & Jamičić, D. 1986, Metabasic intrusive rocks from the Paleozoic Radlovac

complex of Papuk Mt. in Slavonija (northern Croatia, Yugoslavia). Rad JAZU, 424(21), 97-127, Zagreb.

Pamić, J., Jamičić, D. & Crnko, J. 1984, Bazične i intermedijarne magmatske stijene iz metamorfita središnjih dijelova Psunja u Slavoniji. Geol. vjesn., 37, 127-144, Zagreb.

Pamić, J., Jamičić, D. & Crnko, J. 1984a, Petrološki prikaz ultramafita iz metamorfnog kompleksa središnjih dijelova Psunja. Rad JAZU, 141(20), 93-104, Zagreb.

Pamić, J., Lanphere, M. & McKee, E. 1988, Radiometric ages of metamorphic and associated igneous rocks of the Slavonian Mountains in southern parts of the Pannonian Basin. Acta geol., 18, 13-39, Zagreb.

Pamić, J., Lelkes-Félvary, Gy. & Raffaelli, P. 1988a, Andalusite-bearing schists from southwestern parts of Papuk Mt. in Slavonija (northern Croatia). Geol. vjesn., 41, 145-157, Zagreb.

Pamić, J., & Marci, V. 1990, Petrologija amfibolitskih stijena slavonskih planina (sjeverna Hrvatska, Jugoslavija). Geol. vjesn., 43, 121-133, Zagreb.

Pearce, J. A., Harris, N. B. & Tindle, A. G. 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Jour. Petrol., 25 (4), 956-983, Oxford.

Perčuk, L. L. 1968, Ravnovesie biotita s granatom v metamorfičeskih porodah. Eksp. teor. isled, miner. ravnovesii, Nauka, 3-36, Moskva.

Pilar, D. 1875, Podravina, Đakovština i Dilj-gora. Rad JAZU, 33, 38-57, Zagreb.

Platten, von H. 1965, Experimental anatexis and genesis of migmatites. In W. S. Pitcher & F. W. Flinn (Eds.) »Control of metamorphism«, 10, 203-218, Oliver & Boyd, Edinburgh - London.

Poldervaart, A. 1955, Chemistry of the Earth crust. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, 62, 119-144, Washington, D. C.

Poljak, J. 1912, Prethodni izvještaj o geologijskom snimanju u opsegu listova Orahovica-Beničanci i Našice-Kutjevo 1:75.000. Vijesti Geol. povjer. kralj. Hrvatske-Slavonije za 1911., 2, 20-28, Zagreb.

Poljak, J. 1934, Tumač za geološku kartu Orahovica-Beničanci 1:75.000. Povr. izd. Geol. inst. kralj. Jugos., 3-15, Beograd.

Poljak, J. 1939, Izvještaj o geološkom snimanju lista Slatina-Voćin 1:25.000. Godiš. Geol. inst. kralj. Jugosl., za 1938. g., 89-92, Beograd.

Poljak, J. 1952, Predpaleozojske i paleozojske naslage Papuka i Krndije. Geol. vjesn., 2/4, 63-82, Zagreb.

Popović, S. & Slovenec, D. 1981, Točno mjerenje parametara jedinične ćelije filossilikata na primjeru biotita i muskovita. Geol. vjesn., 33, 195-202, Zagreb.

Prelogović, E. 1975, Neotektoniska karata SR Hrvatske. Geol. vjesn., 28, 97-107, Zagreb.

Raffaelli, P. 1965, Metamorfizam paleozojskih pelitskih škriljavaca u području Ravne gore. Geol. vjesn., 18(1), 61-111, Zagreb.

Raffaelli, P. 1965a, Diorit s kvarcom i kumingtonitom iz Ravne gore u Papuku. Acta geol., 4, 323-326, Zagreb.

Raffaelli, P. & Pamić, J. 1986, Petrokemijsko razmatranje predalpinskih i mladoalpinskih granitnih masa dodirnog područja sjevernih Dinarida i Panonske mase. XI Kongres geol. Jugosl., 2, 293-305, Tara.

Richardson, S. W., Gilbert, M. C. & Bell, P. M. 1969, Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria. Amer. Jour. Scie., 267, 259-272, Washington, D. C.

Rock, N. M. & Leake, B. E. 1984, The International Mineralogical Association amphibole nomenclature scheme: computerization and its consequences. Mineral. Magaz., 48(2), 211-228, London.

Royden, L., Horvath, F. & Rumpler, J. 1983, Evolution of the Pannonian Basin system. 1. Tectonics. Tectonics, 2(1), 63-90, Washington, D. C.

Rutter, M. J., van Der Lan, S. R. & Wyllie, P. J. 1989, Experimental data for a proposed empirical igneous geobarometer: Aluminium in hornblende at 10 kbar pressure. Geology, 17, 897-900, Washington, D. C.

Sassi, F. P. & Scolari, A. 1974, The b_0 value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. Contr. Miner. Petrol., 45, 143-152, Stuttgart.

Shepard, S. M. F. 1986, Igneous rocks: III. Isotopic case studies of magmatism in Africa, Eurasia and oceanic islands. In J. W. Valley, H. P. Taylor & J. R. O'Neil (Eds.) »Stable isotopes«, Mineral. Soc. Amer., Reviews in Mineralogy, 16, 319-372, Blacksburg.

- Slovenec D. 1976, Izmjene biotita u pegmatitu potoka Brzaje na Papuku u uvjetima površinskog trošenja. *Geol. vjesn.*, 29, 243–267, Zagreb.
- Slovenec D. 1978, Mogućnost korištenja biotita kao indikatora geneze granito-metamorfnihi stijena Papuka. *Geol. vjesn.*, 30(2), 351–357, Zagreb.
- Slovenec D. 1982, Kemijski sastav biotita, granata i amfibola kao pokazatelj temperature formiranja granito-metamorfnihi stijena Papuka. *Geol. vjesn.* 35, 133–152, Zagreb.
- Slovenec, D. 1982a, Revised X-ray powder diffraction data for polytype 2M₁ of trioctahedral micas. *Geol. vjesn.*, 35, 129–132, Zagreb.
- Slovenec, D. 1983, The effect of absorption on X-ray diffraction Weissenberg patterns of epitactically overgrown biotite. *Geol. vjesn.*, 36, 219–222, Zagreb.
- Slovenec, D. 1984, Raspodjela politipova biotita i muskovita po grupama stijena Papuka. Ref. I. Jugosl. simp., Jugosl. asoc. miner., 307–314, Beograd.
- Slovenec, D. 1986, Nalazi pirofilita, paragonita, margarita i glaukonita u stijenama slavonskih planina. *Geol. vjesn.*, 39, 61–74, Zagreb.
- Slovenec, D. & Halle, R. 1979, Unusual thermal behavior of biotites from Mt. Papuk. *Jour. Therm. Anal.*, 17, 177–179, London.
- Slovenec, D., Popović, S. & Galešić, N. 1980, An X-ray diffraction investigation of trioctahedral micas. *Jour. Therm. Anal.*, 31, 273–280, Zagreb.
- Slovenec, D. & Popović, S. 1981, Mogu li se po rendgenskim difrakcijskim slikama proba sigurno razlikovati politipi biotita 1M i 2M? *Geol. vjesn.*, 33, 203–208, Zagreb.
- Stormer, J. C. 1975, A practical two-feldspar geothermometer. *Amer. Mineral.* 60, 667–674, Washington, D. C.
- Streckeisen, A. L. 1973, Plutonic rocks, classification and nomenclature. *Geotimes*, 18(10), 26–31, Washington, D. C.
- Streckeisen, A. L. & Maitre, R. W. 1979, A chemical approximation to the modal Q'-APF classification of igneous rocks. *N. Jb. Mineral. Abh.*, 136(2), 169–206, Stuttgart.
- Stur, D. 1861/62, Sitzung vom 3. December 1861. (Geologische Karte von West-Slavonien). *Jahrb. Geol. Reichsan.*, 12, 115–118, Wien.
- Šćavničar, S. 1965, Termičke, strukturne i kemijske karakteristike klorita s Papuka. *Geol. vjesn.*, 18(2), 269–280, Zagreb.
- Šćavničar, S. & Šinkovec, B. 1963, Talk-kloritni škriljci na istočnim obroncima Pšunja. *Geol. vjesn.*, 17, 119–134, Zagreb.
- Šikić, K. & Brkić, M. 1975, Donji trijas u Papuku i Krndiji. *Geol. vjesn.*, 28, 133–141, Zagreb.
- Šikić, K., Brkić, M., Šimunić, A. & Grimani, M. 1975, Mezozojske naslage Papučkog gorja. *Znan. Sav. naftu, Jugosl. akad. znan., umn.*, II. god. znan. skup, A, 5, 87–96, Zagreb.
- Šimunić, A. & Šimunić, A. 1987, Rekonstrukcija neotektonskih zbivanja u sjeverozapadnoj Hrvatskoj na temelju analize pontskih sedimenata. *Rad JAZU*, 431(22), 155–177, Zagreb.
- Šparica, M., Buzaljko, R. & Jovanović, Č. 1984, Tumač za Osnovnu geološku kartu SFRJ 1:100.000, list Nova Gradiška, 54. p., Sav. geol. zavod, Beograd.
- Šturman, B. 1965, Titanit iz potoka Kišelec u južnom dijelu Papuka. *Geol. vjesn.*, 18(1), 38–39, Zagreb.
- Tajder, M. 1957, Petrografsko istraživanje zapadnog dijela Papuka. *Ljetopis JAZU*, 62, 316–322, Zagreb.
- Tajder, M. 1969, Geneza blastoporfirnog epidot-amfibolita na području Omanovca u Pšunju. *Acta geol.*, 6, 5–16, Zagreb.
- Tajder, M. 1969a, Magmatizam i metamorfizam planinskog područja Papuk-Pšunj. *Geol. vjesn.*, 22, 469–476, Zagreb.
- Tajder, M. 1970, Noviji pogledi sastava i geneze eruptiva i metamorfita papučko-pšunjskog gorja (Slavonija). *Zbor rad, I. znan. Sab. Slavonije i Baranje*, 107–126, Vinkovci.
- Tajder, M. 1970a, Genetski problemi nekih stijena s područja Sirač u Papuku. *Geol. vjesn.*, 23, 257–264.
- Taylor, S. R. 1979, Chemical composition and evolution of the continental crust: The rare earth element evidence. In M. W. McElhinny (Ed.) »The earth: its origin, structure, and evolution«, 353–376, Acad. Press, London.
- Tučan, F. 1907, Radnje iz mineraloško-petrografskog muzeja u Zagrebu. Prilog poznavanju kemijskog sastava ruda u Hrvatskoj. *Glasn. Hrv. naravosl. druš.*, 19, 92–100, Zagreb.
- Valley, J. W. 1986, Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. In J. W. Valley,

Taylor, H. P. & O'Neil, J. R. (Eds.) »Stable isotopes«, Mineral. Soc. Amer., Reviews in Mineral., 16, 445-490, Blacksburg.

Vernon, R. H. 1983, Restite, xenoliths and microgranitoid enclavas in granites. Jour. Proceed., Roy. Soc. New South Wales, 77-103, Sidney.

Vragović, M. 1965, Graniti i gnajsi Papuka. 232 p., Disertacija, Sveučilište u Zagrebu, Zagreb.

Vragović, M. 1965a, Prilog poznavanju petrografskog sastava granitoidnih terena Papuka. Acta geol., 34, 327-332, Zagreb.

Vragović, M. 1969, Granat-biotitski amfibolit iz potoka Brzaje (Papuk). Zbor. rad. Rud.-Geol.-naft. fak. u povodu 30 god. rada, 129-132, Zagreb.

Vragović, M. & Majer, V. 1980, Prilozi za poznavanje metamornih stijena Zagrebačke gore, Moslavačke gore i Papuka (Hrvatska, Jugoslavija). Geol. vjesn., 31, 295-308, Zagreb.

Vragović, M. & Majer, V. 1980a, Kloritoidni škrljci u metamornim kompleksima u sjevernoj Hrvatskoj (Jugoslavija). Geol. vjesn., 31, 287-294, Zagreb.

Whitney, J. A. & Stormer, J. C. 1977, The distribution of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ between coexisting microcline and plagioclase and its effects on geothermometric calculations. Amer. Miner., 62, 687-691, Washington, D. C.

Winkler, H. G. F. 1974, Petrogenesis of metamorphic rocks. 5th Edit., 320 p., Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.

Winkler, H. G. F. & Breitbart, R. 1978, New aspects of granite magmas. N. Jahrb. Mineral., Mh., 10, 463-486, Stuttgart.

Wodiczka, F. 1855, Sitzungen der K. K. Geologischen Reichsan. Sitzung am 6. November 1855. Jahrb. Geol. R. A., 6(4), Verh., 858, Wien.

Yyllie, P. J. 1977, Crustal anatexis: an experimental review. Tectonophysics, 43, 41-71, Amsterdam.

Zsigmondy, W. 1873, Mitteilungen über Borthermen zu Harkany auf der Margaretheninsel nächst Ofen zu Lipik und den Borthermen zu Alcsuth. Pest.

Abstract

Two different granitic-metamorphic complexes can be distinguished in Prosears Mt. The Hercynian complex consists mostly of variscites and porphyroblast granulites and gneisses. Some of the Alpine metamorphic complex are much more widespread. They were formed under low and very low-grade metamorphism from surrounding Upper Cretaceous sediments. The gradational changes can be traced in plutonic, pelitic, and basic igneous rocks. Upper Cretaceous age both of crustal sediments and low-grade metamorphic rocks is supported by microfossils.

Alpine metamorphism of Prosears Mt. can be related to subduction processes.

Uvod

Planina Prosears smatra se u dosadašnjem području sjevernih Dinarida i Panonske bazene brutar Sagradinarikuma (Hrvak, 1986), odnosno Vardarske zone (Džurđević, 1987). Ona predstavlja neposrednije dijelove zone Prosears-Matuzica-Gar-Bukolja (sl. i) ampor koji se karakteristično javljaju alpinske granitne i metamorfne stijene, a uz njih, u predjelima koji nisu prekriveni kvartarnu-neogenškim sedimentima, i gornjokredno-paleogenih silica i osnovne. Ranije je već iznesena pretpostavka da su metamorfne stijene iz zone mogu nastati regionalnim metamorfizmom iz okolnih gornjokredno-paleogenih sedimentata (Vragović, 1977 i 1987).

