

Narodna in univerzitetna knjižnica
v Ljubljani

115706

YU ISSN 0016-7789

GEOLOGIJA

1991

Ljubljana 1991

115706

+115706

YU ISSN 0016-7789

GEOLOGIJA



GEOLOGIJA	LETNIK 1991	KNJIGA 34	Str. 1 do 366	LJUBLJANA 1991
------------------	--------------------	------------------	----------------------	---------------------------



999400991

1991-11-55

GEOLOGIJA

Slovenska besedila za 34. knjigo je lektoriral *Milan Pritekelj*. V drugih jezikih napisani članki niso lektorirani in zanje odgovarjajo avtorji sami. Previde v angleški jezik sta opravila *Simon Pirc* in *Milan Hamrla*. Za strokovno vsebino vseh člankov so avtorji odgovorni sami.

Izdajatelj: Geološki zavod Ljubljana in Slovensko geološko društvo

Glavni in odgovorni urednik: *Stanko Buser*, Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Uredniški odbor: *Stanko Buser*, *Matija Drovenik*, *Miran Iskra*, *Dušan Kuščer*, *Anton Nosan*, *Mario Pleničar* in *Ljubo Žlebnik*

Naklada 1000 izvodov

Cena 800 SLT

Tisk in vezava: Tiskarna Ljudske pravice, Ljubljana, Kopitarjeva 6, leto 1991

Fiancirata: Republika Slovenija, Ministrstvo za znanost in tehnologijo in Geološki zavod Ljubljana

GEOLOGIJA

The papers in Slovene language of the present 34 volume were edited by *Milan Pritekelj*. Papers in other languages were not edited; the authors alone are responsible for the text. English translations were done by *Simon Pirc* and *Milan Hamrla*. The authors themselves are liable for the contents of the papers

Published by the Geological Survey and the Slovene Geological Society

Editor-in-Chief: *Stanko Buser*, Ljubljana Geological Survey, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Editorial Board: *Stanko Buser*, *Matija Drovenik*, *Miran Iskra*, *Dušan Kuščer*, *Anton Nosan*, *Mario Pleničar* and *Ljubo Žlebnik*

Printed in 1000 copies

Price US \$ 60.00

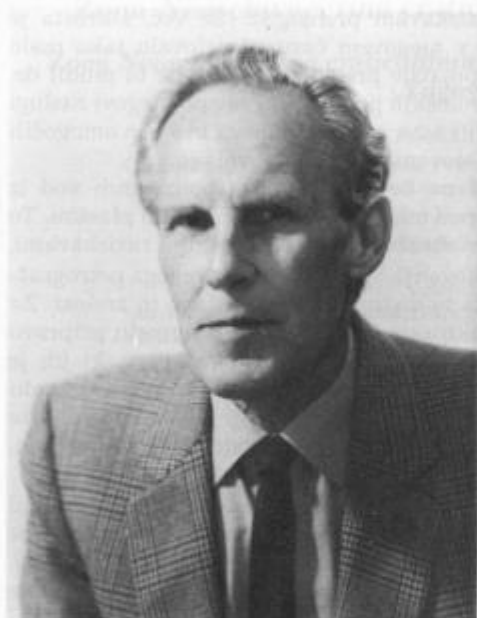
Printed by the Tiskarna Ljudske pravice, Ljubljana, Kopitarjeva 6, in 1991

Financed by the Republic of Slovenia, Ministry of Science and Technology and the Ljubljana Geological Survey

VSEBINA – CONTENTS

<i>Buser, S.</i> V spomin dr. Milanu Hamrli	5
Paleontologija in stratigrafija – Paleontology and stratigraphy	
<i>Sremac, J.</i> <i>Zona Neoschwagerina craticulifera</i> u Srednjem Velebitu	7
<i>Zone Neoschwagerina craticulifera</i> in the Middle Velebit Mt. (Croatia, Yugoslavia)	25
<i>Radoičić, R.</i> <i>Acicularia tavnae</i> sp. nov. and other Acetabulariaceae from the Palaeocene of eastern Majevica (NE Bosnia, Dinarides)	57
<i>Acicularia tavnae</i> sp. nov. i druge Acetabulariaceae iz paleocena istočne Majevice (SI Bosna, Dinaridi)	57
<i>De Capoa, P. & Radoičić, R.</i> Calcareous Nannofossils in Middle Triassic (Anisian) – A preliminary note	77
Petrologija – Petrology	
<i>Pamić, J. & Lanphere, M.</i> Hercinske granitne i metamorfne stijene Papuka, Psunja, Krndije i okolne podloge Panonskog bazena u Slavoniji (sjeverna Hrvatska, Jugoslavija)	81
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
<i>Pamić, J.</i> Alpinske i predalpinske metamorfne stijene Prosare u sjevernoj Bosni	225
Alpine and pre-Alpine metamorphic Rocks from Prosara Mt. in northern Bosnia, Yugoslavia	263
Geotermija – Geothermics	
<i>Ravnik, D.</i> Geotermične raziskave v Sloveniji	265
Geothermal investigations in Slovenia	295
Rudišča – Ore deposits	
<i>Štručl, I. & Kluge, R.</i> Metalogenetska problematika železovih nahajališč v staropaleozojskih metamorfnih kameninah	305
Zur metallogenetischen Problematik der Erzvorkommen in den altpaläozoischen me- tamorphen Gesteinsserien	323
Hidrogeologija – Hydrogeology	
<i>Žlebnik, L.</i> Hidrogeološke razmere na Ptujem polju	337
Hydrogeology of the Ptuj field	337
Zgodovina geoloških znanosti – History of geological sciences	
<i>Faninger, E.</i> Svinja planina, njeno mineralno bogastvo in na njej prvič odkriti minerali	353
Saualpe, ihr Mineralienreichtum und die auf ihr zuerst entdeckten Mineralien	353
Nove knjige – Book reviews	
<i>Maurice Krafft: Führer zu den Virunga-Vulkanen</i>	365

V spomin dr. Milanu Hamrli



Vse slovenske geološke in rudarske stanovske kolege je hudo pretresla vest, da je 9. maja 1991 zaradi mučne bolezni umrl dr. Milan Hamrli, diplomirani inženir rudarstva. Bil je pionir v nastajajoči povojni slovenski geologiji in kasneje znanstvenik ter prvovrstni strokovnjak na področju premogišč in rudišč. Čeprav je bil visoko šolani rudar, se je že v začetku svojega strokovnega dela zapisal geologiji in ji ostal zvest do svojih zadnjih dni.

Vsi kolegi smo v Milanu Hamrli poznali delu predanega, natančnega in resnicoljubnega znanstvenika ter raziskovalca. Pri iskanju geološke resnice je bil njen strog zagovornik. Pod zunanjim plaščem njegove strogosti in navidezne nedostopnosti pa se je skrival mehak in ranljiv človek. Žal se je s te strani dr. Hamrli razodel le redkim sodelavcem. Mnogokrat je imel tudi vzrok, da se je

umaknil sam vase, saj je bil zaradi nerazumevanja dolgo obdobje odrinjen od geoloških raziskav, ki jim je bil predan s srcem in dušo. Vendar tudi v težkih trenutkih osamljenosti ni klonil. Našel si je delo in v njem svoje zadovoljstvo ter odšel z dvignjeno glavo kot zmagovalec.

Milan Hamrli se je rodil 1. julija 1924 v Trbovljah kot sin priznanega rudarskega strokovnjaka. Sledil je rudarski tradiciji in zgledu svojega očeta ter se po vojni vpisal na montanistični oddelek Tehnične fakultete Univerze v Ljubljani. Študij rudarstva je končal leta 1950. Svojo prvo službo je nastopil pri Upravi za geološka raziskovanja, ki je kasneje prerasla v Geološki zavod Slovenije. Že leta 1953 je postal vodja odseka za raziskave premoga. Med prvimi slovenskimi geologi je leta 1957 dosegel doktorski naslov. Leta 1961 je postal šef oddelka za ekonomsko geologijo.

Obsežno poznavanje geologije, znanje tujih jezikov in pustolovski duh so dr. Hamrlo že leta 1962 zvabili v daljni svet Etiopije, kjer je delal do 1966. leta kot geološko-rudarski strokovnjak na mestu šefa Geološke sekcije ministrstva za rudarstvo. Leta 1967 je bil nadzorni geolog RUDIS-a pri raziskavi fosfatnih rudišč

v Tuniziji. Pri Anglo-American Corporation je deloval leta 1968 v Zambiji pri raziskavah bakrovih in piritovih rudišč. V letih 1969–1974 je ponovno delal v Etiopiji, to pot na Geološkem zavodu kot višji nadzorni geolog na mestu šefa Oddelka za podrobna raziskovanja mineralnih surovin. V agenciji Združenih narodov OTC je deloval dve leti (1973 in 1974) pri projektu ojačanja Geološkega zavoda v Etiopiji. Leta 1975 ga je doletela celo nezaposlenost.

Leta 1976 je bil krajši čas na Ministrstvu za rudarstvo in energijo v Kongu, vendar ga kmalu zopet povabijo v Etiopijo k Ministrstvu za rudarstvo, energijo in vodne vire. Iz svoje ljubljene Etiopije se je leta 1978 poslovil za vselej in se vrnil na Geološki zavod Ljubljana, kjer je delal kot direktorjev znanstveni svetnik. Dne 3. aprila 1991 se je upokojil, a že neozdravljivo bolan.

Čeprav je bil dr. Hamrla strokovnjak za raziskave vseh vrst mineralnih surovin, se v Sloveniji ni mogel nikoli izneveriti raziskavam premogišč. Še več, starosta je raziskav vseh slovenskih premogišč, kjer v njegovem času ni delovalo tako malo premogovnikov kot danes. V Sloveniji ni pojavov premoga, kjer se ne bi mudil dr. Hamrla in o njih ne bi imel vsaj osnovnih geoloških podatkov. Prav po njegovi zaslugi so z geološko-rudarskimi raziskavami odkrili nove zaloge premoga in s tem omogočili obstanek, razširitev in posodobitev večine slovenskih premogovnikov.

V Velenju je dr. Hamrla prvi opozoril na nevarnost vdora podzemnih vod iz dolomitnih in apnenčevih kamenin, ki leže pod mlajšimi premogonosnimi plastmi. To nevarnost so pričeli zmanjševati leta 1961 z obsežnimi hidrogeološkimi raziskavami.

Dr. Hamrla se je poleg terenskega raziskovanja lotil tudi znanstvenega petrografskega preučevanja slovenskih premogov, da bi dognal njihovo sestavo in zrelost. Za te raziskave si je sam sestavil potreben mikroskop in s to, sicer preprosto pripravo obdelal precejšen del slovenskih premogov. Rezultati njegovih raziskav, ki jih je prikazal na večjih mednarodnih znanstvenih posvetovanjih, so glede točnosti enaki onim iz razvitega sveta. Koliko več ur dela in potrpljenja pa je moral vložiti v te raziskave s preprosto mikroskopsko pripravo v primerjavi z modernimi mikroskopi, na katerih so njegovi kolegi v zamejstvu opravljali podobne raziskave!

Podatkov svojih raziskav Milan Hamrla ni nikoli skrival. Z njimi je seznanjal strokovni in znanstveni svet prek številnih znanstvenih del in poročil; mnoge je objavil tudi v naši Geologiji. Z našo revijo je bil povezan tudi del njegovega življenja. Strokovno je recenziral nekoliko člankov, pri mnogih pa je opravil tudi brežhibne prevode v angleški jezik.

Življenju našega sodelavca dr. Milana Hamrla so vtisnili najgloblji pečat slovenski premogi in daljna Etiopija. Iz najinih pogovorov zanesljivo vem, da je po vrnitvi iz Etiopije živel le še v mislih, da bi raziskoval naše premoge in se še kdaj vrnil v Etiopijo. Prevzeli so ga tamkajšnji ponosni domačini in mogočne naravne lepote. V vsem svojem življenju je bil neizprosni realist. Samo takrat, kadar je govoril o Etiopiji, se je vdal sanjarjenju.

Milan Hamrla je bil uspešen raziskovalec in praktik, ki mu je bilo o pravem času dano, da je zaoral globoke brazde v slovensko geologijo. V njih je posejal seme rezultatov svojih raziskav. Zasejano seme je vzklilo, zraslo in že rodi novo seme, ki bo oplajalo bodoče slovenske geologe.

Spomin na tako delovnega in uspešnega človeka ne more zbledeti nikoli. Čeprav je sanjal, da bi našel svoj zadnji počitek v daljni Etiopiji, je prav, da je za vedno ostal pri nas in da ga je slovenska zemlja sprejela vase, saj je za razjasnitev njene geološke zgodovine opravil veliko delo.

Stanko Buser

UDK 56:57:591,551.736(497.13)=862

Zona *Neoschwagerina craticulifera* u Srednjem Velebitu

Zone *Neoschwagerina craticulifera* in the Middle Velebit Mt. (Croatia, Yugoslavia)

Jasenska Sremac

Geološko-paleontološki zavod Prirodoslovno-matematičkog fakulteta,
Ulica Kralja Zvonimira 8, 41000 Zagreb

Sažetak

Na području Srednjeg Velebita detaljno su istraženi crni vapnenci zone *Neoschwagerina craticulifera*. Određeno je ukupno stosedamdesetpet taksona mikrofosila i makrofosila, utvrđena je njihova pripadnost određenim fosilnim zajednicama, kao i odnos prema tipu sedimenta.

Zaključeno je da je istraženo područje u vrijeme murgaba predstavljalo plitkomorsku karbonatnu platformu smještenu u suptropskom klimatskom pojasu. Morsko dno bilo je obraslo algalnim livadama, unutar kojih su se na nekoliko mjesta formirali muljni humci i krpasti grebeni. Sedimenti na krajnjem istoku zone taložili su se u intraplatformskoj depresiji.

Abstract

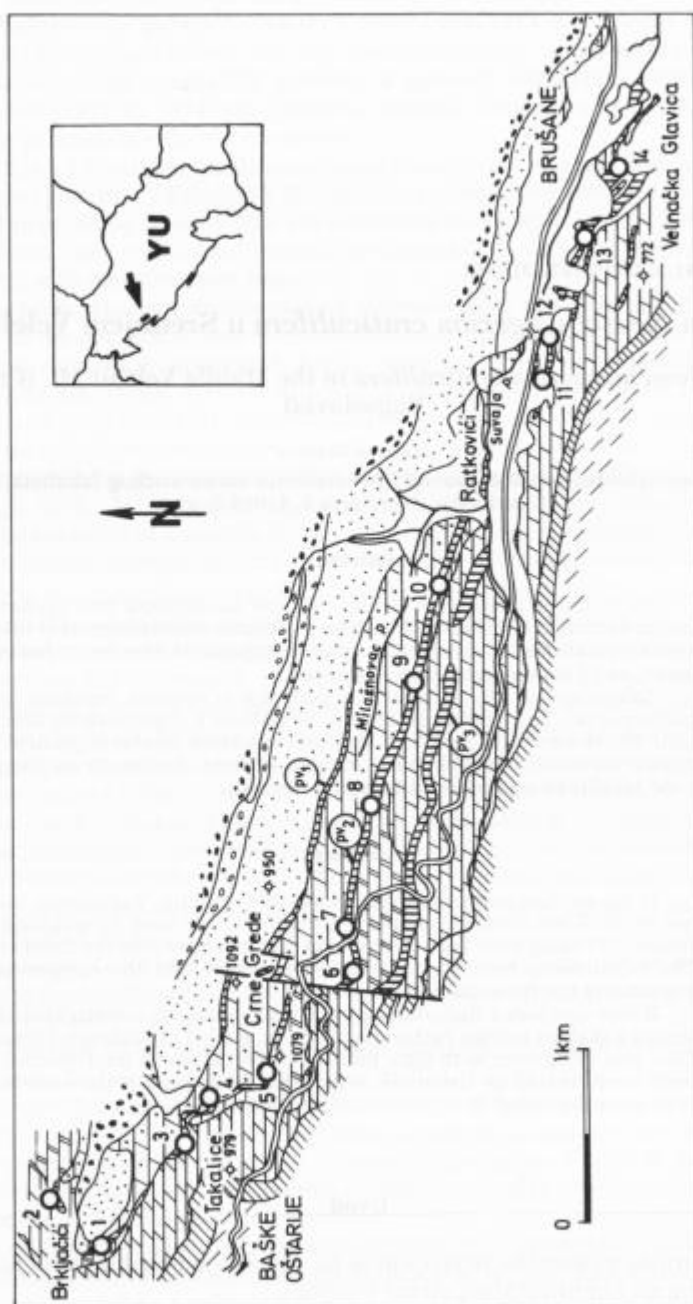
In the median part of the Velebit Mt. (SW Croatia, Yugoslavia) black limestones of the Zone *Neoschwagerina craticulifera* have been investigated. Numerous fossils (175 taxa) have been determined and arranged into the fossil communities. The relationship between the type of sediment and the composition of fossil community has been studied.

It was concluded that, during the Murghabian, the investigated region represented a shallow marine carbonate platform, settled in subtropic climatic belt. Sea floor was overgrown with algal plains. At several places mud-mounds and patch-reefs were created by fixosessile organisms. Sediments at the eastern edge of the zone were deposited in an intraplatform depression.

Uvod

Stijene gornjeg paleozoika pojavljuju se na površini u nekoliko tektonski ograničenih pojaseva na kontinentalnoj strani Velebita.

Najstariji podaci o ovim sedimentima potječu od austrijskih geologa još iz šezdesetih godina 19. stoljeća, no prva organizirana istraživanja vršena su u razdoblju od



Sl. 1. Geološka karta područja Baške Oštarije-Brušane (prema Salopeku, 1942)
 Fig. 1. Geological map of the region Baške Oštarije-Brušane (after Salopek, 1942)

1935. do 1940. g. pod vodstvom M. Salopeka. Tada je po prvi puta izdvojena i zona crnih vapnenaca, koju je V. Kochansky-Devidé 1965. g. definirala kao zonu *Neoschwagerina craticulifera*.

O mikrofosilima srednjeg perma objavljen je niz radova V. Kochansky-Devidé, M. Heraka i M. Milanovića, dok su o makrofauni ovih naslaga tek u novije vrijeme pisali V. Kochansky-Devidé, D. Rukavina i J. Sremac (vidi paleontološki dio).

G. 1985., u okviru izrade doktorske disertacije, počela sam se baviti kompleksnim analizama fosilnih zajednica i tipova sedimenata u zoni *Neoschwagerina craticulifera*. Istraživanja su započela od fosilnog grebena uz cestu Gospić-Karlobag (Raimovš & Sremac, 1986; Marjanac & Sremac, 1986, 1988). Disertaciju sam obranila u prosincu 1988. g. na Prirodoslovno-matematičkom fakultetu u Zagrebu, a njeni najznačajniji rezultati prikazani su u ovom radu.

Stratigrafski položaj

Karbonatni sedimenti mlađeg perma Srednjeg Velebita konkordantno leže na klastičnim ekvivalentima trokofelskih naslaga, lokalno nazvanim Košna-naslage. Prostiru se od zapada-sjeverozapada prema istoku-jugoistoku u dužini od 20 km (sl. 1), a ukupna debljina im iznosi 800 do 900 m (Kochansky-Devidé, 1965, 103).

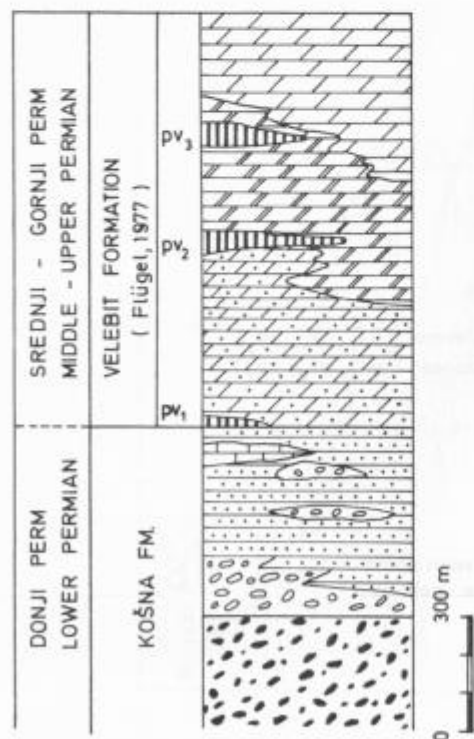
	Kvartar Quaternary
	Klastiti donjeg trijasa Lower Triassic clastics
	Dolomiti donjeg trijasa Lower Triassic dolomites
	Laporoviti dolomiti gornjeg perma Upper Permian marly dolomites
	Svijetli šećerasti dolomiti Light-coloured saccharoid dolomites
	Crni vapnenci srednjeg i gornjeg perma (pv_1, pv_2, pv_3) Middle to Upper Permian black limestones (pv_1, pv_2, pv_3)
	Tamnosivi točkasti dolomiti Dark-grey spotted dolomites
	Permski pješčenjaci Permian sandstones
	Košna - konglomerati s vapnenačkim valuticama Košna conglomerates with limestone pebbles
	Permski kvarcni konglomerati Permian quartz conglomerates
	Istraženi lokaliteti Explored localities

U stupu prevladavaju dolomiti, koji su u nižim dijelovima tamnosive boje, često s bijelim točkama od rekristaliziranih mikrofosila. U srednjem dijelu dolomit je šećerast, svijetlosive boje, te sadrži brojne fuzulinide i vapnenačke alge. Najmlađi laporasti dolomit je dobro uslojen i sadrži rijetke mikroforaminifere i gimnokodijaceje gornjeg perma, te kontinuirano prelazi u pjeskovite, tinčaste sedimente s karakterističnom mikrofaunom donjeg trijasa (Salopek, 1942; Kochansky-Devidé, 1965, 1979 a; Ramovš & Kochansky-Devidé, 1981).

Unutar dolomitnih naslaga nađena su u tri nivoa izdužena lećasta tijela crnih vapnenaca (sl. 2).

Vapnenci prve zone (»pv₁«, Salopek, 1942, 238) leže u bazi dolomitnih naslaga, neposredno uz granicu s klastičnim Košna-naslagama. Prostiru se na cca 2 km dužine, debljina im iznosi oko 6 m, a sadrže mikrofosile zone *Eoverbeekina salopeki* (Kochansky-Devidé, 1965, 113).

Srednja vapnenačka zona (»pv₂«, Salopek, 1942, 240–243) s mikrofosilnom asocijacijom zone *Neoschwagerina craticulifera* (Kochansky-Devidé, 1965, 114) debela je tridesetak metara i ima najveće prostiranje. Pruža se od naselja Brkljačići, sjeverno od Baških Oštarija, prema istoku-jugoistoku u dužini od 8 km, sve do istočnog dijela Brušana. Najpotpunije je razvijena u središnjem dijelu, gdje se kontinuirano može pratiti od dislokacije duž Paripova jarka, do naselja Ratkovići (sl. 1). Na području Brušana veći dio zone je prekriven kvartarnim naslagama, a različito debeli vapnenački horizonti se u više navrata ponavljaju unutar dolomitnih naslaga, te je ponekad teško razdvojiti drugu i treću zonu crnih vapnenaca. Pored



Sl. 2. Geološki stup kroz mlađe permske naslage Velebita (prema Kochansky-Devidé, 1979) Legenda kao za sl. 1

Fig. 2. Geological column of the younger Permian deposits of the Velebit Mt. (after Kochansky-Devidé, 1979) For explanation see Fig. 1

bogate mikrofosilne zajednice u ovoj su zoni nađeni i brojni brahiopodi, kalcispongije, briozoi, koralji, školjkaši i puževi.

Treća zona crnih vapnenaca ($\gg \text{pv}_3 \ll$, Salopek, 1942, 243-245) debela je do 40 m, pruža se u dužini od cca 5 km, a sadrži uglavnom mikrofosile druge zone, no uz brojne primjerke vrste *Yabeina syrtalis* (Douville), po kojoj je i dobila ime (Kochansky-Devidé, 1965, 114).

E. Flügel (1977, 315) u preglednoj tabeli označava ove naslage kao Velebit-formaciju, koju, međutim, u tekstu поближе ne definira.

Mišljenja različitih autora o stratigrafskoj podjeli perma veoma se razilaze. Većina evropskih i japanskih autora koristi trodijelnu podjelu perma, prema kojoj murgab pripada srednjem permu. Komisija za stratigrafiju perma IUGS-a (Dickins, 1987) preporuča tradicionalnu dvodijelnu podjelu, prema kojoj bi čitav opisani karbonatni kompleks pripadao gornjem permu.

Paleontološki dio

Istraženo područje veoma je bogato fosilima. Brojni i raznovrsni mikrofosili (osamdesetak različitih vrsta, pretežno algi i foraminifera) nađeni su na svim navedenim lokalitetima, dok su makrofosili sakupljeni samo na pojedinim nalazištima (tabela 1). Nažalost, pojedina nalazišta bila su tokom ranijih istraživanja veoma eksploatirana, ili čak razorena, te su zaključci dijelom izvedeni na osnovu ranije sabranog materijala, koji se čuva u zbirkama Geološko-paleontološkog zavoda Prirodoslovno-matematičkog fakulteta (preparati V. Kochansky-Devidé) i Geološko-paleontološkog odsjeka Hrvatskog prirodoslovnog muzeja u Zagrebu (makrofosili).

Cijanobakterijske kore

Premda su nađene na svega pet lokaliteta, cijanobakterijske kore imale su mjestimično veliku ulogu u izgradnji sedimenata, osobito na lokalitetu uz cestu Gospić-Karlobag, gdje su konsolidirale supstrat i time omogućile tvorbu prave grebenske rešetke (tab. 11, sl. 1).

Laminirane kore (tab. 1, sl. 3) su najbrojnije, premda se javljaju na samo dva lokaliteta. Unutar grebenskog tijela nađu se i kore s velikim, nepravilnim, izduženim šupljinama, a u podinskim sedimentima i ovojnice bez vidljive strukture (tab. 1, sl. 1), koje su prisutne i na susjednom lokalitetu iznad potoka Milašnovac, te na Velnačkoj Glavici. Kore s mjehurastim šupljinama (tab. 1, sl. 2) pojavljuju se na tri lokaliteta. Ponekad različiti tipovi kora rastu u generacijama jedan na drugom, a često dolaze u zajednici s tubifitima i/ili paleonubekularijama.

Ponekad se za ove tvorevine i u novijim radovima koriste opisni termini: Spongiostromata i Porostromata (Monty, 1981; Wurm, 1982). Istraživanja recentnih tvorevina dokazuju da je većina ovakvih kora nastala djelovanjem cijanobakterija, eventualno uz pomoć drugih bakterija, koje također izlučuju sluz (Krumbein, 1979).

Chlorophyta

Na području Baških Oštarija i Brušana, u drugoj zoni crnih vapnenaca, nađeno je čak dvadeset taksona vapnenačkih algi familije Dasycladaceae, među kojima su

Tabela 1. Fossilna flora i fauna zone *Neoschwagerina craticulifera* područja Baških Oštarija i Brušana

Table 1. Fossil flora and fauna of the Zone *Neoschwagerina craticulifera* in the region of Baške Oštarije and Brušane

		NALAZIŠTA LOCALITIES													
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
CYANO- BACTERIA	Brez vidljive strukture - With no visible structure								x	x					x
	Mjehuraste - Bubble-shaped			x		x			x						
	Laminirane - Laminated								x						
	S poligonalnim šupljinama - With polygonal cavities								x						
ALGAE	Dasycladaceae														
	<i>Anthracoporella spectabilis</i> Pia					x									x
	<i>Vermiporella nipponica</i> (Endo)				x			x							x
	<i>V. longipora</i> Pratulion	x						x	x			x	x	x	x
	<i>V. serbica</i> Pia			x					x						x
	<i>Vermiporella</i> sp.	x				x		x							x
	<i>Epimastopora alpina</i> Kochansky & Herak					x									
	<i>Atractyliopsis</i> ? sp.														x
	<i>Diplopora cf. pusilla</i> Kochansky & Herak								x						
	<i>Velebitella triplicata</i> Kochansky-Devidé								x	x					x
	<i>Velebitella</i> sp.								x				x		
	<i>Goniolinopsis</i> sp.								x						x
	<i>Mizzia velebitana</i> Schubert	x	x	x	x	x		x		x			x	x	x
	<i>M. yabei</i> (Karpinski)	x	x					x	x						x
	<i>M. cornuta</i> Kochansky & Herak	x				x	x	x		x					x
	<i>M. cf. cornuta</i> Kochansky & Herak							x							
	<i>Mizzia</i> sp.							x	x				x		x
	<i>Likanella</i> ? sp.							x							
	<i>Salopekiella velebitana</i> Milanović							x							x
	<i>Salopekiella</i> sp.							x		x					x
	<i>Connexia</i> sp.							x			x				x
	Gymnocodiaceae														
	<i>Gymnocodium bellerophonitis</i> (Rothpletz)	x	x	x		x		x				x		x	x
	<i>Gymnocodium</i> sp.					x	x	x							x
	<i>Permocalculus tenellus</i> (Pia)		x	x		x	x	x	x	x					x
	<i>P. fragilis</i> Pia		x					x							x
	<i>P. plumosus</i> Elliot							x							x
	<i>P. cf. plumosus</i> Elliot							x							x
	<i>Permocalculus</i> sp. (n. sp.?)			x											x
	<i>Permocalculus</i> sp.	x				x	x	x	x	x					x
	Solenoporaceae														
	<i>Solenoporaceae</i> gen. indet.														x
FORAMINIFERA	Textulariina														
	<i>Glomospira</i> sp.			x	x	x		x	x			x			x
	<i>Palaeospiroplectammina</i> sp.							x							
	Fusulinina														
	<i>Pachyphloia</i>				x			x	x						x
	<i>Colaniella parva</i> (Colani)							x							
	<i>Palaeonubecularia</i> sp.			x				x		x					x
	<i>Climacammina</i> sp.							x							x
	<i>Cribrogenerina</i> sp.							x							
	<i>Palaeotextulariidae</i> gen. indet.					x		x	x						x
	<i>Tetrataxis</i> sp.							x							
	<i>Paraglobivalvulina septulifera</i> Zaninetti & Altiner							x							
	<i>Globivalvulina</i> sp.							x	x						x

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
FORAMINIFERA	<i>Kahlerina pachythea</i> Kochansky & Ramovš							x							x
	<i>Endothyridae</i> gen. indet.							x							
	<i>Permodiscus padangensis</i> Lange							x							
	<i>Ozawainella</i> sp.					x		x	x						x
	<i>Reichelina</i> sp.							x	x						x
	<i>Reichelina?</i> sp.							x							
	<i>Pseudoreichelina?</i> sp.							x							
	<i>Staffella</i> cf. <i>elegantula</i> Kochansky-Devidé					x		x							x
	<i>Staffella</i> sp.							x							x
	<i>Nankinella waageni</i> (Schwager)						x								x
	<i>Nankinella</i> sp.			x	x			x	x	x					x
	<i>Sphaerulina croatica</i> Kochansky-Devidé					x									x
	<i>Schubertella</i> sp.					x		x							x
	<i>Dunbarula nana</i> Kochansky & Ramovš	x			x	x		x	x						x
	<i>Boultoniinae</i> gen. indet.									x					x
	<i>Chusenella velebitica</i> Kochansky-Devidé							x		x					x
	<i>Dunbarinella velebitica</i> Kochansky-Devidé							x							x
	<i>Dunbarinella</i> sp.			x	x										x
	<i>Pseudofusulina?</i> sp.	x							x						
	<i>Eoverbeekina</i> cf. <i>paklenicensis</i> Kochansky-Devidé							x							x
	<i>E. cf. salopeki</i> Kochansky-Devidé							x							x
	<i>Eoverbeekina</i> sp.					x		x							
	<i>Neoschwagerina craticulifera</i> (Schwager)	x			x	x		x	x						x
	<i>N. occidentalis</i> Kochansky & Ramovš					x		x	x						x
	<i>N. rotunda</i> Deprat							x							x
	<i>Neoschwagerina</i> sp.														x
	<i>Yabeina syrtalis</i> (Douville)							x							x
Miliolina															
	<i>Agathammina pusilla</i> (Geinitz)														x
	<i>Agathammina</i> sp. div.							x	x						x
	<i>Hemigordiopsis renzi</i> Reichel														x
	<i>Hemigordius irregulariformis</i> Zaninetti, Altiner & Çatal														x
	<i>H. cf. ovatus</i> Grozdilova			x											x
	<i>Hemigordius</i> sp. div.			x	x	x		x	x						x
	<i>Kamurana</i> sp.									x					
	<i>Baisalina pulchra</i> Reitlinger														x
RADIOLARIA															
MICRO- PROBLE- MATICA	<i>Tubiphytes obscurus</i> Maslov	x	x	x		x		x	x	x	x			x	x
	<i>T. carinthiacus</i> (Flügel)					x				x	x				x
	Cjevasti Microproblematica	x				x		x	x						x
CALCISPONGEA															
Sphinctozoa															
PORIFERA	<i>Colospongia</i> cf. <i>dubia</i> Laube							x							
	<i>Colospongia?</i> sp.							x							
	<i>Waagenella</i> sp.							x							
	<i>Polycistocoelea?</i> sp.							x							
	<i>Sinocoelia lepida</i> Zhang & Fan							x							
	<i>Sinocoelia</i> sp.							x							
	<i>Cystothalamia</i> sp.							x							
	<i>Uvanella irregularis</i> Ott							x							
	<i>Uvanella?</i> sp.							x							
	<i>Guadalupia cyllindrica</i> Girty							x							x
	<i>Guadalupia</i> sp.							x							

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
PORIFERA	Inozoa														
	<i>Stellispongia</i> sp.							x							
	<i>Peronidella</i> ? sp.			x		x		x	x	x	x			x	x
	Inozoa gen. indet.							x	x						
	DEMOSPONGEA														
ANTHIO-ZOA	<i>Imilce newelli</i> H. W. Flügel							x							
	<i>I. lata</i> H. W. Flügel							x	x						
ANTHIO-ZOA	<i>Waagenophyllum</i> sp. div.							x							x
	Tabulata gen. indet.		x												
MOLUSCA	LAMELLIBRANCHIATA														
	<i>Tanchintongia ogulneci</i> Kochansky-Devidé				x	x		x	x						x
	<i>Pecten (Pseudoamussium) sericeus</i> Verneuil					x			x						
	<i>Aviculopecten</i> cf. <i>sedgwicki</i> Mac Coy								x						
	<i>A. (Gyrtopecten) sublagueatus</i> Girty							x							
	<i>Edmondia permiana</i> Simić							x		x	x				x
	<i>Myalina</i> cf. <i>trapezoidalis</i> Kayser							x							
	<i>Dolabra arcina</i> Waagen							x							
	<i>Septifer squama</i> Waagen							x							
	GASTROPODA														
	<i>Bucania kattaensis</i> Waagen													x	x
	<i>Bellerophon politus</i> Waagen			x											
	<i>B. impressus</i> Waagen			x					x						
	<i>B. cf. jonesianus</i> de Koninck					x									
	<i>Bellerophon</i> sp.								x						
	<i>Pleurotomaria neglecta</i> Girty													x	
	<i>Pleurotomaria</i> sp.														x
	<i>Naticopsis hemistriata</i> Grabau							x							
	<i>N. khurensis</i> Waagen													x	
	<i>Trachydomia wheeleri</i> Swallow			x											
	<i>Murchisonia</i> cf. <i>conjugens</i> Waagen													x	
	<i>Murchisonia (Cerithioides)</i> sp.														x
BRIO-ZOA	<i>Meekospira peracuta</i> Meek & Worthen													x	
	<i>Gyrtsipira</i> ? cf. <i>canaliculata</i> Haal										x				
BRACHIOPODA	<i>Margarita prisca</i> Waagen													x	
	<i>M. cf. laevigata</i> Münster							x							
	<i>Soleniscus</i> ? cf. <i>avellanoides</i> de Koninck									x					
	Gastropoda gen. indet.	x							x		x	x		x	
	CEPHALOPODA														
	<i>Temnocheilus</i> sp.														?
	<i>Orthoceras</i> sp.														?
	Cephalopoda gen. indet.														x
	<i>Fenestellidae</i> sp. div.							x		x	x	x			x
	<i>Cystoporida</i> gen. indet.							x	x						
BRACHIOPODA	<i>Dybowskiella grandis</i> Waagen & Wentzel							x							
	<i>Enteletes microplocus</i> Gemmellaro							x			x				
	<i>E. salopeki</i> Sremac							x	x		x				
	<i>Orthotichia derbyi</i> (Waagen)							x	x		x				
	<i>O. magnifica</i> Grabau										x				
	<i>Plicatoderbya</i> sp. (n. sp.?)										x				
	<i>Ramovsina likana</i> Sremac							x							
	<i>Sphenosteges</i> sp. (n. sp.?)							x							
	<i>Sphenosteges</i> sp.							x							
	<i>Spyridiophora reticulata</i> (King)							x							

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
BRACHIOPODA	<i>S. cf. compacta</i> Cooper & Grant					x									
	<i>Tschemyschewia cf. typica lata</i> Simić					x									
	<i>Megatschemyschewia longiseptata</i> Sremac					x									
	<i>M. transversa</i> Sremac					x									
	<i>M. kochanskae</i> Sremac					x									
	<i>Megatschemyschewia</i> sp. (n. sp.?)					x									
	<i>Megatschemyschewia</i> sp.					x									
	<i>Krotovia wallaciana</i> (Derby)					x									
	<i>Marginifera magniplicata</i> (Huang)					x			x						
	<i>Paramarginifera himalayensis</i> (Diener)					x									
	<i>P. cf. himalayensis</i> (Diener)					x									
	<i>Liosotella</i> sp. (n. sp.?)								x						
	<i>Waagenoconcha cf. gangetica</i> (Diener)					x									
	<i>Waagenoconcha</i> sp. (n. sp.?)					x									
	<i>Tyloplecta</i> sp.					x									
	<i>Linoproductus lineatus</i> (Waagen)					x									
	<i>Linoproductus</i> sp.					x									
	<i>Keyserlingina filicis velebitica</i> Sremac					x									
	<i>Leptodus nobilis</i> (Waagen)					x		x				x			
	<i>Spirigerella</i> sp.					x									
	<i>Phricodothyris dispar</i> (Diener)					x									
	<i>Phricodothyris</i> sp.					x									
	<i>Martini cf. orbicularis</i> Gemmelaro								x						
	<i>M. velebitica</i> Sremac					x		x	x						x
	<i>Martiniopsis</i> sp., ex. gr. <i>orientalis</i> Tschernyschew					x									
	<i>Dielasma angusta</i> Netschaew					x									
	<i>D. cf. plica</i> Kutorga					x									
	<i>Notothyris cf. mediterranea</i> (Gemmelaro)					x									
	<i>Texarina parallela</i> Cooper & Grant					x									
ECHINO- DERMATA	<i>Radiolae</i>							x							x
	<i>Columnalia</i>					x			x						x
	Fragmenti - Fragments					x									
	<i>Zoophycos</i>														x

najbrojnije micije. Osobito je česta vrsta *Mizzia velebitana* Schubert, koja je nađena čak na devet nalazišta, gdje izgrađuje micijske ili mješovite algalno-foraminiferske vapnence i dolomite tipa wackestone do packstone (tab. 7, sl. 1 i 2). Vermiporele uglavnom dolaze u mješovitim zajednicama. Po broju primjeraka najčešća je sitna vrsta *V. serbica* Pia, dok se *V. longipora* (tab. 2, sl. 2) javlja na najvećem broju nalazišta. Među taksonima navedenim u tabeli 1 jedino rod *Connexia* do sada nije bio nađen u permu Velebita.

Pri determinaciji dasikladala služila sam se uglavnom radovima Kochansky-Devidé (1964, 1979b), Kochansky-Devidé i Herak (1960) i Milanović (1965, 1966a, b), a pri njihovoj klasifikaciji radom Deloffre-a (1988).

Rhodophyta

Gimnokodijaceje perma Velebita opisali su Herak i Kochansky-Devidé (1960). Uz micije, to su najčešći fosili u opisanoj zoni. Osobito je česta vrsta

Permocalculus tenellus (Pia) (tab. 3, sl. 1), koja je u velikom broju nađena na osam nalazišta. Vrsta *Gymnocodium bellerophontis* (Rothpletz) (tab. 3, sl. 2) također je široko rasprostranjena, ali je zastupljena manjim brojem primjeraka. Gimnokokodije se javljaju samostalno (tab. 6, sl. 1) ili u mješovitim zajednicama (tab. 6, sl. 2).

Ostaci solenoporaceja nađeni su samo na Velnačkoj Glavici.

Foraminiferida

Za razliku od vapnenačkih algi, foraminifere su nađene na manjem broju nalazišta u opisanoj zoni, i to gotovo uvijek u mješovitim zajednicama.

Među fuzulinidama najbrojnije su i najšire rasprostranjene krupne neošvagerine, koje su mjestimično i litogenetske, osobito kozmopolitska vrsta *Neoschwagerina craticulifera* (Schwager), provodna zu murgab. Veoma su brojne i nankinele i sitne dunbarule (tab. 4, sl. 3). Brojni, u prolaznom svjetlu tamni rombični presjeci fuzulinida, koji su česti na lokalitetu uz cestu Gospić-Karlobag (tab. 4, sl. 2) pribrojeni su, nakon duže diskusije s V. Kochansky-Devidé, rodu *Reichelina*, premda se ni na jednom primjerku ne vidi odmatanje zavojnice u kasnijim stadijima. U nekim novijim radovima slične forme se pripisuju rodu *Nankinella*, pa su čak ponekad i specifički određene kao *N. orbicularia* Lee (Duc Tien, 1979, 114), premda se jasno razlikuju od ostalih vrsta ovog roda koje su nađene čak u istom preparatu.

Mikroforaminifere su također veoma česte, osobito rodovi *Glomospira* (tab. 9, sl. 3), *Hemigordius* (tab. 4, sl. 5) i *Agathammina* (tab. 4, sl. 4). Ponekad ih je vrlo teško razlikovati, osobito u dijagenetski izmijenjenim sedimentima. Najčešće se javljaju u mješovitim zajednicama, no na lokalitetima 7 i 14 su u pojedinim slojevima one jedini fosilni ostaci (tab. 9, sl. 3, 4).

Od ukupno četrdesetčetiri taksona foraminifera, koji su sakupljeni tokom mojih istraživanja, većinu je već ranije determinirala Kochansky-Devidé (1965) iz druge zone crnih vapnenaca, a dijelom i iz mijijskog i neošvagerinskog dolomita, koji se u istraženom području ponekad lateralno izmjenjuju. Po prvi puta je u srednjem permu Velebita nađeno dvanaest taksona, pretežno malih foraminifera, kojima se V. Kochansky-Devidé nije posebno bavila, i koje su postale predmetom detaljnih istraživanja u novije vrijeme: *Climacammina* sp., *Cribrogenerina* sp., *Paraglobivalvulina septulifera* Zaninetti & Altiner, *Endothyridae* gen. indet., *Permodiscus padangensis* Lange, *Agathammina pusilla* (Geinitz), *Agathammina* sp. div., *Hemigordius irregulariformis* Zaninetti, Altier & Çatal, *H. cf. ovatus* Grozdilova, *Kamurana* sp., *Baisalina pulchra* Reitlinger i fuzulinida *Pseudoreichelina*? sp.

Pri determinaciji ovih foraminifera služila sam se radovima autora Okimura, Ishii i Ross (1985), Zaninetti i Altiner (1981) i Zaninetti, Altiner i Çatal (1981). Taksonomski pregled načinjen je prema Loeblich i Tappan (1964).

Radiolaria

Rijetki primjerci radiolarija nađeni su samo na dva lokaliteta (tabela 1).

Tubifiti

Ostaci tubifita izuzetno su česti u opisanoj zoni, te su nađeni čak na deset nalazišta. Primjerci vrste *Tubiphytes obscurus* Maslov često su prirasli na skeletima drugih organizama (tab. 6, sl. 1, 2). Vrsta *T. carinthiacus* (Flügel) znatno je rjeđa u preparatima, nađena je na četiri nalazišta, a odlikuje se debelom, svjetlije sivom stijenkom u kojoj se jasno vidi zonarna građa.

Cjevasti mikropoblematika

U preparatima s pet lokaliteta na istraženom području česti su različiti presjeci ravnih, do malo povijenih cjevastih skeleta, čije stijenke u preparatu mogu izgledati posve bijele, »aglutinirane« ili posve neprozirne. Okrugli i ovalni poprečni presjeci teže su uočljivi zbog malih dimenzija.

Porifera

Uloga spužvi u istraženoj zoni bila je nedvojbeno u srednjem permu veoma velika. Najšire je rasprostranjen rod *Peronidella* (ranije »*Hicorocodium*«), koji se može naći čak na osam lokaliteta. Na nekim nalazištima ove su spužve u zajednici s cijanobakterijama sudjelovale u izgradnji biolititnih tvorevina. Na lokalitetu uz cestu Gospić-Karlobag vapnenačke spužve bile su glavni graditelji grebenske rešetke, a vjerojatno su istu ulogu imale i na susjednom nalazištu iznad potoka Milašnovac, koje je, nažalost, posve uništeno.

Varijabilnost oblika je veoma velika, čak i kod primjeraka iste vrste, ovisno o energiji vode. Tako se mogu naći pogačaste (tab. 11, sl. 1), kuglaste, tanjuraste (tab. 12, sl. 1), razgranjene do veoma izdužene forme (tab. 10, sl. 2).

Dio struktura, pa tako i organskih tvorevina u grebenu uništen je dolomitizacijom, što još više otežava determinaciju pojedinih taksona, koji zbog svoje forme ionako u raznim prerezima mogu dati veoma različite slike, a osjeća se i nedostatak odgovarajućeg priručnika.

Pri odredbama sam se služila većim brojem radova, osobito autora Ott (1967), H. W. Flügel (1986), Senowbari-Daryan (1982), E. Flügel i suradnici (1984), te Fan i Zhang (1985).

Anthozoa

Malobrojni neodređivi prerezi tabulatnih koralja potječu s lokaliteta Brkljačići, dok je rod *Waagenophyllum* čest u sivim dolomitima uz Paripov jarak, a pojavljuje se sporadično i na Velnjačkoj Glavici. Zbog jake dolomitizacije fosilni ostaci nisu najbolje sačuvani, te za sada nisu preciznije određeni.

Lamellibranchiata

Među školjkašima zone *Neoschwagerina craticulifera* najrasprostranjenije i najbrojnije bile su krupne tančintongije (Kochansky-Devidé, 1978; Kochan-

sky-Devidé & Ramovš, 1987), koje su čitave ili u fragmentima nađene na pet lokaliteta.

Preostale vrste zastupljene su malim brojem, uglavnom slabo sačuvanih primjeraka s područja Crnih greda, a tri su vrste nađene i na području Milašnovca. Taksoni su preuzeti iz rada Rukavine (1973).

Gastropoda

Ostaci puževa nađeni su na devet nalazišta. Krupniji prerezi vidljivi su ponekad na izdancima (npr. na Velnačkoj Glavici), a bolje očuvani čitavi primjerci sabrani su pretežno na lokalitetima Crne grede i kod ribogojilišta u Brušanima. Na Velnačkoj Glavici česta je nektonska *Bucania*.

Cephalopoda

Na području Velnačke Glavice, u sivom bioturbiranom dolomitičnom vapnencu, nađen je jedan kosi presjek spljoštene kućice cefalopoda, promjera oko 5 cm.

Salopek (1942, 241) spominje u ovoj zoni rodove *Temnocheilus* i *Orthoceras*, no ne navodi lokalitet na kojem su nađeni.

Bryozoa

Briozoi su nađeni na pet nalazišta u istraženoj zoni. Prevladavaju lepezasti fenestelidi, no u preparatima se nađu i presjeci cistoporida, a na Crnim gredama je nađena *Dybowskiella grandis* Waagen & Wentzel.

Značajna je uloga briozoa kao stanovnika muljevitog dna, na kojima su kasnije priraštali organizmi koji zahtijevaju čvrstu podlogu, kao npr. fiksosilni brahiopodi na lokalitetu Crne grede, te drugi briozoi i kalcispongijske uz cestu Gospić-Karlobag.

Fenestele se često nađu i na Velnačkoj Glavici, većinom u tamnosivim do crnim šejlovima.

Brachiopoda

Bogatu i raznoliku faunu brahiopoda sabrala je na ovom području još ekipa profesora Salopeka, uglavnom na lokalitetima Crne grede, iznad potoka Milašnovac i na koti 1001. Tokom izrade magistarskog rada (1981–1984) nadopunila sam i detaljno obradila postojeću zbirku, koja je bila pohranjena u Geološkom muzeju u Zagrebu (sada Hrvatski prirodoslovni muzej), o čemu sam kasnije objavila nekoliko radova (Sremac 1986 a, b, c).

Tokom istraživanja primijetila sam razliku u sastavu brahiopodnih zajednica sabranih na različitim lokalitetima, te sam razlučila zajednicu mirne vode i zajednicu grebenschkih staništa, uz napomenu da aberantni oldhaminoidi čine zasebnu biolititnu tvorevinu.

Krupne martinije i enteletesi koji su nastanjivali šupljine u grebenskoj rešetci bili su veoma brojni, te je na jednom nalazištu sabrano čak stotinjak primjeraka. Na nekim krupnim ljušturama deltirij je sužen parom uskih trokutastih ploča, pa nije

sigurno da li su one sačuvale držak u odraslom stadiju, ili su ležale slobodno na dnu šupljina.

Brojni produktidi koji su nađeni na području Crnih greda živjeli su usidreni bodljama u mulju, zajedno sa sitnim terebratulidima, koji su bili pričvršćeni drškom.

Primijećeno je da je način pričvršćenja ljuštura u uskoj vezi s kvalitetom supstrata.

Fauna je uglavnom indo-armenskog tipa, no uz razmjerno velik broj »endemičnih« novih vrsta.

U zoologiji se preporuča da se slične forme, koje su istovremeno živjele na istim staništima, tretiraju kao ista vrsta varijabilnog oblika (kao što je npr. *Martinia velebitica* Sremac), ili kao zasebne vrste (Mayr, 1963). U tom smislu podvrste megačerniševija opisane u radu Sremac (1986 c, 20–21) treba smatrati vrstama *Megatschernyschewia longiseptata* Sremac, odnosno *M. transversa* Sremac (usmeno upozorenje I. Gušića). Iz istog razloga, u poglavljima o algama i foraminiferama, kao i u tabeli 1, ranije podvrste *Neoschwagerina craticulifera occidentalis* Kochansky & Ramovš i *Vermiporella nipponica longipora* Praturlon tretirane su kao zasebne vrste.

Echinodermata

Radiole ježinaca nađene su na lokalitetima Crne grede (tab. 7, sl. 2) i uz cestu Gospić–Karlobag, pločice krinoida također uz cestu, a pojedina rombična kalcitna zrna i na Takalicama.

Ihnofosili

U dolomitičnim mikritnim sedimentima na Velnačkoj Glavici nađeni su mjestimično tragovi intenzivnih bioturbacija.

Bušotine su različitog oblika i veličine, ponekad veoma guste i razgranjene. Mogu biti paralelne slojnoj plohi, koso položene ili gotovo vertikalne. U nekim slojevima javljaju se samo u gornjem dijelu, dok se u drugima protežu kroz cijelu debljinu sloja (tab. 5, sl. 1).

Po navedenim karakteristikama ovi tragovi pripadaju *Zoophycos* ihnofacijesu (Frey & Pemberton, 1984, 200).

Tipovi sedimenata i fosilne zajednice*

Sedimenti tipa mudstone

Mikritni sedimenti s rijetkim fosilima, ili bez njih, nisu široko rasprostranjeni u drugoj zoni crnih vapnenaca, ali su uz cestu Gospić–Karlobag i na Velnačkoj Glavici veoma česti.

* Analiza mikrofacijesa načinjena je na osnovu priručnika E. Flügel-a (1982)

Ugljevito-glinoviti mudstone

Crni šejlovi s interkalacijama također ugljevitih kalkarenita čine podinu i krovinu grebenskog tijela na lokalitetu uz cestu Gospić–Karlobag, a nađu se i unutar grebenskog kompleksa, koji se formirao u nekoliko faza i povremeno bivao zatrpan nanesenim materijalom. Fosili u ovim sedimentima nisu nađeni.

Šejlovi na lokalitetu Velnačka Glavica imali su znatno veći udio u izgradnji stijena. Mineralni sastav ovih sedimenata varira od posve glinovitih do karbonatnih, često s postupnim prijelazima. Zbog visokog postotka ugljevite tvari sediment mjestimično postaje veoma krhak. U karbonatnim varijetetima ponekad se nađu ostaci algi, foraminifera, puževa, briozoa i brahiopoda.

Dolomitični sivi mudstone

Sivi, paralelno laminirani mudstone nađen je samo na lokalitetu uz cestu Gospić–Karlobag (tab. 3, sl. 3). Mjestimično se u njemu vide izrazite sinsedimentacijske pukotine, što upućuje na ranu litifikaciju.

Naoko sterilni sivi dolomitični vapnenci, koji se pojavljuju na Velnačkoj Glavici, sadrže rijetke sitne foraminifere, najčešće paleotekstularije, a bili su taloženi u mirnijoj vodi.

Bioturbirani svjetlosivi mudstone nađe se na Velnačkoj Glavici u više nivoa (tab. 5, sl. 1). Debljina ovih slojeva može biti do 70 cm, te se oni na izdanku jasno ističu unutar crnog šejla. Osim tragova intenzivnih bioturbacija različitih smjerova i dubine, u ovim sedimentima se još mogu naći kućice sitnih nektonskih puževa (*Bucania*) i cefalopoda, a pojedini slojevi sadrže i klaste muljnog materijala, najčešće žučkaste boje, koji se jasno vide na površini trošenja. Frey i Pemberton (1984, 201) upozoravaju da paleozojske pojave *Zoophycos* ihnofacijesa ne moraju nužno biti vezane za rubne kontinentske padine, kao što je to slučaj kod mladih nalaza, već se mogu naći i u zatvorenim intraplatformskim bazenima sa smanjenom količinom kisika u nižim dijelovima vodenog stupa.

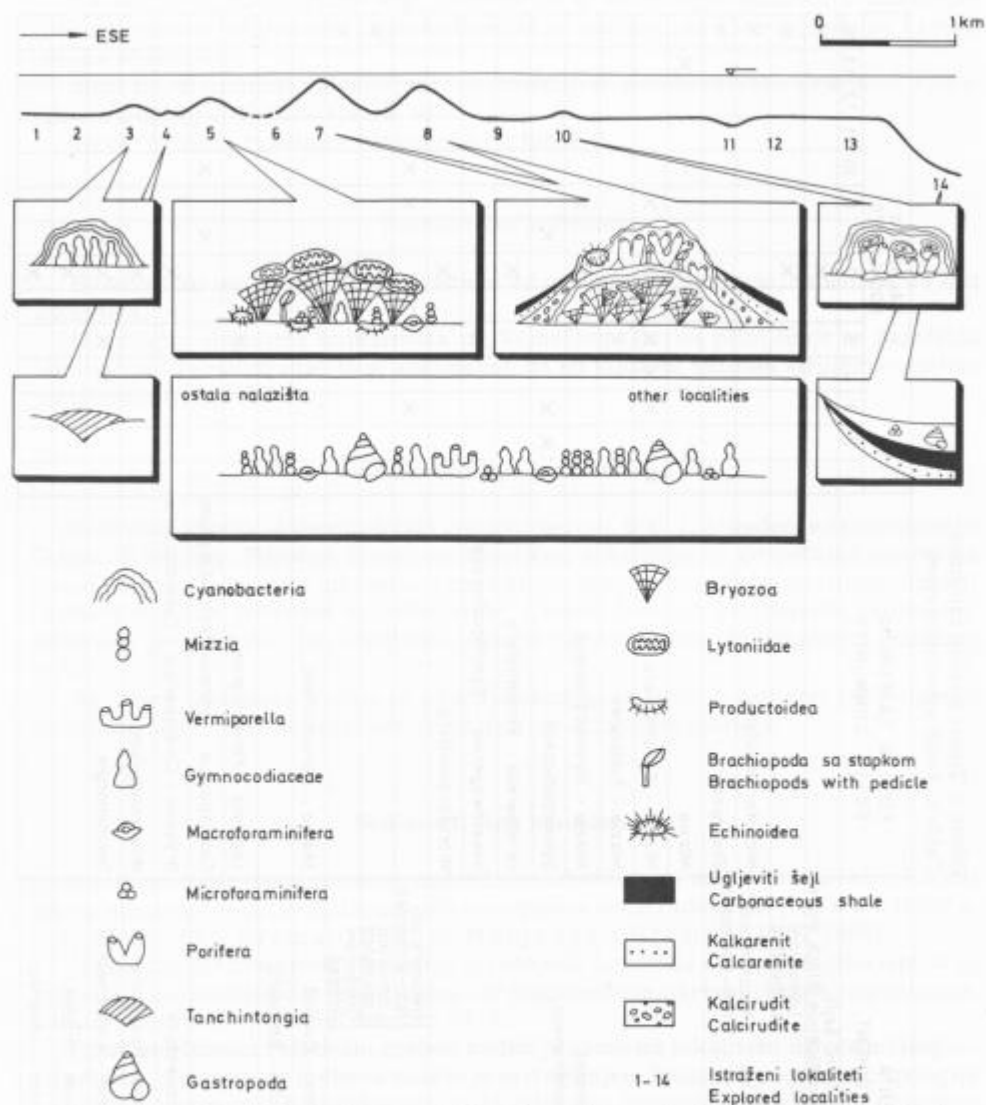
Sedimenti tipa wackestone do packstone

Autohtoni sedimenti

Uzorci vapnenaca i dolomitičnih vapnenaca s brojnim fosilnim ostacima, najčešće vapnenačkih algi i foraminifera prikupljeni su na deset lokaliteta u drugoj zoni crnih vapnenaca.

Dio skeleta je redovito polomljen, no ne pokazuje znakove daljeg transporta, dok su u nekim uzorcima čak i krhki članci micija ostali djelomično povezani (tab. 7, sl. 2). Stoga možemo zaključiti da su ove zajednice uglavnom autohtone, premda na svim lokalitetima energija vode i brzina sedimentacije nisu bile jednake.

Algalne livade bile su na ovom prostoru veoma rasprostranjene (sl. 3), te se čini da je istraženo područje predstavljalo plitku platformu dubine do desetak metara. Gimnokodijaceje i micije, koje su ovdje najčešći fosili, često su rasle zajedno (tab. 6, sl. 2), ponekad su tvorile zasebne zajednice (tab. 6, sl. 1), a nađu se i u asocijaciji s drugim organizmima (tab. 7, sl. 1, 2).



Sl. 3. Raspored fosilnih zajednica u zoni *Neoschwagerina craticulifera* na području Baških Oštarija i Brušana

Fig. 3. Distribution of fossil communities in the Zone *Neoschwagerina craticulifera* in Baške Oštarije-Brušane region

Sedimenti tipa packstone s brojnim ostacima vapnenačkih algi mogli bi se tretirati i kao bafflestone, jer su ovakve guste algalne livade svakako predstavljale »zamku« za taloženje sedimenta, no skeleti algi su nježni, pa se ne sačuvaju u poziciji rasta.

Na nekim su lokalitetima alge sudjelovale u formiranju humčastih biolititnih tijela, zajedno s tubifitima i cijanobakterijama, kao npr. na Crnim gredama i iznad potoka Milašnovac.

Sitne biserijaminide i glomospire mjestimično su tvorile zasebne zajednice, vjerojatno u dubljoj vodi (tab. 9, sl. 3, 4).

Tipovi fosilnih zajednica navedeni su u tabeli 2.

Bioklastični sedimenti

Bioklastični sedimenti, karakteristični za visoku energiju vode, nađeni su na šest lokaliteta.

U mnogim slojevima kalkarenita na Velnačkoj Glavici primjećuje se paralelna laminacija ili građuiranje, te je zaključeno da su taloženi mutnim strujama u intra-platformskoj depresiji.

Sedimenti tipa grainstone

Kortoidni algalno-foraminiferski grainstone (tab. 9, sl. 1, 2) nađen je samo uz cestu Gospić-Karlobag. Pojedini skeleti su otopljeni, a šupljine su geopetalno ispunjene crnim muljem, te rubnim igličastim i centralnim krupnomozaičnim sparitom. Skeleti i rubovi šupljina obavijeni su mikritnom, a zatim debelom kortoidnom ovojnicom. Sediment je vjerojatno bio litificiran u posve plitkom moru, djelomično u vadoznoj zoni.

Na istom lokalitetu nađen je i bioklastični grainstone s brojnim polomljenim skeletima algi i foraminifera, koji je nastao u vodi visoke energije.

Sedimenti tipa boundstone

Biolititne tvorevine s autohtonim fosilnim zajednicama nađene su na četiri lokaliteta u istraženoj zoni (sl. 3). Djelomično su opisane već u radovima: Sremac (1986 a, b, c), Ramovš i Sremac (1986), te Marjanac i Sremac (1986, 1988).

Na nalazištu Crne grede aberantni brahiopodi *Leptodus* i *Keyserlingina* isprva su priraštali na brizojskim grančicama ili fragmentima skeleta drugih organizama, a kasnije su rasli i jedan na drugom (sl. 3).

Pravi morfološki i ekološki greben nađen je samo na lokalitetu uz cestu Gospić-Karlobag. Formiranje grebena počelo je priraštanjem brizoa i pogačastih spongijskih na velikim lepezastim fenestelidima, da bi zatim ovi organizmi zajedno bili obrašteni debelim laminiranim cijanobakterijskim korama (tab. 11, sl. 1). Na ovako konsolidiranoj osnovi rasle su zatim jedna na drugoj tanjuraste do vrčaste veće kalcispongije (tab. 12, sl. 1), a u višim se dijelovima javljaju i izduženi oblici Sphinctozoa, kao što je npr. *Sinocoelia lepida* Zhang & Fan (tab. 10, sl. 2). Cijanobakterije i brizozi u ovom dijelu rešetke imaju znatno manji značaj. U šupljinama između grebenotvoraca živjeli su krupni brahiopodi (tab. 10, sl. 2), a vjerojatno i drugi bentički organizmi. Vapnenaste alge i rijetke neošvagerine nađene su u laminiranim sedimentima, koji su ispunili veće šupljine u grebenskoj rešetci, a ovamo su bili nanoseni strujama iz okolnih algalnih livada. Greben je u nekoliko navrata bio zatrpan crnim muljem, pa

bi njegov rast iznova započinjao priraštanjem spužvi na briozoima. Na izdanku se jasno ističu tri takva ciklusa rasta bioherme (tab. 10, sl. 1).

Sličan greben bio je formiran i na susjednom nalazištu iznad potoka Milašnovac, ali ga je ekipa prof. M. Salopeka raznijela eksplozivom, radi lakšeg prikupljanja fosilnih ostataka, pa se o tipu rešetke i fazama njenog formiranja danas teško može zaključivati.

Na lokalitetu 10, također u Milašnovačkoj prašumi, humčasto biolititno tijelo bilo je izgrađeno od kalcispongija obraštenih tubifitima i cijanobakterijskim korama (tab. 1, sl. 3).

Dolomitični vapnenac, koji se može pratiti u dužini od petnaestak metara idući od Paripovog jarka glavnom cestom prema Brušanima, a nalazi se u podini grebenskog kompleksa, građen je velikim dijelom od koralja roda *Waagenophyllum*. Premda su pojedine čaške polomljene, ovi su zadružni koralji, zajedno s brojnim micijama, predstavljali »zamku« za taloženje mulja, te je sediment klasificiran kao bafflestone do floatstone.

Lumakele tančintongija

Na nekoliko mjesta u istraženom prostoru krupni školjkaši roda *Tanchintongia* bili su tako brojni, da su tvorili prava ostržišta. Takve su lumakele nađene na koti 1001, na Crnim gredama, u Milašnovačkoj prašumi i u koritu potoka sjeveroistočno od Velnačke Glavice.

Sedimenti tipa floatstone

Krupnoklastični sedimenti nađeni su samo uz cestu Gospić-Karlobag, u krovini i lateralno od grebenskih tijela, a sadrže litoklaste i bioklaste nastale njihovim trošenjem.

Mogu se razlikovati posve nesortirani floatstone, vjerojatno tempestit (tab. 13, sl. 1) i nejasno graduirani floatstone do packstone, u kojem se klasti ponekad teško uočavaju, jer su sličnog sastava i boje kao vezivo.

Zona Neoschwagerina craticulifera u susjednim područjima

Autohtoni sedimenti s *Neoschwagerina craticulifera* nađeni su u sjeverozapadnoj Sloveniji u kamenolomu Straža i kod Bohinjske Bele (Flügel et al., 1984). Ovdje prevladavaju krupnozrnati klastiti s malim pojavama krpastih biohermi i plitkovodnih platformskih karbonata. Bioherme su opisane kao kalcispongijsko-algalno-cementni grebeni. Najviše sličnosti s Velebitom pokazuje fauna foraminifera. Dasycladaceae su ovdje znatno rjeđe, a gimnokodijaceje posve nedostaju. Algalne kore pripadaju rodu *Archaeolithoporella*, a umjesto spužvi *Sinocoelia* i *Imilce* pojavljuju se drugi taksoni.

Ostali nalazi neoschwagerina u Jugoslaviji su sekundarni i potječu iz mlađih klastičnih sedimenata Vršiča (Ramovš & Kochansky-Devidé, 1979), Karnijskih Alpa (Flügel et al., 1984), južne Crne Gore, Rovinja (Kochansky-Devidé, 1967) i Medvednice.

U susjednim su se područjima za vrijeme srednjeg perma taložile klastične gredenske naslage.

Diskusija i zaključak

U osam kilometara dugoj zoni crnih vapnenaca na području Baških Oštarija i Brušana prikupljena je na četrnaest lokaliteta bogata zbirka fosilne flore i faune. Determinirano je ukupno stosedamdesetpet taksona, među kojima je najviše vapnenačkih algi (gimnokokidijaceje i micije). Fosilni ostaci nađeni su u različitim tipovima sedimenta, a autohtone fosilne zajednice najčešće su vezane za sedimente tipa boundstone, te wackestone i packstone.

Na osnovu raspoloživih podataka zaključeno je da je istraženo područje u doba murgaba predstavljalo karbonatnu platformu smještenu nešto sjevernije od tadašnjeg ekvatora (Nairn & Smithwick, 1976, 292, 307; Polšak & Pezdich, 1978, 176).

Plitko dno, dubine do desetak metara, bilo je uglavnom obraslo algalnim livadama. Na više mjesta fiksosésilni i inkrustirajući organizmi (spužve, briozoi, cijanobakterije, neki brahiopodi) izgradili su humčaste tvorevine, među kojima i dvije krpaste bioherme na lokalitetima uz cestu Gospić-Karlobag i iznad potoka Milašnovac. Na istočnom rubu zone (lokalitet Velnačka Glavica) sedimenti su bili taloženi mutnim strujama u intraplatformskoj depresiji.

Morska razina se u više navrata dizala i spuštala, pa bi se plići dijelovi dna povremeno našli i iznad površine.

Paleozojske naslage Srednjeg Velebita tektonski su ograničene u pružanju s istočne i zapadne strane. Do sada nigdje u blizini nisu nađeni kopneni ili pelagički srednjopermski sedimenti, te nije moguće zaključiti kako se daleko i s koje strane nalazilo kopno.

Karbonatna sedimentacija započela je na ovom području u vrijeme dok su se na okolnim prostorima još taložili klastični sedimenti gredenskog tipa, a trajala je kroz čitav mlađi perm. Za razliku od mikrofosila, koji nam omogućuju dobru stratigrafsku korelaciju na širokom prostoru, među makrofosilima je zapažen razmjerno velik broj »endemičnih« oblika. Očito je da se karbonatni kompleks Velebita znatno razlikuje od ostalih naslaga iste starosti, pa je teško zaključiti kakav je bio njegov regionalni položaj u zapadnom Palaeotethys-u.

Zahvala

Za korisne sugestije kod izrade članka zahvaljujem se prof. dr. I. Gušiću.

Zone *Neoschwagerina craticulifera* in the Middle Velebit Mt. (Croatia, Yugoslavia)

In the region of Baške Oštarije and Brušane black limestones of the Zone *Neoschwagerina craticulifera* have been investigated. These sediments appear within the 900 m thick Middle to Upper Permian carbonate complex in elongate, 8 km long and up to 30 m wide belt (Figs. 1 and 2).

Rock samples were collected at fourteen localities. Numerous fossils (175 taxa) and different sediment types, with corresponding fossil communities, have been recognized (Table 1 and 2).

Different types of cyanobacterial crusts (Pl. 1, Figs. 1–3) were extremely important in the formation of mounds and patch-reefs.

Calcareous algae with 29 taxa occurred at 13 localities in the investigated area. *Mizzia*, *Vermiporella*, *Permocalculus* and *Gymnocodium* (Pls. 2 and 3) were the most abundant.

Foraminifers (Pl. 4) were represented with the greatest number of taxa (45). *Neoschwagerina*, *Nankinella*, *Dunbarula* and *Glomospira* were the most abundant. Macroforaminifers are always found together with calcareous algae and/or with other fossils, while microforaminifers sometimes form their own communities.

Tubiphytes appears at 11 localities, sometimes supporting the consolidation of the sediment (Pl. 1, Fig. 3).

Sponges were the main builders of the patch-reefs (Fig. 3). Plate-like (Pl. 12, Fig. 1), or domal (Pl. 11, Fig. 1) calcisponges and spherical *Imilce* appear in all phases of reef formation. Abundant elongate *Sinocoelia lepida* Zhang & Fan enabled the colonization of large brachiopods in framework cavities (Pl. 10, Fig. 2).

Numerous specimens of *Waagenophyllum* were found beside the road Gospić–Karlobag.

Molluscs, though represented with 28 taxa, were less important inhabitants of this area, except the large, aberrant *Tanchintongia*, which was extremely abundant at some localities. Small-sized gastropod *Bucania* was frequent at Velnačka Glavica. Cephalopods were found only sporadically.

Bryozoans played very important role in the formation of boundstones at four localities.

Brachiopods, with 38 taxa, were the most abundant larger marine invertebrates in the Murghabian in this region. They were lithogenetic at the locality Crne grede, and were the main inhabitants of the cavities in the reef framework. More than 100 specimens of large *Martinia velebitica* Sremac were collected from the patch-reefs.

Fragments of Echinodermata (radiolae, columnalia) were found only sporadically (Pl. 7, Fig. 2).

Bioturbations produced by the animal *Zoophycos* (Pl. 5, Fig. 1) are rather abundant at Velnačka Glavica.

The relationship between the fossil communities and the type of sediment has been studied (Table 2).

Fossils in black shale are scarce or absent. Light-grey dolomitic mudstones at Velnačka Glavica contain microforaminifers or *Zoophycos* bioturbations (Pl. 5).

Fossil communities are the most diverse in wackestones and packstones. Algal and algal-foraminiferal communities predominate at 9 localities (Pls. 6, 7). Microforaminifer association appears only in dolomitic limestones beside the main road (Pl. 9, Fig. 3–4).

Boundstones with autochthonous communities outcrop at 4 localities: *Waagenophyllum* bafflestone beside the road Gospić–Karlobag, *Leptodus*–*Keyserlingina* boundstone at Crne grede, calcisponge-cyanobacterial-tubiphyte boundstone at two localities south from the Milašnovac creek. Bryozoan-calcisponge-cyanobacterial bioherm beside the main road (Pl. 10, Fig. 1) is the most interesting. Large fenestellids were the first to colonize the substrate. Smaller bryozoans and calcisponges attached themselves to their fans, and were all together overgrown with cyanobacte-

rial crusts (Pl. 11). In later phases reef framework was almost solely composed of calcisponges (Pl. 12). Reef cavities were inhabited with large brachiopods (Pl. 10, Fig. 2). For several times reef was buried in mud, and the colonization had to start from the beginning. Three main cycles of reef-formation have been observed (Marjanac & Sremac, 1988).

Lumachelle of *Tanchintongia* were found at 5 localities in the zone.

Bioclastic sediments of different grain size appear at 6 localities (Pls. 8, 13).

Considering all available data, it was concluded that the area of the Middle Velebit Mt. during the Murghabian represented the carbonate platform settled in subtropical climate belt (Nairn & Smithwick, 1976; Polšak & Pezdich, 1978).

Algal plains were the most widely distributed on the platform, while mud-mounds and patch-reefs formed only in some places (Fig. 3). Sediments on the eastern edge of the zone were formed in intraplatform depression.

Some shallow parts of the platform emerged from time to time, according to the oscillations of the sea level.

Palaeozoic sediments in the Velebit Mt. are tectonically restricted to western and eastern edge. There is no evidence of continental or pelagic Murghabian sediments in the vicinity, therefore the position and distance of the Murghabian land can not be proved.

In most of the neighbouring regions Middle Permian is represented with clastic Gröden deposits, which are overlain with Upper Permian Bellerophon limestones. The investigated area differs from other known localities by long-lasting carbonate sedimentation and peculiar macrofauna, and it is very hard to make any conclusion on its regional position.

Literatura

- Deloffre, R. 1988, Nouvelle taxonomie des algues dasycladales. Bull. Centres. Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine 12/1, 165-217, Lyon.
- Dickins, J. M. 1987, Correlation charts of the Upper Permian. Permophiles 12, 8-12. Subcommission on Permian Stratigraphy.
- Duc Tien, N. 1979, Étude micropaléontologique (Foraminifères) de matériaux du Permien du Cambodge. Thèse. Univ. Paris Sud. Centre d'Orsay, 166 p. Paris.
- Fan, J. & Zhang, W. 1985, Sphinctozoans from Late Permian reefs of Lichuan, West Hubei, China. Facies 13, 1-44, Erlangen.
- Flügel, E. 1977, Environmental models for Upper Paleozoic benthic calcareous algal communities. In Flügel, E. (edit.), Fossil Algae. 314-343, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- Flügel, E. 1982, Microfacies analysis of limestones. 633, p. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- Flügel, E., Kochansky-Devidé, V. & Ramovš, A. 1984, A Middle Permian calcisponge /algal/ cement reef: Straža near Bled, Slovenia. Facies 10, 179-256, Erlangen.
- Flügel, H. W. 1986, Imilce Flügel 1975 (Khmeriidae, Demospongiae) aus der Yabeina-Zone (Perm) von Tunis. Mitt. Österr. geol. Ges. 78 (1985), 267-289, Wien.
- Frey, R. W. & Pemberton, S. G. 1984, Trace fossil facies models. Sec. Edit. Geosci. Canada. Repr. Ser. 1, 189-207, Ontario.
- Herak, M. & Kochansky-Devidé, V. 1960, Gymnocodiacean calcareous algae in the Permian of Yugoslavia. Geol. vjesnik 13 (1959), 185-196, Zagreb.
- Kochansky-Devidé, V. 1964, Velebitella, eine neue jungpaläozoische Diploporengattung und ihre phylogenetischen Verhältnisse. Geol. vjesnik 17, 135-142, Zagreb.
- Kochansky-Devidé, V. 1965, Karbonske i permske fuzulinidne foraminifere Velebita i Like. Srednji i gornji perm. Acta geol. 5 (Prirodosl. istraž. Jugosl. akad. 35), 101-137, Zagreb.
- Kochansky-Devidé, V. 1967, Neoschwagerinenschichten einer Tiefbohrung in Istrien (Jugoslawien). N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 128/2, 201-204, Stuttgart.
- Kochansky-Devidé, V. 1978, Tanchintongia - eine aberrante permische Bivalve in Europa. Paläont. Z. 52/3-4, 213-218, Stuttgart.

- Kochansky-Devidé, V. 1979 a, Excursion D, Brušane, Velebit Mt.-Permian. 16th European Micropaleontological Colloquium, 163-170, Ljubljana.
- Kochansky-Devidé, V. 1979 b, *Conneria slovenica* n. sp. eine leitende Art der Trogkofel-Ablagerungen (Perm). *Palaeont. jugosl.* 23, 1-8, Zagreb.
- Kochansky-Devidé, V. & Herak, M. 1960, On the Carboniferous and Permian Dasycladaceae of Yugoslavia. *Geol. vjesnik* 13 (1959), 65-96, Zagreb.
- Kochansky-Devidé, V. & Ramovš, A. 1987, Razširjenost vrste *Tanchintongia ogulineci* na Velebitu. *Geologija* 28/29 (1985/86), 151-155, Ljubljana.
- Krumbein, W. E. 1979, Über die Zuordnung der Cyanophyta. In: Krumbein, W. E. (edit.), *Cyanobakterien - Bakterien oder Algen?*, 33-48, Universität Oldenburg.
- Loeblich, A. R. & Tappan, H. 1964, Sarcodina, chiefly thecamoebians and Foraminifera. In: Moore, R. C. (edit.), *Treatise on invertebrate paleontology*. Part C, Protista 2, vol. 1, Univ. Kansas press and Geol. Soc. America, 900 p., Lawrence, Kansas.
- Marjanac, T. & Sremac, J. 1986, Grebenski sedimenti u permu Velebita. *Simp. J. Žujovića, Abstr.*, 27-28, Beograd.
- Marjanac, T. & Sremac, J. 1988, Permski grebenski kompleks na Srednjem Velebitu. *Geol. anali Balk. poluostrva* 51, 293-302, Beograd.
- Mayr, E. 1963, *Animal species and evolution*. 797 p., Harvard Univ. Press, Cambridge.
- Milanović, M. 1965, *Salopekiella*, novi rod familije Dasycladaceae iz permskih sedimenta Velebita. *Acta geol.* 5 (Prirodosl. istraž. Jugosl. akad. 35), 373-382, Zagreb.
- Milanović, M. 1966, *Likanella* - a new permian genus of the family Dasycladaceae. *Geol. vjesnik* 19 (1965), 9-13, Zagreb.
- Milanović, M. 1966 b, *Goniolinosia*, a new permian genus of the family Dasycladaceae. *Geol. vjesnik* 19 (1965), 115-121, Zagreb.
- Monty, C. 1981, Spongiostromate vs porostromate stromatolites and oncolites. In: Monty, C. (edit.), *Phanerozoic stromatolites. Case histories*, 1-4. Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - New York.
- Nairn, A. E. M. & Smithwick, M. E. 1976, Permian paleogeography and climatology. In: Falke, H. (edit.), *The continental Permian in central, west and south Europe*. NATO Adv. Study Inst., Ser. C, Math. Phys. Sci., 283-312, Reidel Publ. Comp., Dordrecht.
- Okimura, Y., Ishii, K. & Ross, C. A. 1985, Biostratigraphical significance and faunal provinces of Tethyan Late Permian smaller Foraminifera. In: Nakazawa, K. & Dickinson, J. M. (eds.), *The Tethys. Her paleogeography from Paleozoic to Mesozoic*. 115-138, Tokai Univ. Press, Tokyo, Japan.
- Ott, E. 1967, Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der Alpenen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. *Bayer. Akad. Wiss., Mat.-Naturwiss. Kl., Abh., N. Folge* 131, 1-96, München.
- Polšak, A. & Pezdić, J. 1978, Paleotemperaturni odnosi u karbonu i permu Dinarida i Alpa na temelju kisikove izotopne metode i njihova uloga u paleogeografiji. *Geol. vjesnik* 30/1, 167-187, Zagreb.
- Ramovš, A. & Kochansky-Devidé, V. 1979, Ladinijske konglomeratne breče na Vršiću in jih permski ter triasni mikrofosili. *Rudarsko-metalurški zbornik* 26, 155-165, Ljubljana.
- Ramovš, A. & Kochansky-Devidé, V. 1981, Permian-Triassic boundary at Brušane village in Velebit Mt. *Geologija* 24/2, 327-330, Ljubljana.
- Ramovš, A. & Sremac, J. 1986, Permian reefs in Yugoslavia. IGCP Project No. 5: Corr. Prevarisc. Varisc. Eu. Alp. Mediterr. Mt. Belts. Final Meeting, Sardinia, May 25-31, 1986, 69-76, Cagliari.
- Rukavina, D. 1973, Prilog poznavanju gornjopaleozojskih školjkaša Like i sjeveroistočnog podnožja Velebita. *Geol. vjesnik* 26, 319-323, Zagreb.
- Salopek, M. 1942, O gornjem paleozoiku Velebita u okolini Brušana i Baških Oštarija. *Rad Hrv. akad. znan. umjet.* 274, 218-272, Zagreb.
- Senowbari-Daryan, B. 1982, *Cystothalamia* Girty, eine häufige Schwamm - Gattung aus dem Karn von Slowenien (Jugoslawien) und Hydra (Graichenland). *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* 28, 77-94, Wien.
- Sremac, J. 1986 a, A peculiar brachiopod fauna from the Velebit Mt. IGCP Project No. 5: Corr. Prevarisc. Varisc. Eu. Alp. Mediterr. Mt. Belts. Final meeting, Sardinia, May 25-31, 1986, 25-31, 1986, 69-76, Cagliari.
- Sremac, J. 1986 b, Utjecaj okoliša na brachiopodne populacije na primjeru iz srednjeg perma Velebita. *Zbornik radova XI kongr. geol. Jugosl.*, 83-89, Tara.

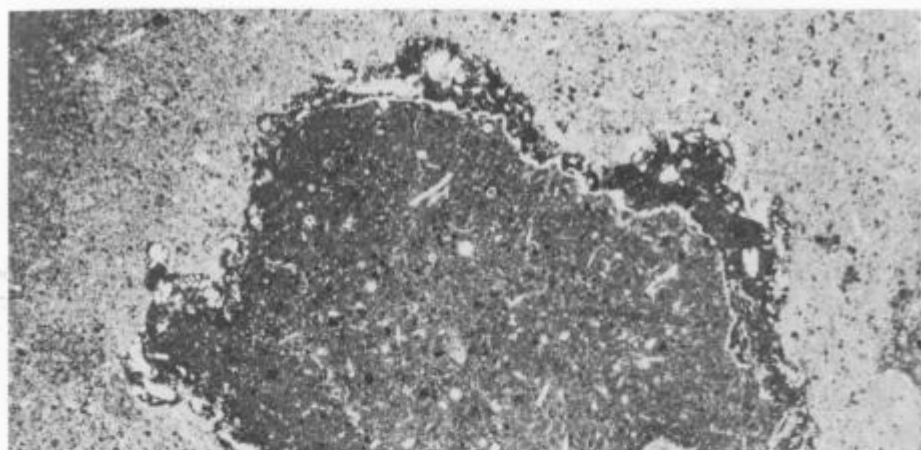
Sremac, J. 1986 c. Middle Permian brachiopods from the Velebit Mts. (Croatia, Yugoslavia). *Palaeont. jugosl. Jugosl. akad.* 35, 1-43, Zagreb.

Sremac, J. 1988, Paleokološki odnosi fosilnih zajednica u srednjem permu Velebita. *Disertacija* 66 p., Prirod.-mat. fakultet Sveuč., Zagreb.

Wurm, D. 1982, Mikrofazies, Paläontologie der Dachsteinriffkalke (Nor) des Gosaukam-
mes, Österreich. *Facies* 6, 203-296, Erlangen.

Zaninetti, L. & Altiner, D. 1981, Les Biseriamminidae (Foraminifères) dans le Permien supérieur mésogéen: evolution et biostratigraphie. *Not. Labor. Pal. Univ. Geneve* 7/1, 39-46, Geneve.

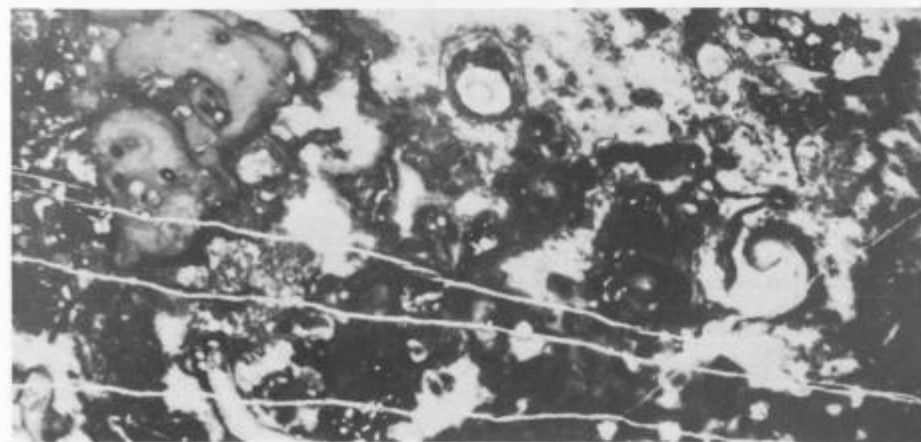
Zaninetti, L., Altiner, D. & Çatal, E. 1981, Foraminifères et biostratigraphie dans le Permien supérieur du Taurus oriental, Turquie. *Not. Labor. Pal. Univ. Geneve* 7/1, 1-36, Geneve.



1



2



3

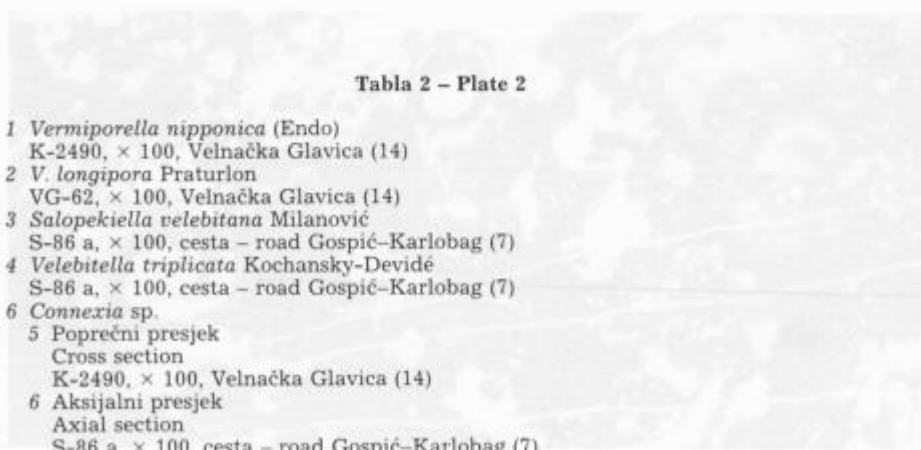


Tabla 2 – Plate 2

- 1 *Vermiporella nipponica* (Endo)
K-2490, × 100, Velnačka Glavica (14)
- 2 *V. longipora* Praturlon
VG-62, × 100, Velnačka Glavica (14)
- 3 *Salopekiella velebitana* Milanović
S-86 a, × 100, cesta – road Gospić-Karlobag (7)
- 4 *Velebitella triplicata* Kochansky-Devidé
S-86 a, × 100, cesta – road Gospić-Karlobag (7)
- 5, 6 *Connexia* sp.
5 Poprečni presjek
Cross section
K-2490, × 100, Velnačka Glavica (14)
6 Aksijalni presjek
Axial section
S-86 a, × 100, cesta – road Gospić-Karlobag (7)

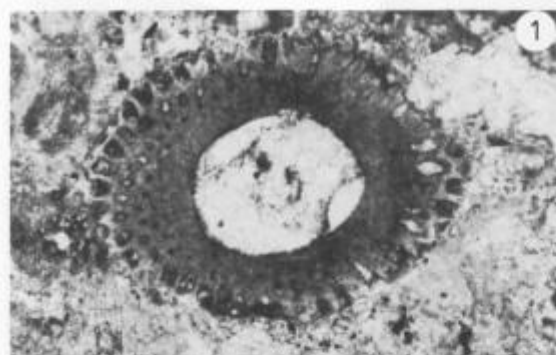




Tabla 3 – Plate 3

- 1 *Permodaculus tenellus* Pia
S-66, $\times 25$, cesta – road Gospić–Karlobag (7)
Aksijalni presjek
Axial section
- 2 *Gymnocodium bellerophontis* (Rothpletz)
S-117, $\times 25$, cesta – road Gospić–Karlobag (7)
Aksijalni presjek
Axial section
- 3 Graduirani packstone-mudstone
Negativ
Negative
cesta – road Gospić–Karlobag (7)
P-93, $\times 2$

U bazi je laminirani dolomitični mudstone. Gornja slojna ploha nosi tragove utiskivanja. Ostaci algi prema gore postaju sve rjeđi

Dolomitic laminose mudstone is in the base. Upper bedding plane shows the traces of impression. Algal skeletons decrease in number upwards

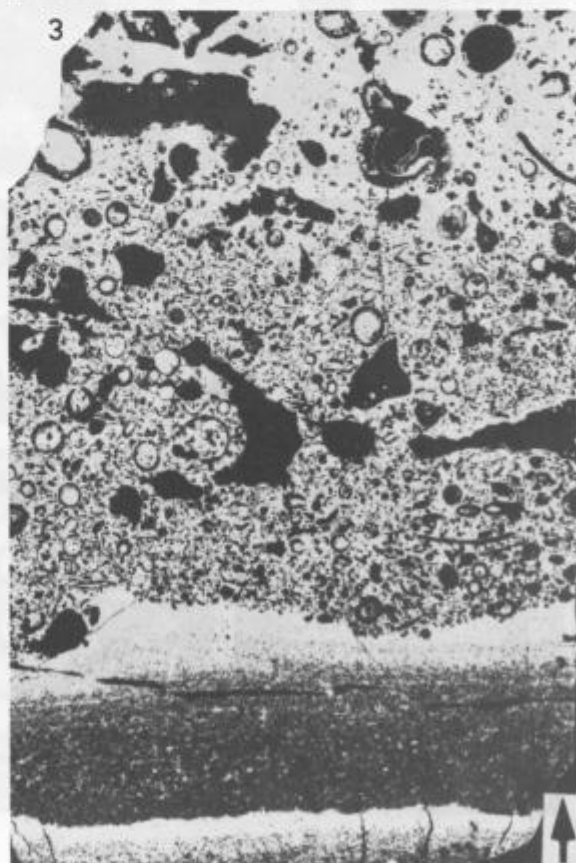




Tabla 4 – Plate 4

- 1 *Cribrogenerina* sp.
S-86 a, $\times 100$, cesta – road Gospić-Karlobag (7)
- 2 *Reichelina* ? sp.
S-86 a, $\times 100$, cesta – road Gospić-Karlobag (7)
- 3 *Dunbarula nana* Kochansky-Devidé & Ramovš
VG-77, $\times 100$, Velnačka Glavica (14)
- 4 *Agathammina pusilla* (Geinitz)
VG-77, $\times 100$, Velnačka Glavica (14)
- 5 *Hemigordius irregulariformis* Zaninetti, Altiner & Çatal
VG-62, $\times 100$, Velnačka Glavica (14)
- 6 *Paraglobivalvulina septulifera* Zaninetti & Altiner
S-86 a, $\times 100$, cesta – road Gospić-Karlobag (7)
Aksijalni presjeci
Axial sections

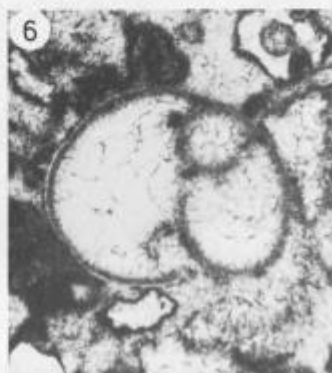




Tabla 5 – Plate 5

- 1 Mudstone s bioturbacijama
 Mudstone with bioturbations
 Negativ
 Negative
 VG-41, $\times 4$, Velnačka Glavica (14)





Tabla 6 – Plate 6

- 1 Gimnokodijacejski packstone
Gymnocodiacean packstone
K-50, $\times 25$, Takalice (3)
Permocalculus sp., *Hemigordius* cf. *ovatus* Grozdilova, *Tubiphytes obscurus* Maslov
- 2 Micijsko-gimnokodijacejski packstone
Mizzia-gymnocodiacean packstone
K-2500, $\times 25$, Milašnovac (9)
Mizzia velebitana ? Schubert, *Permocalculus tenellus* (Pia), *Tubiphytes obscurus*, Gastropoda

Veće intraskelletne šupljine ispunjene su skeletnim detritusom. Ugljeviti muljni matriks jedva se primjećuje među skeletnim ostacima

Larger intraskeleton cavities are filled with skeletal detritus. Carbonaceous mud matrix is hardly visible among the skeletal particles



1



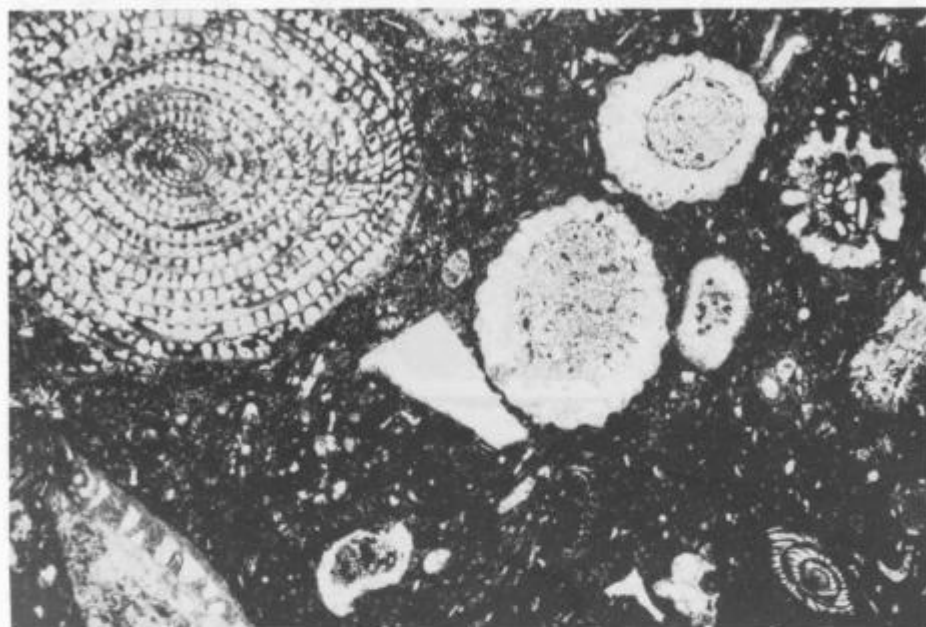
2



Tabla 7 – Plate 7

- 1 Micijsko-foraminiferski wackestone
 Mizzia-foraminiferal wackestone
 K-2499, $\times 25$, Milašnovac (9)
Neoschwagerina occidentalis Kochansky & Ramovš, *Chusenella* sp., *Mizzia velebitana* Schubert, *M. cornuta* Kochansky & Herak, *Reichelina* sp., Palaeonubeculariidae, Echinodermata
 Muljni matriks ugljevit
 Mud matrix carbonaceous
- 2 Micijsko-foraminiferski packstone-grainstone
 Mizzia-foraminiferal packstone-grainstone
 K-40, $\times 25$, Crne grede (5)
Mizzia velebitana, *M. cornuta*, *Dunbarula nana* Kochansky & Ramovš, Palaeotextulariidae, Brachiopoda, radiolae

Veće intraskeletne šupljine geopetalno ispunjene ugljevitim mikritom i skeletnim detritusom, te sparitom. Isti materijal se javlja i u međuprostorima, ali ovdje prevladava sparit
 Larger intraskeleton cavities geopetally infilled with carbonaceous micrite, skeletal detritus and sparite. Same material appears among the skeletons, but with predomination of sparite



1



2



Tabla 8 – Plate 8

- 1, 2 Graduirani bioklastični packstone-wackestone
 Graded bioclastic packstone-wackestone
 Negativ
 Negative
 P-68, P-75, $\times 3$, Velnačka Glavica (14)
 Vanjski zavoji neošvagerina mjestimično su oštećeni prilikom transporta. Skeleti algi koncentrirani su u laminama
 Outer whorls of Neoschwagerina are partly damaged during the transportation. Algal skeletons are arranged in laminae
- 3 Paralelno laminirani bioklastični packstone
 Parallel laminated bioclastic packstone
 VG-76, $\times 25$, Velnačka Glavica (14)

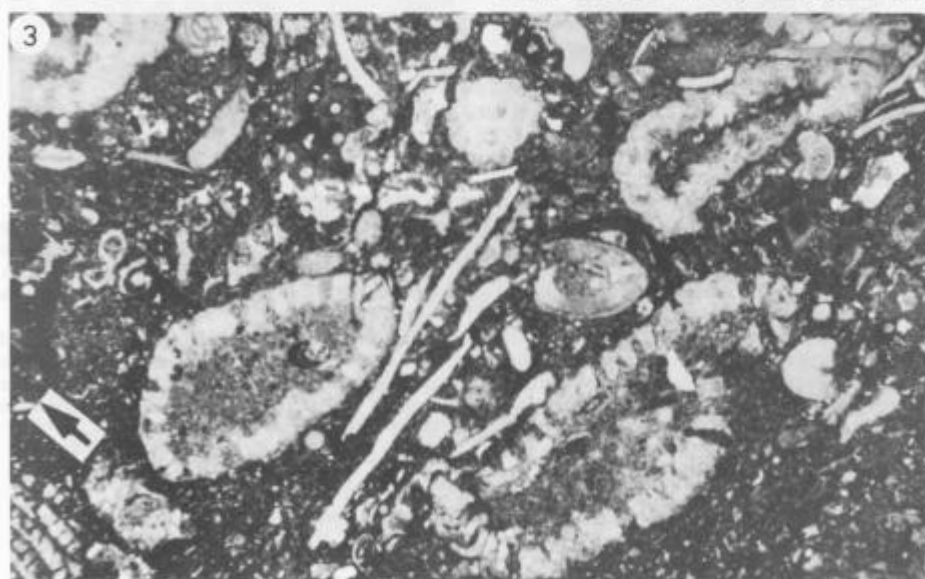
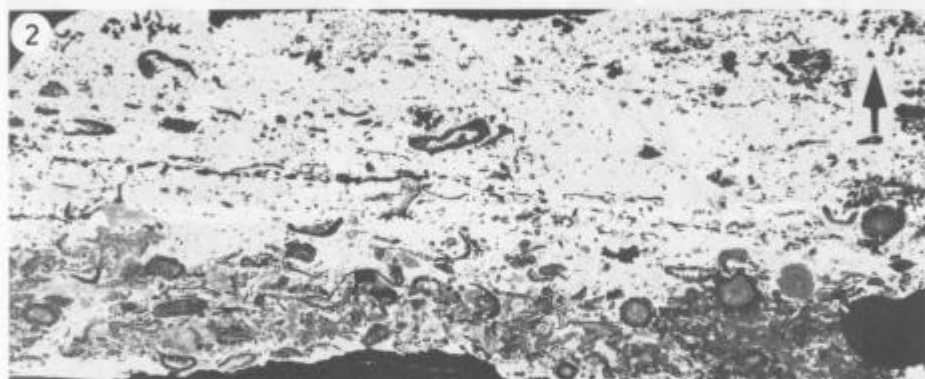
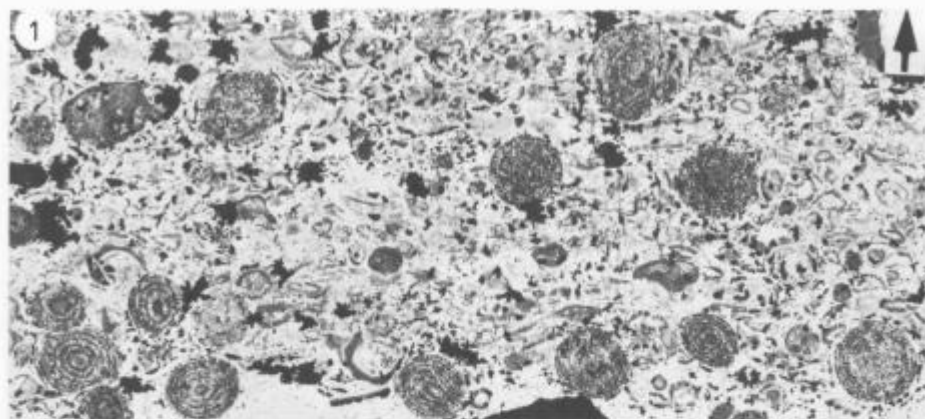




Tabla 9 – Plate 9

1, 2 Algalno-foraminiferski kortoidni grainstone

Algal-foraminiferal cortoid grainstone

S-65a, 1 – $\times 100$, 2 – $\times 25$, cesta – road Gospić-Karlobag (7)

Šupljine u sedimentu geopetalno su ispunjene ugljevitim muljem i sparitom. Vide se dvije generacije sparita : rubna, sitno prizmatska (A) i krupno mozaična (B) generacija u centru šupljina. Rubovi šupljina i skeleta obavijeni su tankom, crnom mikritnom ovojnica. Čitave šupljine i zrna ovijene su debelim kortoidnim ovojnica. Prostori između ovojnice ispunjeni su sparitom, također s mikritnim rubom

Cavities are geopetally infilled with carbonaceous mud and sparite. Two generations of sparite can be observed : marginal, finely prismatic (A) and coarsely mosaic (B) generation in the centre of the cavities. Inner edges of the cavities are covered with thin, black micritic envelope. Whole cavities and grains are wrapped in thick cortoid envelopes. Interspaces between the envelopes are filled with sparite, also with micritic edge

3, 4 Wackestone s mikroforaminiferama

Wackestone with microforaminifers

S-5, 3 – $\times 100$, 4 – $\times 25$, cesta – road Gospić-Karlobag (7)*Paraglobivalvulina septulifera* Zaninetti & Altiner, *Glomospira* sp.

Sediment je jako dolomitiziran

Sediment is strongly dolomitized

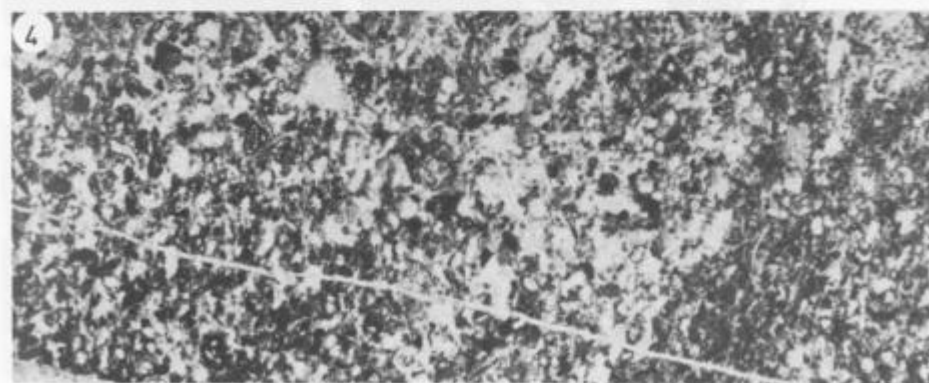




Tabla 10 – Plate 10

- 1 Grebenski sedimenti uz cestu Gospić-Karlobag
 Tri faze rasta grebena označene su slovima A, B i C
 Strelica označava položaj uzorka na sl. 2
 Reef sediments beside the road Gospić-Karlobag
 Three phases of reef growth are marked with letters A, B and C
 Arrow showing the location of the sample from fig. 2
- 2 *Martinia velebitica* Sremac u šupljini spužve *Sinocoelia lepida* Zhang & Fan
Martinia velebitica Sremac in a cavity of the sponge *Sinocoelia lepida* Zhang & Fan
 Prirodna veličina
 Natural size
 Cesta – Road Gospić-Karlobag (7)



1

2



Tabla 11 – Plate 11

- 1 Brizojsko-kalcispongijsko-cijanobakterijski framestone
 Bryozoan-calcisponge-cyanobacterial framestone
 Negativ
 Negative
 G/P-50/1, $\times 3$, cesta – road Gospić-Karlobag (7)

Uzorak je uzet iz baze grebena. Na donjem dijelu fotografije mogu se pratiti generacije priraštanja. Na velikoj fenesteli (1) priraštali su drugi briozoi i spongie (2), koji su zatim zajedno bili obrasli debelim laminiranim cijanobakterijskim korama (3)
 Sample was taken from the base of the reef. At the lower part of the photograph generations of overgrowth can be observed. Smaller bryozoans and calcisponges (2) attached themselves to large fenestelids (1), and then were all together overgrown with cyanobacterial crusts (3)





Tabla 12 – Plate 12

- 1 Tanjuraste kalcispongije prirasle jedna na drugoj
Plate-like calcisponges growing on each other
Negativ
Negative
G/P-201, $\times 3$, cesta – road Gospić-Karlobag (7)

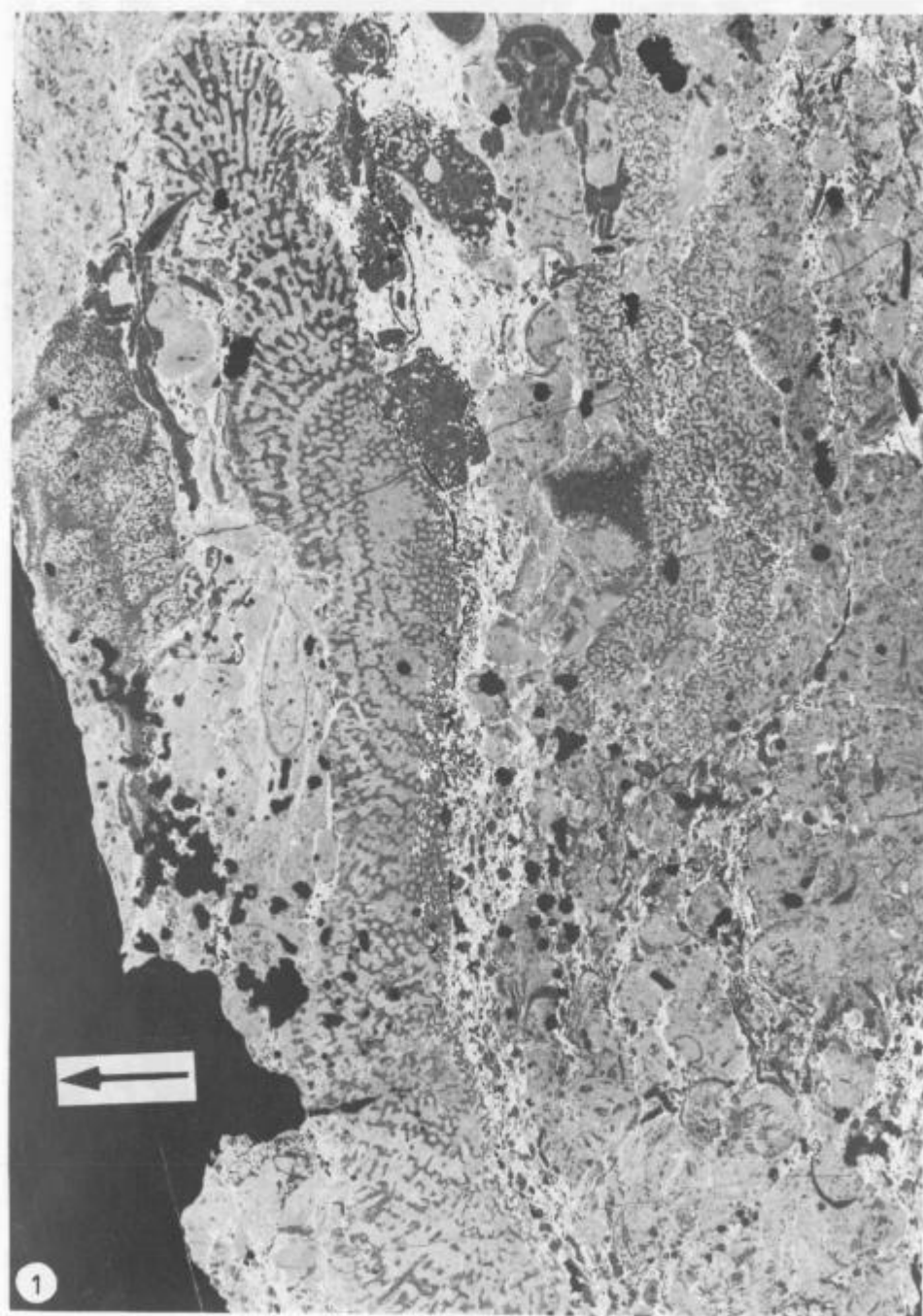
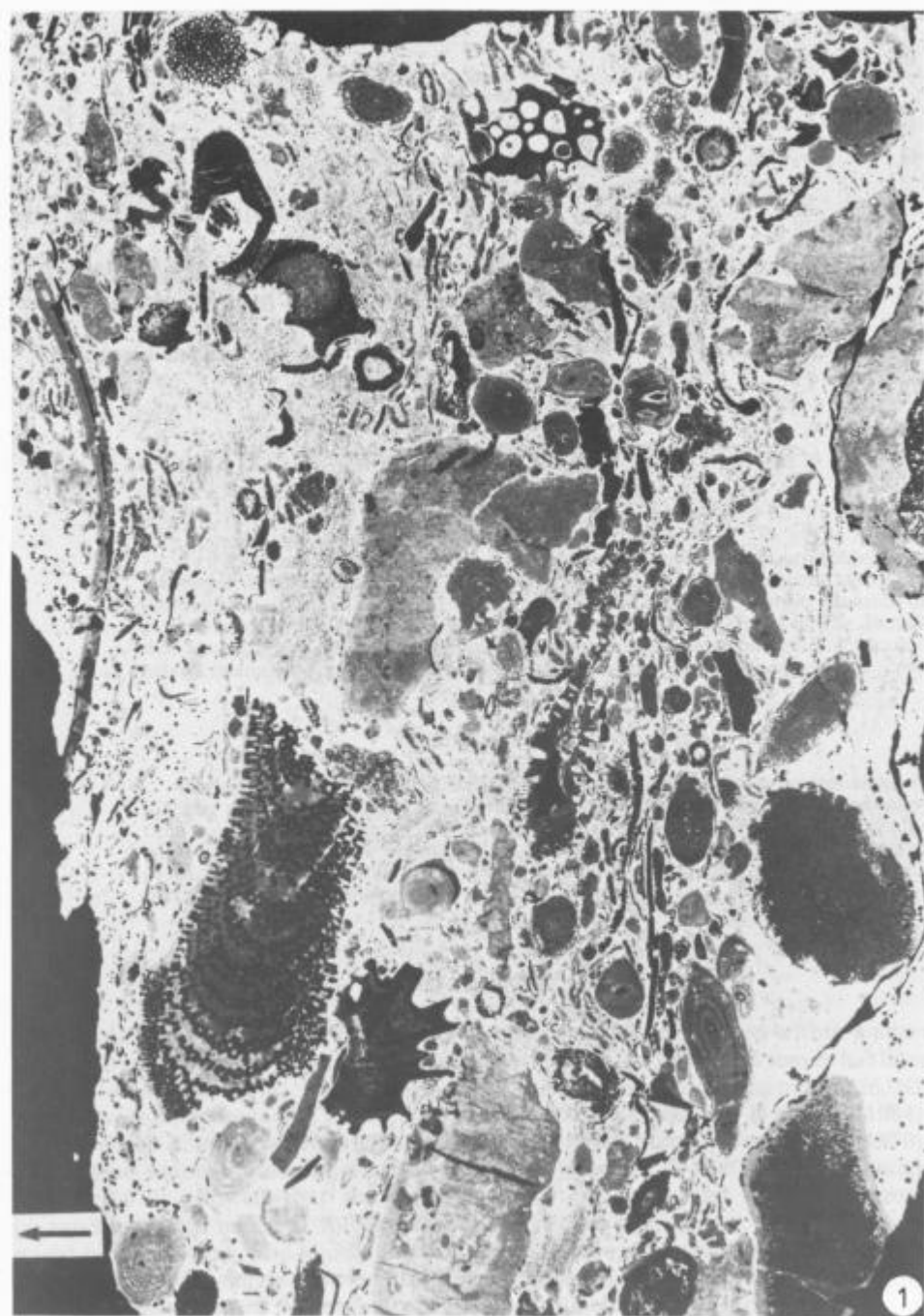




Tabla 13 – Plate 13

- I Floatstone s nesortiranim grebenskim kršjem (tempestit)
Floatstone with unsorted reef particles (tempestite)
Negativ
Negative
G/P-15, $\times 3$, cesta – road Gospić-Karlobag (7)



UDK 56"61/62":551.781(497.15)=20

Acicularia tavnæ* sp. nov. and other Acetabulariaceae from the Palaeocene of eastern Majevisa (NE Bosnia, Dinarides)**Acicularia tavnæ* sp. nov. i druge Acetabulariaceae iz paleocena istočne Majevice (SI Bosna, Dinaridi)**

Rajka Radoičić

c/o Geozavod, P. O. Box 275, 11001 Beograd

Abstract

A rich assemblage of calcareous algae (Dasycladaceae, Acetabulariaceae) from Kamenjak limestone belt of the Majevisa mountain gives the Palaeocene age of the sediments maintained so far for the Middle Eocene. Following the introduction of a new acicularian species – *Acicularia tavnæ*, representatives of the family Acetabulariaceae are presented from the Kamenjak algal assemblage. The foraminiferal fauna also confirms the Palaeocene age of the Kamenjak limestones.

Kratak izvod

Bogata skupina krečnjačkih algi (Dasycladaceae, Acetabulariaceae) iz krečnjačkog pojasa Kamenjaka, istočna Majevisa, daje paleocensku starost sedimenata koji su do sada smatrani za srednji eocen. Povodom uvođenja nove acikularijske vrste – *Acicularia tavnæ*, ovom prilikom se iz algalne skupine Kamenjaka prikazuju samo predstavnici familije Acetabulariaceae. Foraminiferska fauna takodje potvrđuje paleocensku starost ovih sedimenata.

Introduction

Information on the Palaeocene in northern Bosnia was registered within a short time by Blanchet and Neumann (1967) and Stojčić (1968), and somewhat later by Jelaska et al. (1976). Palaeocene sediments of northern Majevisa mountain, NE Bosnia, were documented by Hottinger and Drobne (1980) and Drobne (1984). In references (Čičić, 1968, 1977) and the Geological map of Yugoslavia (1970), Palaeocene sediments of eastern Majevisa were included in the Eocene, although Čičić (1977) allowed that the lowermost part of »the First Eocene horizon« (= sandstone and marls of the Lower-Middle Eocene age; earlier: Middle Eocene) might be Palaeocene. The Middle Eocene age of Kamenjak limestone belt on eastern Majevisa has not been questioned. But it was in this limestones that rich foraminiferal-algal assemblage of Palaeocene age (probably Thanetian) was found.

This note on the introduction of a new *Acicularia*, *A. tavnæ* sp. nov., also gives information on other Acetabulariaceae from limestones of Kamenjak: *Clypeina elliotti* Beckmann & Beckmann, *Clypeina* aff. *haglani* Radoičić, *Clypeina* spp. and *Orioporella malaviae* Pia. Sampled limestones (from sequence of alternating limestones and sandstones about 20 metres thick) contained an abundance of dasycladaceae, *Cymopolia* in particular, and species of genera *Broeckella*, *Digitella*, *Dissocladella*, *Jodotella*, *Neomeris*, *Sarosiella*, *Trinocladus*, *Uteria* and other. The rich assemblage of dasycladaceae and geological data on the Kamenjak area will be considered in a separate paper.

Limestones of Kamenjak also bore a diverse foraminiferal fauna (Pl. 6, Figs. 1–7). Associated with numerous miliolids and rotalids were the species *Mississippina binkhorsti* (Reuss) (sensu Samuel et al. 1972, Pl. 36, Figs. 1–4) and *Anatoliella ozalpiensis* Sirel, species recently described from the Middle Palaeocene of Turkey (Sirel, 1988), and found also in Palaeocene limestone of the Western Iraqi Desert subsurface (Radoičić, 1990).

Systematic descriptions

Family Acetabulariaceae (Endlicher) Häuck, 1885

Tribus Acetabularieae Decaisne, 1842

Genus *Acicularia* d'Archiac, 1843

Acicularia tavnæ sp. nov.

Pl. 1, Figs. 1–7

Holotype: Specimen figured in Pl. 1, Fig. 1, transverse section through four ampullae, thin section RR-3449 (sample 021420), author's collection.

Isotypes: Sections shown in Pl. 1, Figs. 2–7, thin section RR-3449, RR-3440, RR-3452 and RR-3453.

Derivation of name: After river Tavna.

Age and type locality: Middle Palaeocene of Kamenjak area between villages Uzunovići and Presjeka, eastern Majeve mountain.

Diagnosis: Large reproduction disc. Elongated fertile ampullae laterally united with a thin lamella. Fertile ampullae circular in cross section. Consequently, lateral sides of the intermediate lamella are concave. Ampulla distally tapering, subconical. Interior of ampulla is filled with large sphaerical cysts, arranged in irregular rows, leaving very little room in the axial part of the ampulla. In transverse section through middle-distal part of ampulla, four cysts are showing, indicating an arrangement of cysts in four rows. The number of rows is increased to five, or even six, in the distal end of each ampulla. The relationship of cysts in rows is irregular.

Dimensions:

Diameter of the fertile ampulla (through middle-distal part) 0.360 – 0.440 mm

Diameter of the cysts 0.160 mm

Thickness of the intermediate lamella in the middle part 0.020 mm, at the disc surface 0.090 mm

Description: Available thin sections contained only fragments of a reproduction disc consisting of 3–4 ampullae at the most (Fig. 1). Transverse sections through these fragments were typically moniliform (Pl. 1, Figs. 1 and 2). The interior, between and around sphaerical cavities corresponding to cysts, was completely calcified.

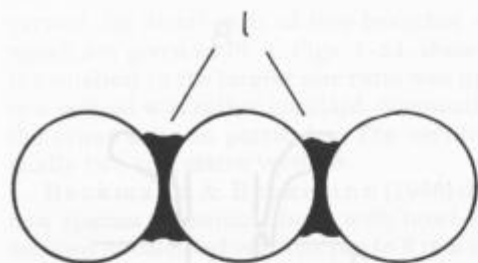


Fig. 1. *Acicularia tavnae* sp. nov.
Moniliform aspect of the cross section through
fused ampullae showing (black) intermediate
lamella; after section figured in Pl. 1, Fig. 2

Contours of the ampulla lateral side, as well as intermediate lamella contours (Pl. 1, Figs. 1, 4, 6 and 7), and sometimes cyst contours (Pl. 1, Figs. 2 and 6) were lost due to recrystallization. Contour of lamella was only rarely discernible, like that in the section shown in Pl. 1, Fig. 2. Cysts obviously were sphaerical in shape: regular sphaerical cavities were commonly preserved with, in places, calcified thin cyst membrana (Pl. 1, Figs. 1, 2, 3 and 5). Various by sized cavities are showing in thin sections because some of them are cut on the diameter. Most of transverse ampulla sections showed four cysts each.

Relationship: Species of the genus *Acicularia* were distinguished primarily by the general shape of fertile ampullae and the shape of their distal ends (Génot, 1987, p. 127). Random sections in the thin sections were rarely informative of the shape of the ampulla distal end. *Acicularia tavnae* sp. nov. was compared with acicularies of similarly circular or oval ampulla cross section:

Acicularia pavantina d'Archiac (Génot, 1987, Pl. 19, Figs. 1–13) in contrast to *Acicularia tavnae*, has dominantly oval or, in the proximal part, subcircular sections of ampullae, which are also elongated but thinner. Moreover, in the transverse section, it has more much smaller cysts arranged in the marginal part of the ampulla. Reproduction disc of *Acicularia tavnae* reached or even exceeded the size of *Acicularia pavantina* disc.

Palaeocene *Acicularia valeti* Segonzac (Segonzac, 1971, pl. II, Figs. 13, 14 and 17) had similar but smaller ampullae, only with numerous cysts alternately arranged in regular rows all over the ampulla periphery.

Highly similar with *Acicularia tavnae* cross section was the section of a proximal ampulla part of *Acicularia acuminata* Morellet with four much smaller cysts which filled up this part of the ampulla interior (Génot, 1987, Pl. 20, Fig. 13). Distally, the cysts were arranged only on the periphery increasing in number to twelve (Génot, 1987, Pl. 20, Figs. 11 and 12). Moreover, ampullae of *Acicularia tavnae* were much larger.

Ampulla of the Sarmatian species *Acicularia persica* Morellet had a circular shape in transverse section, only this ampullae were larger, cysts relatively smaller, more numerous and marginally located (Segonzac, 1967, Pl. 31, Fig. 5).

Acicularia tavnae sp. nov., which had a small number of cysts in the cross ampulla section, different much from aciculariae also in a small number of cysts in transverse ampulla section, such as *Acicularia archiaci* Morellet (4–7), *Acicularia herberti* Morellet (3–6), *Acicularia modesta* Génot (4–6) and *Acicularia munieri* Morellet (4–7) (Génot, 1987, Pls. 23, 17, 21 and 18).

Genus *Orioporella* Munier-Chalmas, 1877

Orioporella malaviae Pia

Pl. 2, Figs. 1–4, Pl. 3, Fig. 1

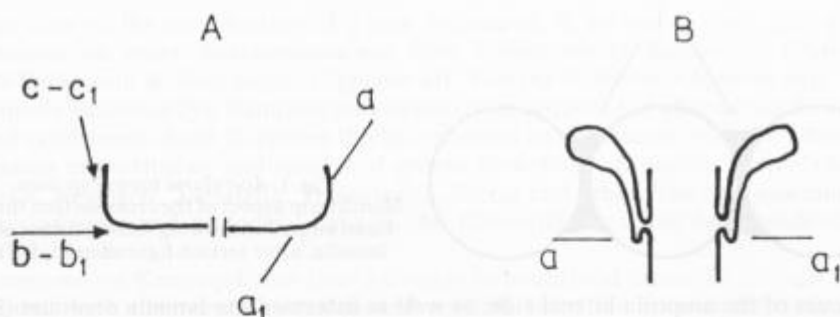


Fig. 2. A) Contour of the bowl-shaped *Orioporella* reproduction disc indicating the orientation of sections figured in Pl. 3, Fig. 1 (= a - a₁), Pl. 3, Fig. 1 (= b - b₁) and in Pl. 2, Fig. 3 (= c - c₁)

B) Vertical section of the *Clypeina elliotti* verticil: schematic appearance of the transverse cut through lower verticil part corresponding to section figured in Pl. 4, Fig. 12

A most interesting, among a dozen of *Orioporella* sections, was a tangential section of the reproduction disc shown in Pl. 2, Fig. 1. This and a tangential section through the disc proximal surface (Fig. 2; Pl. 3, Fig. 1) suggest a flat-bottom bowl-shaped reproduction disc composed of about sixty fertile ampullae (cf. upper disc in Pia's reconstruction of *Orioporella malaviae*; Pia, 1936, Fig. 43). It was a disc of about 10 mm or more in diameter; others were different sections of 5–10 ampullae which, in transverse sections through most of the ampulla length, had a variable rectangular shape (or oval in the distal part).

In his description of *Orioporella malaviae*, Pia showed an subaxial vertical section through two successive disc (1936, Fig. 33; Pl. 2, Fig. 4) and inferred "This may indicate, that a single plant bore more than one disc." Pia's reconstruction (1936, Fig. 43) of this species seems plausible: a plant did not bear only one disc, and the upper one/s could be bowl-shaped, while the lower one/s were much shallower or nearly flat. As to the number of fertile ampullae in a disc of *Orioporella malaviae*, this species seems to have no more than 64 ampullae. This reduced the differences between *O. malaviae* and *O. villattae* Segonzac: it is quite likely that this latter is a junior synonym of the *Orioporella malaviae* (perforations in septae of *O. malaviae*, mentioned by Pia, are a secondary feature connected with dissolution).

The same section of the bowl-shaped disc from Danian of the Western Aquitaine (France), as this shown in Pl. 2, Fig. 1, was attributed by Deloffre (1980, Pl. 3, Fig. 7) to foraminifer *Miniacina multiformis* Scheibner.

Tribus Clypeineae (Elliott, 1978) Bassoullet et al., 1979

Genus *Clypeina* (Michelin, 1845) Bassoullet et al., 1979

Clypeina elliotti Beckmann & Beckmann

Pl. 4, Figs. 1–14

Sections of *Clypeina* with distally enlarged lilyform verticils were not uncommon in thin sections of the examined limestones. The verticils consisted of elongated, distally gently widening branches, which were laterally fused forming the lilyform

verticil. Its distal ends of free branches were wide open. Various sections some of which are given in Pl. 4, Figs. 1–14, show how variable could be the size of verticil: the smallest to the largest size ratio was up to 1:2.4 or more. The number of branches to a verticil was rather constant, commonly 12–15. Verticil calcification was solid, in the lower calix in particular. The verticils were found mostly isolated, or occasionally two successive verticils.

Beckmann & Beckmann (1966) described, from the Palaeocene of Cuba, the new species *Clypeina elliotti* with bowl-like verticils of 9–11 branches. These were sections of calcified verticils (up to 8 in a row), much recrystallized to offer sufficient data on the morphology in general, or basal part of branches in particular.

Clypeina elliotti was recognized in Thanetian limestones of the Pyrenees by Segonzac (1971, Pl. 2, Fig. 8; Pl. 3, Fig. 11), who mentioned more branches (12–20) per a verticil than readily seen in the illustrated sections.

Of similar morphology and size, but much better preserved than the Cuban *Clypeina elliotti*, was an alga from Palaeocene of Iraq introduced by Elliott (even having noted similarity with *C. elliotti*) as a new genus and species *Hamulusella sedalanensis* (Elliott, 1978, Pl. 3, Figs. 1–4). The species, and consequently the genus was suggested correctly, by Deloffre and Génot (1982, pp. 97–98), an association with Clypeinae. The hook-like basal part of a branch and its connection with the main axis were clearly visible in this Iraqi alga. Although this datum was not available for *Clypeina elliotti*, it is not unlikely for *Clypeina elliotti* to have had similar branches (which is typical of many Clypeinae). Neither the assumption that *Hamulusella sedalanensis* might be its younger synonym should be rejected. For this reason I think it opportune to ascribe these fossils to the *Clypeina elliotti*.

Clypeina elliotti from the Palaeocene of Majevica was better preserved than Cuban fossils. Sections clearly showing shapes of the basal parts of branches were missing also, though the hook-like form of branches was discerned in some sections (Pl. 4, Figs. 3, 5 and 12).

Among Clypeinae with lilyform verticils, *Clypeina croatica* (Gušić) resembled the most *Clypeina elliotti* (the resemblance of some oblique vertical and tangential sections: Gušić, 1967, Pl. 4, Figs. 3, 9 and 10). Vertical sections of recrystallized *Clypeina elliotti* verticils also resembled those of the Upper Triassic *Clypeina besici* Pantić which was different in other feature (Pantić, 1965, Pl. 1, Figs. 2 and 4).

Clypeina elliotti was not frequently mentioned, but seems to have been a species of large geographic distribution: It was presented from Palaeocene of China also (Mu Xinan, 1982, Pl. 12, Fig. 5: *C. cf. elliotti*, and Fig. 7: *Clypeina* sp.).

Clypeina aff. *C. haglani* Radoičić

Pl. 5, Figs. 1–5

Several different sections of a clypeina show its disc-like verticils with 18 branches very gently inclined. Branches are tubular, circular in cross sections and laterally fused to half the length (where the widest). Calcified parts of branches do not seem to exceed 2/3 of the lengths.

In general form and size of verticil (Pl. 5, Figs. 1 and 2), this *Clypeina* shows the similarity with *Clypeina haglani*, a recently described species from the Palaeocene of Iraq (Radoičić, 1990), but also some differences. *Clypeina haglani* verticil is smaller in diameter and bears more thinner branches. The *Clypeina* from Majevica has closer-set verticils.

Clypeina spp.
Pl. 3, Figs. 2-4

Clypeinae are relatively rare fossils in dasyclad-rich limestone of Kamenjak. Besides the two mentioned species, only three more sections in the available thin sections belong to this genus, viz.:

- A vertical section of large clypeina (*Clypeina* sp. 1 - Pl. 3, Fig. 2). By asymmetrical branches (in the vertical section) this probably new species is reminding of the much smaller Palaeocene *Clypeina liburnica* Radoičić (though some Cretaceous Clypeinae have a similar shape of branches);
- The section shown in Pl. 3, Fig. 3 (*Clypeina* sp. 2) also belong to an unidentified species that occurs in some Palaeocene limestones of the Outer Dinarides: on Kras and in the Adriatic littoral of Dubrovnik (Buser & Radoičić, 1987, Pl. 6, Fig. 1 - "*Clypeina* nov. sp."; Drobne et al., 1989, Pl. 2, Figs. 3 and 4), and
- A cross-section of a small verticil with six oval branches (*Clypeina* sp. 3, Pl. 3, Fig. 4) which either belongs to a minute clypeina or is the uppermost verticil of a somewhat large species.

Bibliography

- Beckmann, J. P. & Beckmann, R. 1966, Calcareous Algae from the Cretaceous and Tertiary of Cuba. Mém. Suisses Paléont., 85, Basel.
- Blanchet, R. & Neumann, M. 1967, Sur l'âge paléocène des terrains transgressifs en bordure méridionale du Bassin Pannonique (Yougoslavie) C. R. somm., Soc. Géol. France, fasc. 6, Paris.
- Buser, S. & Radoičić, R. 1987, Dazikladacejske alge u srednjopaleocenskim krečnjacima na Krasu u Sloveniji. Geologija 28/29 (1985/86), Ljubljana.
- Čičić, S. 1968, Geološki sastav i tektonika terena između rijeka Drine, Tavne i Sapne - istočna Majevica. Geol. glasnik, 12, Sarajevo.
- Čičić, S. 1977, Paleogen, u: Geologija Bosne i Hercegovine, knj. III. Kenozojske periode, Sarajevo.
- Deloffre, R. 1980, Dasycladales (Algues vertes) du Danien récifal d'Aquitaine occidentale (France SW). Bull. Centre Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine, 4, 2, Pau.
- Deloffre, R. & Génot, P. 1982, Les Algues Dasycladales du Cénozoïque. Bull. Centre Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine, Mém. 4, Pau.
- Drobne, K. 1984, *Periloculina slovenica*, B Form from the Palaeocene of Majevica mountain (Yugoslavia) and the new Family Fabulariidae. Razp. SAZU, Classis IV, XXV/1, Ljubljana.
- Drobne, K., Ogorelec, B., Pleničar, M., Barattolo, F., Turnšek, D. & Zucchi-Stolfa, M. L. 1989, The Dolenja vas Section, a transition from Cretaceous to Paleocene in the NW Dinarides, Yugoslavia. Mem. Soc. Geol. It., 40 (1987), Roma.
- Elliott, G. F. 1978, A new dasycladacean alga from the Palaeocene of Kurdistan. Paleontology, 23/3, London.
- Geološka karta SFR Jugoslavije, 1:500 000, 1970 - Savezni geološki zavod, Beograd.
- Génot, P., Les Chlorophycees calcaires du Paleogene d'Europe nord-occidentale (Bassin de Paris, Bretagne, Cotentin, Bassin du Mons), These, Univ. de Nantes, Fac. Sc. et Tech., Nantes.
- Gušić, I. 1967, New Dasycladaceae from the Maestrichtian of Bepelj near Jajce (Western Bosnia), Geol. vjesnik, 20, Zagreb.
- Hottinger, L. & Drobne, K. 1980, Early Tertiary conical imperforate Foraminifera. Razp. SAZU, Classis IV, XXII/3, Ljubljana.
- Jelaska, V., Bulić, J., Velimirović, Z., Bauer, V. & Benić, J. 1976, Prilog potpunijem poznavanju stratigrafije Vučjaka i Trebovca (Sjeverna Bosna). Geol. vjesnik, 29, Zagreb.
- Mu Xinan 1982, Some calcareous algae from Xizang. Paleont. of Xizang, Book V, Beijing.
- Pantić, S. 1965, *Clypeina besici* sp. nov. iz trijaskih sedimenata spoljašnjih Dinarida. Geol. glasnik, IV, Titograd.

Pia, J. 1936, Description of the Algae, in: Rama Rao, L. & Pia, J. 1936 – Fossil Algae from the uppermost Cretaceous beds (the Niniyur group) of the Trichinopoly district, S. India. Paleont. Indica, 21, 4, Calcuta.

Radoičić, R. 1990, Paleogene Dasycladacean Algae from the subsurface of the Western Iraqi Desert. Bull. Acad. Serb. Sc. Arts, Sc. nat. math, Beograd.

Samuel, O., Borza, K. & Köhler, E. 1972, Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Vah Valley (West Carpathian). Geol. ust. D. Štura, Bratislava.

Segonzac, G. 1967, Contribution a la connaissance du genre *Orioporella* Munier-Chalmas. Bull. Soc. Géol. France, 7 ser. 9. Paris.

Segonzac, G. 1971, Algues calcaires du Sparnaciens de Levelanet (Ariege) – Dasycladales, caulerpale et cryptonémiale. Bull. du B. R. G. M., 2 ser., Sect. IV/1, Toulouse.

Segonzac, G. 1976, Dasycladacées nouvelles ou peu connues du Thanétien des Pyrénées. Bull. Soc. Hist. Nat. de Toulouse, t. 112, fasc.1-2, Toulouse.

Sirel, E. 1988, *Anatoliella*, a new foraminiferal genus and a new species of Dictyokathina from the Paleocene of the Van area (East Turkey). Rev. Paléobiol., vol. 7/2, Geneve.

Stojčić, B. 1968, O prvom nalasku paleocena u unutrašnjim Dinaridima. Geol. glasnik, 12, Sarajevo.

Plate 1

1-7 *Acicularia tavnae* sp. nov. ($\times 47.5$)

Fig. 1 Holotype, cross section through four fertile ampullae, thin section RR-3449;
 Figs. 2-7 Isotypes; Cross and cross-oblique sections – Figs. 2, 4, and 6; oblique-longitudinal
 sections of ampulla – Figs. 3 and 5; and Fig. 7 tangential-oblique section of the fragment
 with three ampullae; thin sections RR-3440, RR-3452, RR-3453, RR-3460 and RR-3462a



1



2



4



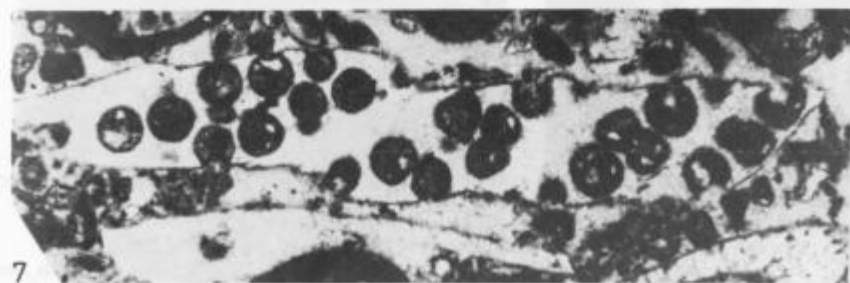
3



5



6



7



Plate 2

1-4 *Orioporella malaviae* Pia

Fig. 1 ($\times 25$) tangential section corresponding to cut a - a₁ in the Fig. 2A, thin section RR-3453

Fig. 2 ($\times 25$) oblique tangential section, thin section RR-3450

Fig. 3 ($\times 30$) tangential section corresponding to cut c - c₁ in the Fig. 2A

Fig. 4 ($\times 45$) cross section of the proximal disc part and *Terquemella* sp., thin section RR-3473

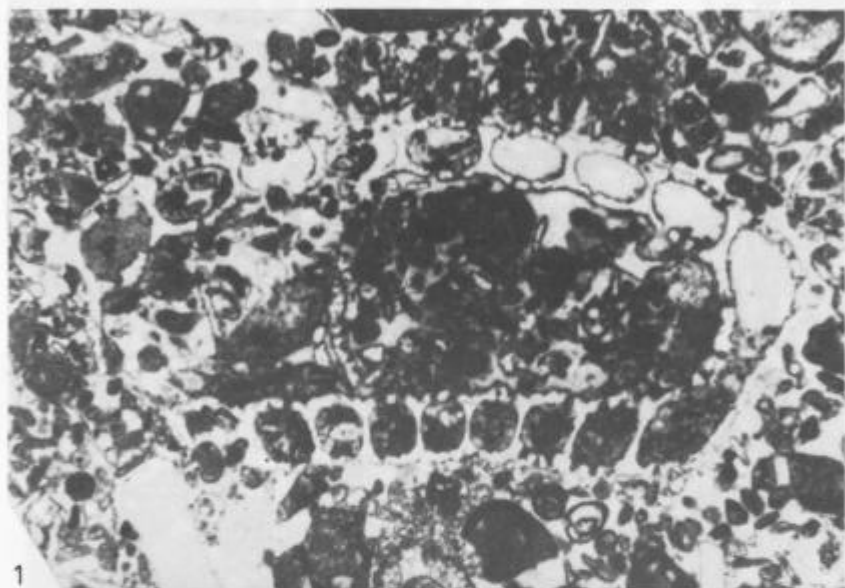




Plate 3

- 1 *Orioporella malaviae* Pia ($\times 25$), tangential section through the disc proximal surface corresponding to cut $b - b_1$ in the Fig. 2A, thin section RR-3462
- 2 *Clypeina* sp. 1, ($\times 25$), vertical section, thin section RR-3450
- 3 *Clypeina* sp. 2, ($\times 25$), oblique-longitudinal section, thin section RR-3453a
- 4 *Clypeina* sp. 3, ($\times 60$), transverse section, thin section RR-3453a
- 5 ?*Clypeinina* (?*Actinoporella*) ($\times 47,5$), tangential-oblique section of the verticil, thin section RR-3462a





Plate 4

- 1–13 *Clypeina elliotti* Beckmann & Beckmann ($\times 47.5$: Figs. 1–2, 7–10 and 12; $\times 50$: Figs. 3, 5, 6, 12 and 13); different sections; arrow in the Fig. 3 and Fig. 5 indicate hook-like basal part of branch; Fig. 11: transverse section through basal hook-like part of branches corresponds to cut a – a₁ in the Fig. 2B

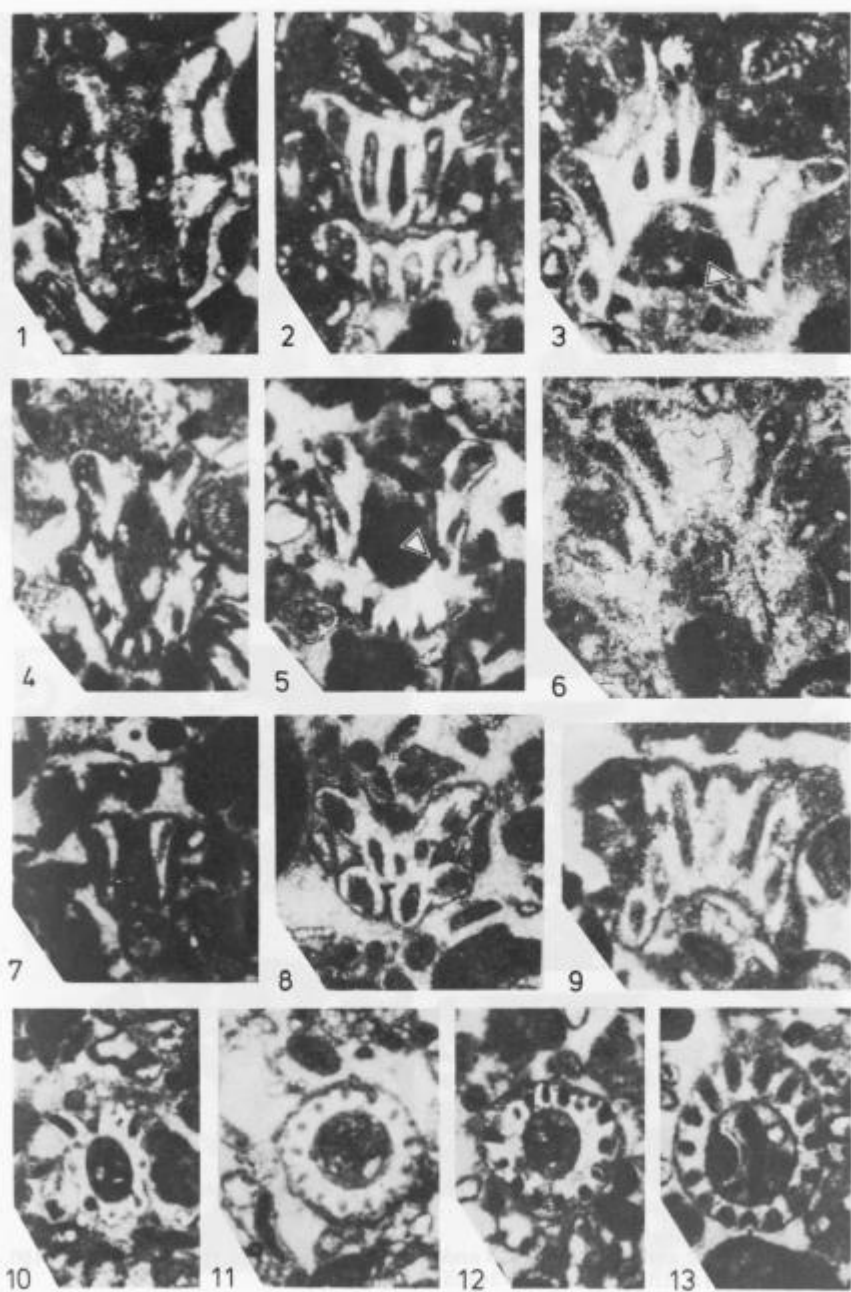




Plate 5

1-5 *Clypeina* aff. *Cl. haglani* Radoičić
 ($\times 47.5$: Figs. 1-2 and 4, $\times 45$: Figs. 3 and 5), different sections, thin section RR-3460, RR-3452a, RR-3441a, RR-3438 and RR-3473a

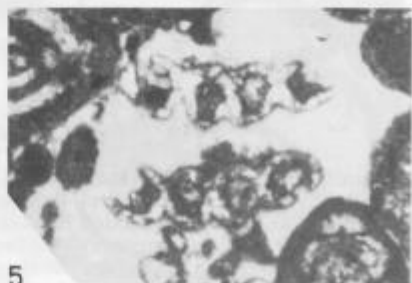
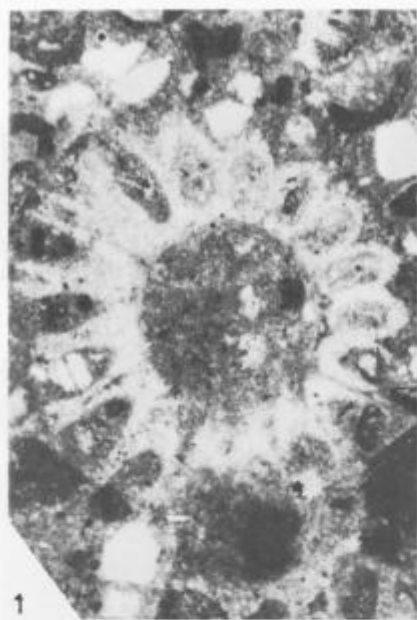




Plate 6

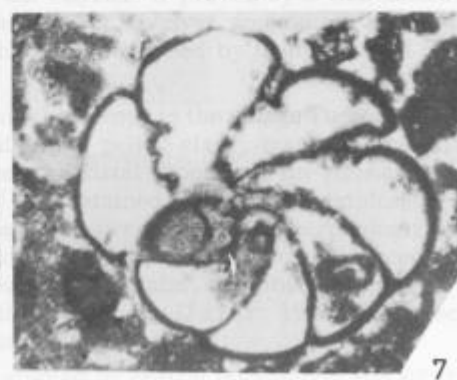
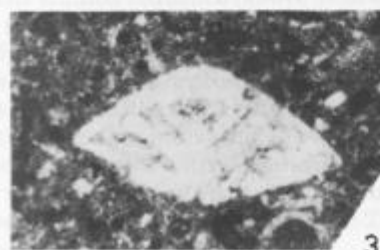
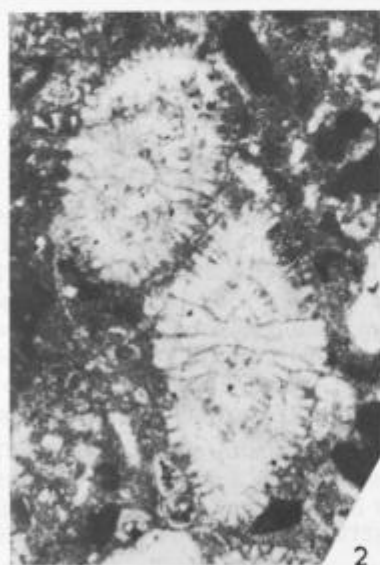
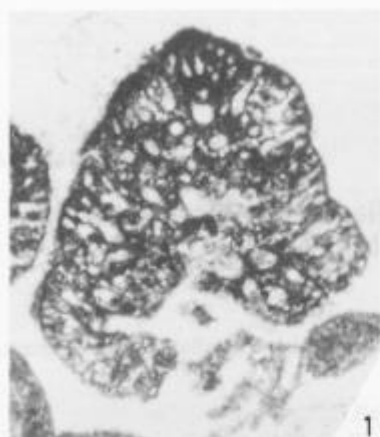
1-7 Foraminifera in the Palaeocene Kamenjak limestones ($\times 47.5$)

Fig. 1 *Anatoliella ozalpiensis* Sirel, thin section RR-3474a;

Fig. 2 *Miscellanea* sp., thin section RR-3448;

Fig. 3 *Rotalia perovalis* (Terquem), thin section RR-3431;

Figs. 4-7 *Mississippina binkhorsti* (Reuss), thin sections RR-3453, RR-3431, RR-3448 and RR-3471a



UDK 56:551.761(497.16)=20

Calcareous Nannofossils in Middle Triassic (Anisian) – A preliminary note –

Paola De Capoa

Dipartimento di Sc. della Terra, Università di Napoli Largo St. Marcellino 10, 80138 Napoli,
Italia

Rajka Radoičić

c/o Geozavod, P. O. Box 275, 11001 Beograd, Yugoslavia

Abstract

In this note nannofossils of Anisian age are reported in a Middle Triassic flysch sequence in southern Montenegro (Dinarides). The rich and various nannofossils are largely different from those described either in Paleozoic-Upper Triassic or in younger rocks.

Anisian »flysch« discontinuously outcrops in a belt extending from some km north of Budva down to the SW slope of the Rumija Mountain (Dimitrijević, 1967), at a length of about 50 km and width of about 16 km. The complete Lower to Middle Triassic sequence includes terrains spanning in age from Werfenian to Anisian (»flysch« and Han Bulog limestones) and Ladinian (Porphyrite-Chert Formation). After the Carnian tectonic events, the southern sector of the »flysch« area evolved into the Cukali-Budva Basin, and the northern sector evolved into the Dinaric Carbonate Platform (Radoičić, 1987).

The Lower-Middle Anisian age of the »flysch« is proved by a rich macro- and microfauna that includes, crinoids, brachiopods, bivalves, ammonites, algae (dasyclads) and benthic foraminifers, and that was described by many authors (Bešić, 1959; Pantić-Prodanović, 1975).

The studied sequence (above 30 m thick) outcrops in the village Tudjemili, NNE of Bar (southern Montenegro), and is made up of pelitic clayey-marly and calcareous-marly deposits, which actually represent the distal deposits of the Anisian »flysch«. Nine samples were collected, and they all contained calcareous nannofossils, generally in associations rich both in abundance of specimens and in morphologic variety. All the forms we individuated represent new species (Pl. 1, Figs. 1-5), except a form showing affinities with *Tetralithus pseudotrifidus* Jafar, described in Upper Triassic (Carnian-Rethian) of Austria and Southern Germany (Jafar, 1983). This species is present with some specimens in the Tudjemili sequence.

The individuated species are being studied by optical microscopy and SEM.

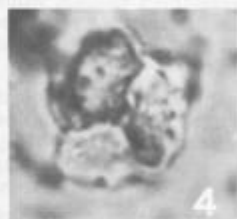
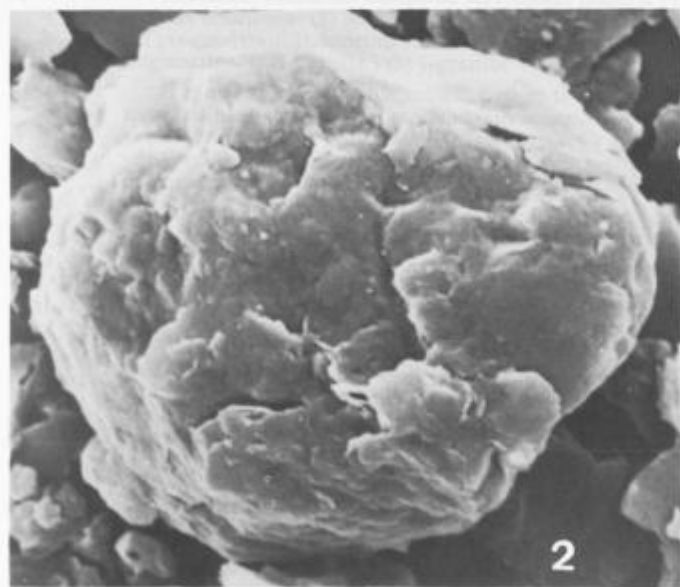
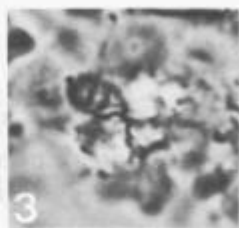
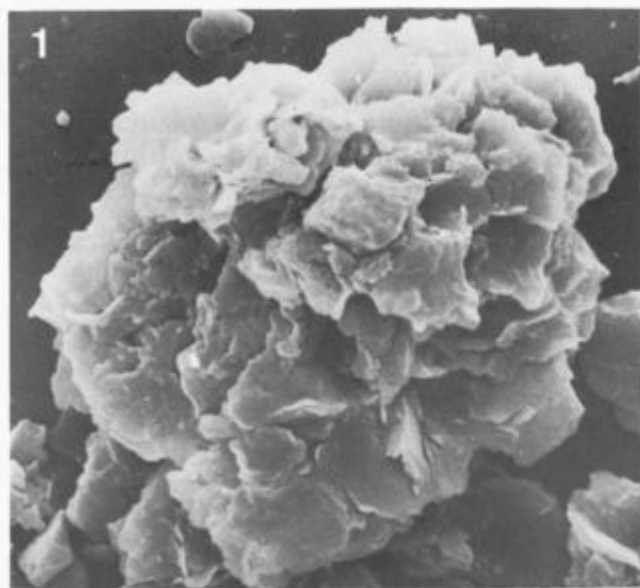
References

- Bešić, Z. M. 1959, Geološki vodič kroz Narodnu republiku Crnu Goru. Geol. društvo NR Crne Gore, 559 p., Titograd.
- Dimitrijević, M. N. 1967, Sedimentološko-stratigrafski problemi srednjotriaskog fliša u terenima između Skadarskog jezera i Jadranskog mora. Geol. glasnik 5, 223-310. Titograd.
- Jafar, S. A. 1983, Significance of Late Triassic calcareous Nannoplankton from Austria and Southern Germany. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 166, 2, 218-259, Stuttgart.
- Pantić-Prodanović, S. 1975, Trijaske mikrofacije Dinarida. Društvo za nauku i umjetnost Crne Gore, 4, 257 p., Titograd.
- Radoičić, R. 1989, The Dinaric carbonate platform: adjacent basins depressions. Mem. Soc. Geol. It. 40 (1987), 309-311, Roma.

Plate 1

1-5 Some of the recognized species

- 1 sp. 40, SEM, $\times 4000$
 2 sp. 38, SEM, $\times 4500$
 3 sp. 5, LM, $\times 1500$
 4 sp. 7, LM, $\times 1500$
 5 sp. 8, LM, $\times 1500$



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 metamorfnih 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 parageniza</i>	107
Kvarc i feldspati	107
Feromagnezijski minerali	107
Minerali grupe Al_2SiO_5	111
Akcesorni minerali	112
<i>Petrografija</i>	112
Stijene višeg stupnja metamorfizma	112
Stijene nižeg stupnja metamorfizma	114
<i>Zonalan raspored mineralnih parageniza</i>	115
<i>Uvjeti metamorfizma, geotermometrija i geobarometrija</i>	119
Migmatiti	120
<i>Mineralna parageniza</i>	120
Kvarc i feldspati	120
Feromagnezijski minerali	121
Akcesorni sastojci	125
<i>Paleosome (mezosome) i neosome</i>	125
Paleosome (mezosome)	125
Leukosome	126
Melanosome	126
<i>Petrografija migmatita</i>	127
Migmatiti nižeg stupnja migmatitizacije	127
Migmatiti višeg stupnja migmatitizacije	128
Teksturni varijeteti migmatita	128
Petrografska klasifikacija migmatita	129
S-graniti i asociirane intermedijarne stijene	130
<i>Mineralna parageniza</i>	130
Kvarc i feldspati	130
Ostali bitni i sporedni minerali	136
Akcesorni minerali	137
<i>Petrografija S-granita</i>	138
Strukture i tekture	138
Petrografska klasifikacija	139
<i>Geotermometrija i geobarometrija S-granita i migmatita</i>	142
<i>Petrografija intermedijarnih stijena</i>	143
I-graniti i asociirane intermedijarne, mafitne i ultramafitne stijene	145
<i>Mineralna parageniza</i>	145
<i>Petrografija I-granita</i>	147
Strukture i tekture	147
Petrografska klasifikacija	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 paragnejsa. 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 grinšistnog i amfibolitnog facijesa (niski i srednji stupanj metamorfizma).

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

migmatitno-metamorfno kompleksa navedenih slavonskih planina, uvodeći nove pristupe i modernije analitičke metode. Taj je rad bio još više uspješan 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'Neil). Sve kompjuterske petrokemijske proračune obavio je N. Dutković u Sveučilišnom računskom centru u Zagrebu; kompjuterski 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 regionalno-metamorfni 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 regionalno-metamorfno 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 regionalno-metamorfno 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 metamorfnim stijenama slavonskih planina objavljeni su brojni geološki i petrološki radovi.

U *geološkoj problematici* slavonskih granitno-metamorfnih 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« (Mojsisovič 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 niskometamorfnih 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« (unutražnji 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 progresivnometamorfnog kompleksa Ravne gore, na Papuku, s niskometamorfnim 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 niskometamorfnih stijena koje probijaju graniti hercinske starosti; u istom se ciklusu vršilo i utiskivanje granitnih magmi i formiranje metamorfnih 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 niskometamorfnim 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 niskometamorfnih 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 započinju 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 kuming-tonitom. 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 kemiizam 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 kemiizam 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 škrljivaca.

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 škrljivcima 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 škrljivci 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 navučene 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 škrljavih metapješčenjaka, uz koje se podređenije susreću filiti, kvarciti i škrljavi 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 mezozojski, pretežno trijaski sedimenti; 4 hercinski semimetamorfni kompleks s metabazitima; 5 hercinski semimetamorfni kompleks bez metabazita; 6 hercinski migmatiti; 7 S-granitoidi; 8 progresivnometamorfni kompleks pretežno amfibolitnog facijesa, mjestimice s malim tijelima I-granita; 9 progresivnometamorfni kompleks, pretežno grinšistni facijes; 10 ulošci amfibolita; 11 I-graniti; 12 granica; 13 horizontalni rasjed; 14 normalni rasjed, spuštani blok; 15 reversni rasjed; 16 tektonsko-erozijska granica; 17 izoklinalne bore; 18 folijacija

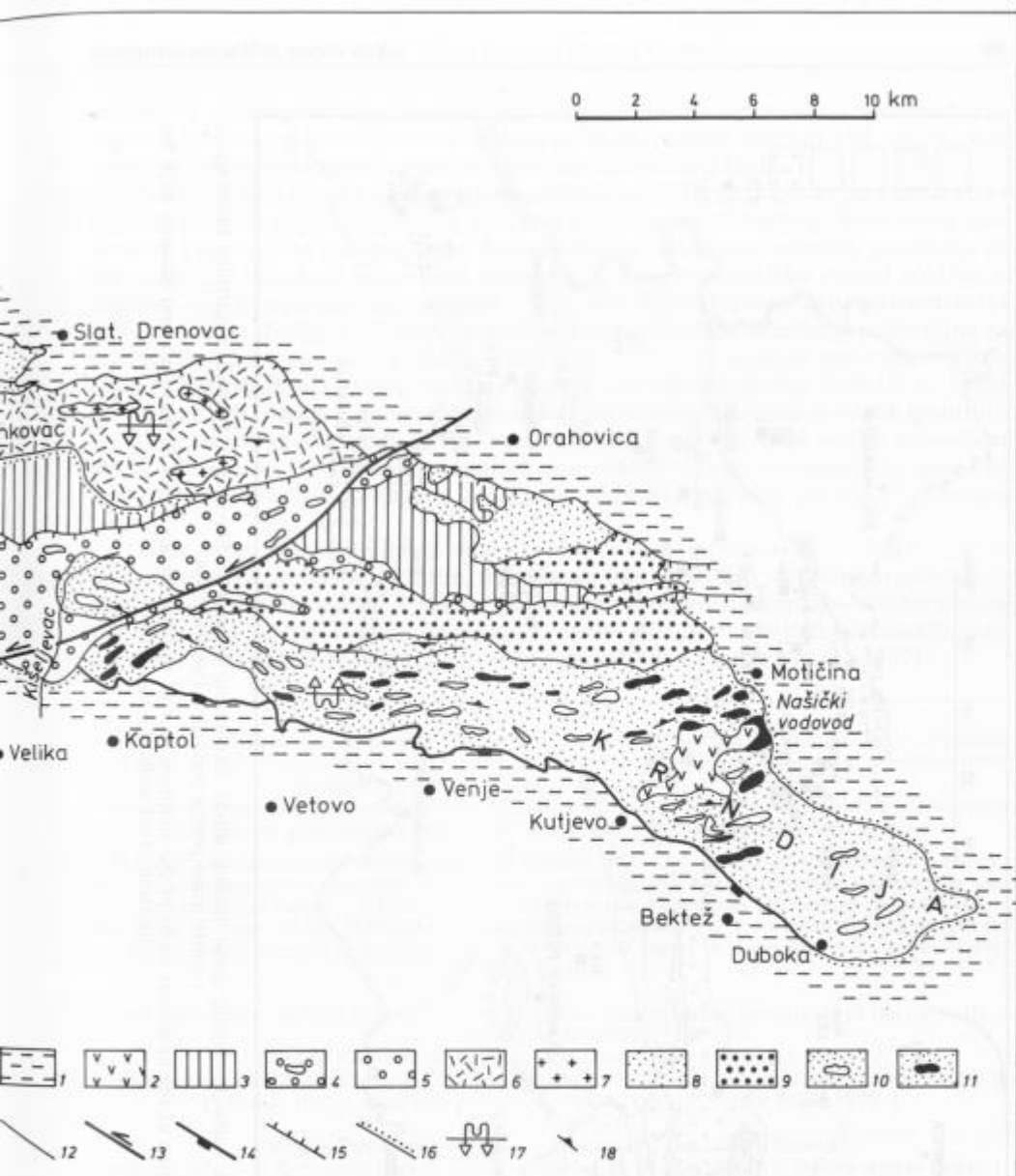
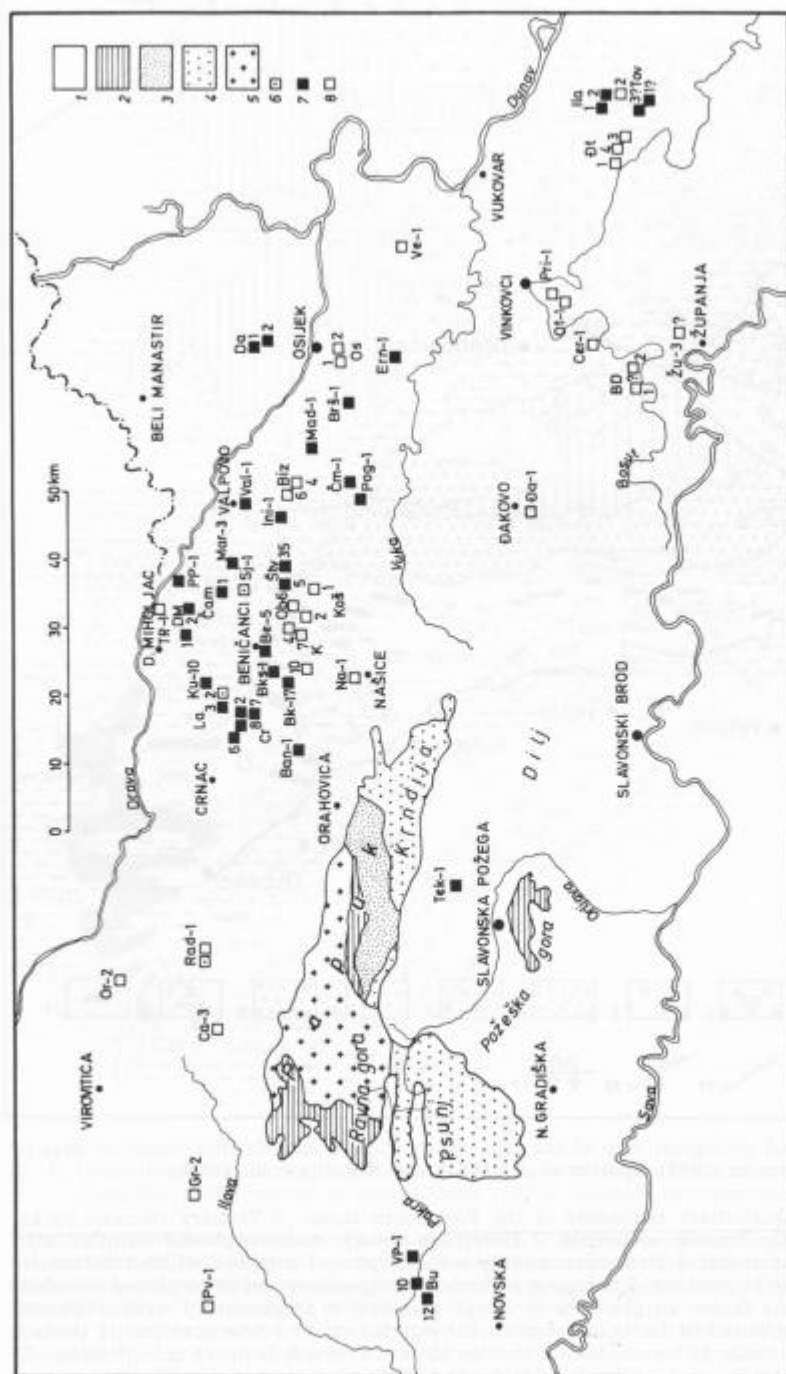


Fig. 1. Generalized geological map of the Mts. Psunj, Papuk, and Krndija based on data of Jamičić (1988), Šparica et al., (1984), and Korolija et al., (1989)

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



Sl. 2. Pregledna geološka karta temeljnog gorja južnog dijela Panonskog bazena u Slavoniji i Baranji s naftnim bušotinama
 – modificirano prema podacima Pamića (1986)

Fig. 2. Geological sketch-map of the basement rocks of the southern part of the Pannonian Basin in Slavonia and Baranja with the location of oil wells (Pamić, 1986)

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 kompleksi; 4 progresivno-metamorfni 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; Čačagajevci (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

Table 1. List of oil wells which penetrated Hercynian crystalline rocks in the basement of the Pannonian basin

[illegible]

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	Zu	3		+								

A lokalitet; B kratka za naziv bušotine; C broj bušotine; I granitoidne stijene; II gnajsovi i migmatiti; III tinjčevi škriljavci; IV amfiboliti; V zeleni škriljavci; VI muskovit-kvarcni škriljavci; VII slejtovi i filiti; VIII škriljavi 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 metasediments; 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 škriljavaca 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 škriljavaca, 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 Psunja. 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, 1988a).

Način pojavljivanja. Apstrahirajući spomenuto veće omanovačko tijelo u zapadnim dijelovima Psunja, 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-hektameterskih 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 škriljancima. 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 psunjskog 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 Psunja 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 Psunja, dakle blizu rijeke Save, u stvari, u blizini pretpostavljene subdukcijsko-kolizijske zone duž koje se odigravao alpski granitni plutonizam (Pamić, 1977 i 1987a). 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.

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

Ove kontaktmetamorfne pojave dokazuje da su granitne taljevine probile već konsolidirane okolne stijene. Budući da su graniti i kontaktmetamorfne 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 progresivnometamornog 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, Đeletovci – 1, 3 i 4 i Tovarnik – 2.

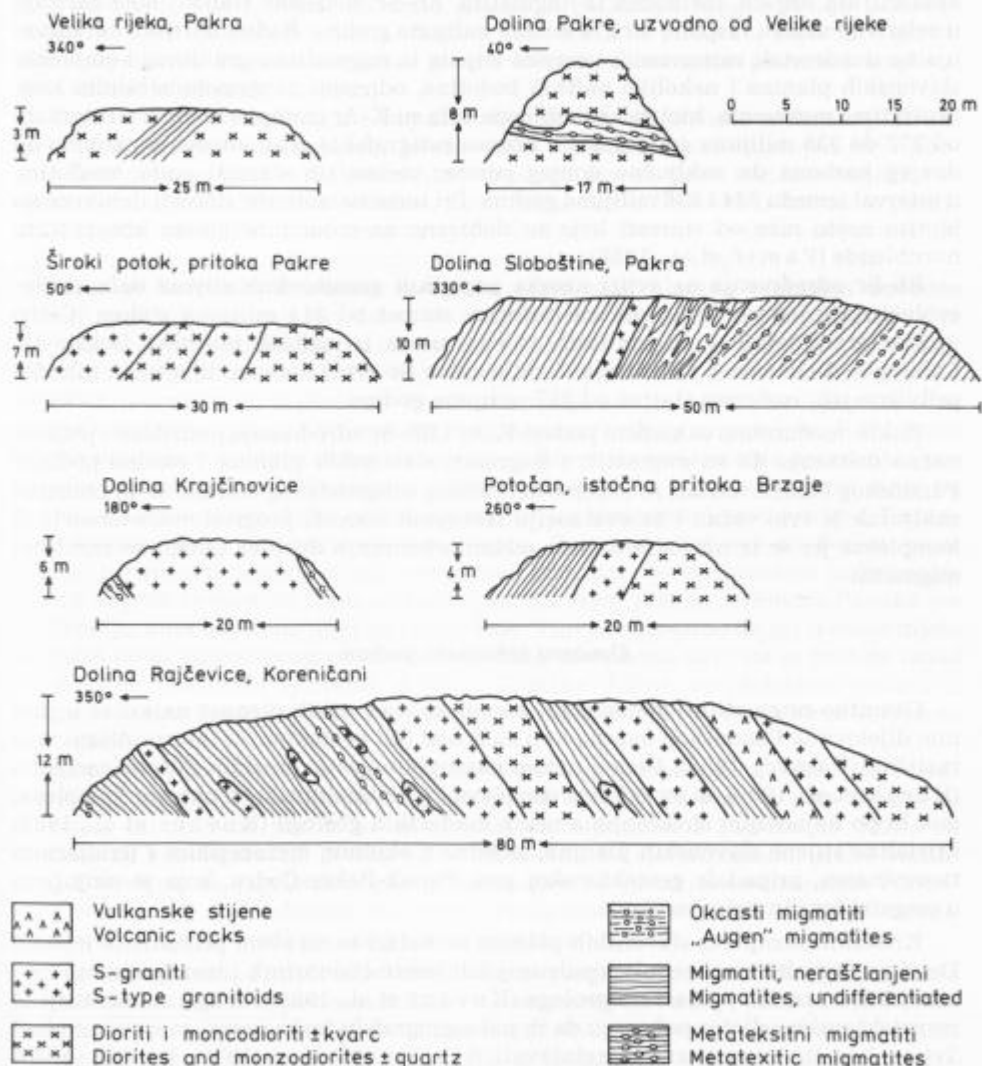
Navedeni podaci iz bušotina dokazuju da se raznovrsne stijene migmatitno-granitnog kompleksa, zajedno s ishodišnim stijenama progresivnometamornog kompleksa, protežu u podlozi Panonskog bazena daleko izvan domašaja slavonskih planina. One izgrađuju najveći dio podloge sjeverno i sjeveroistočno od slavonskih 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 dekametarske žile, zatim kao hektametarska 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 hektametarskih 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 strukturni kompleks, dok bi po najnovijim shvaćanjima nekih mađarskih geologa (Kovács et al., 1989) kristaline stijene slavonskih planina, zajedno s okolnim mezozojskim i tercijarnim 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 alohton položaj u današnjem strukturnom planu južnih dijelova Panonskog bazena.

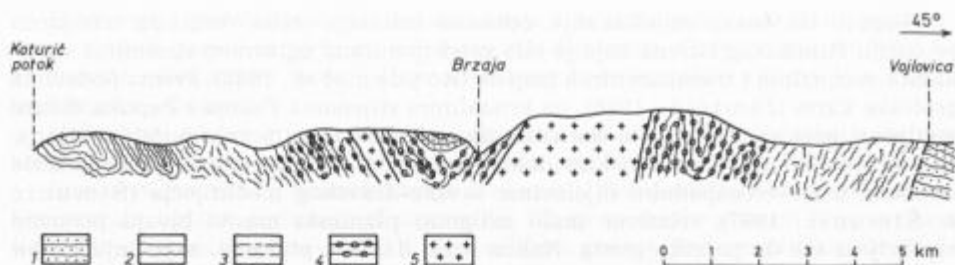
Njegovo tektonsko smještanje, odnosno izdizanje treba vezati za terciarnu evoluciju Panonskog bazena koja je bila predisponirana uglavnom sistemima vertikalnih, normalnih i transkurentnih rasjeda (Royden et al., 1983). Prema podacima geološke karte (Jamičić, 1988), na kristalnim stijenama Psunja i Papuka 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 pont. 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 litoških jedinica. Ona se izražava u tome što je kompleks migmatita i anatektičnih 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 progresivnometamorfno 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 progresivnometamorfno 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 (Deleón, 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 škriljancima 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 škrljjava (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 anatektično 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-teksturne 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 parageniza, koja je i rendgenografski određivana, uključuje dominantni kvarc i količinski podređeni kisel 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 metamorfnu 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.

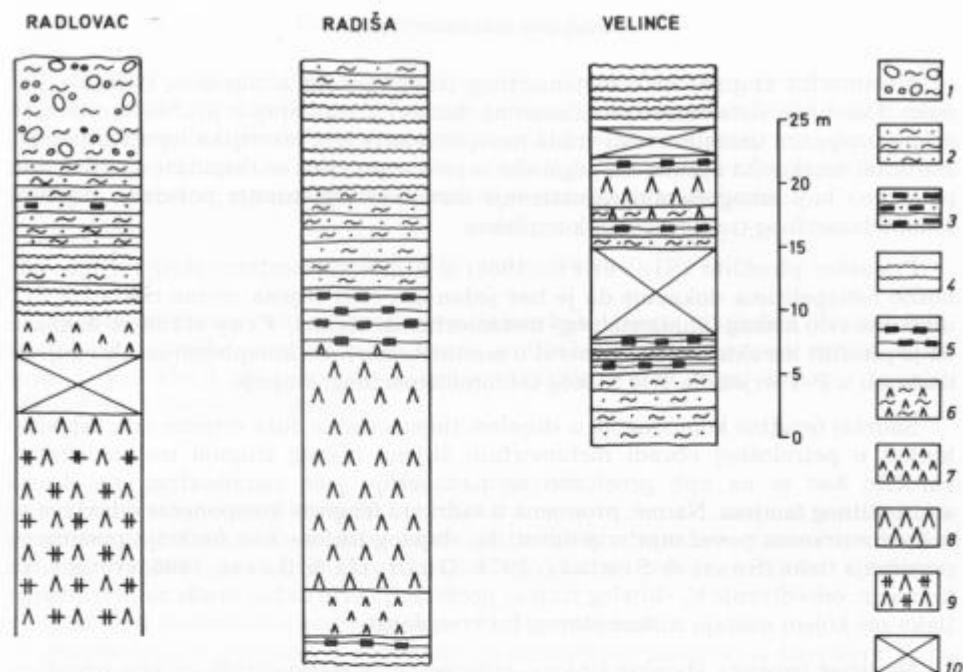
Metakonglomerati su podređeniji od metapelita i metapsamita. To su obično crvenkastoobojene i sivkaste psefitno-psamitne stijene, s dobro zaobljenim zrnima veličine do 2 cm, rijetko i više. Tekstura je paralelna i izražena u folijaciji listićavih minerala u mezostazisu.

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 ortogrinisti; 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 endometamorfim zonama nekih silova zadobivaju jasnu paralelnu teksturu i prelaze u škrljave metadijabaze i grinšiste (primjerice, napušteni kamenolom u gornjim tokovima Dubočanke, sjeverno od Velike). Mali metarski silovi su skoro u potpunosti uškriljeni (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, klinocizita 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 klinocizit.

Stupanj metamorfizma

Metamorfni stupanj niskometamornog (radlovačkog) kompleksa Psunja 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 škriljancima, 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 9.000 Å; srednja vrijednost iznosi 9.002 Å. »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 facijelne serije u smislu Miyashira (1961) kao, primjerice, u pojedinim dijelovima »locus typicus«-a u Dalradienu u Škotskoj (Guidotti & Sassi, 1986). Mada se radi o nedovoljnoj količini određivanih 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 škriljavce (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 (9.002 Å), 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 kompleksi

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 niskometamornim stijenama javlja u sitnim ksenoblastičnim zrnima ili pak u monomineralnim mikrookcastim 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 progresivnometamornom 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 – $\text{An}_{22,6}$ i $\text{An}_{23,2}$ (analize Pl_{26} i Pl_{27} , tabela 2). Plagioklasi su u amfibolitima još bazičniji – $\text{An}_{32,2}$ (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, klinocozitiziran i kalcitiziran, dotle je ortoklas gotovo uvijek malo, a nekad malo do znatno zamućen sericitnim agregatima.

Feromagnezijski minerali

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

Muskovit se u niskometamornim 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 metamornih zona.

Tabela 2. Mikrosondni kemijski sastav petrogenih sastojaka stijena progresivnometamorfnog kompleksa

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

	P1 ₂₆	P1 ₂₆	P1 ₂₆	P1 ₂₇	P1 ₂₇	P1 ₂₇	P1	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*	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
AlIV	2.628	2.623	2.809	2.818	2.883	2.657	2.656	2.775	1.768	1.825
AlVI	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 uzoraka stijena iz tabele 8

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 8

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 nižemetamornim 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 niskometamornim škrljajcima grinšistnog facijesa istočnih padina Psunja (Ščavničar & 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 niskometamornih 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 & Leak, 1984).

Granat se pojavljuje kao sinkinematski mineral u niskometamornim škrljavcima, obično u metapelitnim proslojcima, gdje je često zdrobljen i u različitim stupnjevima kloritiziran. Granat u škrljavcima viših metamornih 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 uklopcima 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 škrljavicima na jugozapadnim padinama Psunja 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 škrljavicima 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 škrljavicima srednjeg stupnja metamorfizma (amfibolitni facijes) prisutna su sva tri minerala ove grupe. Dok su silimanit i disten već dugo vremena poznati (Kišpatić, 1910), dotle je andaluzit utvrđen nedavno (Pamić, 1987; Pamić et al., 1988). Budući da je on dijagnosticiran samo u dijelovima Psunja 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 uklopcima 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 Psunju.

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 paragenezu 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 rasprostranjenje imaju unutar granatne, staurolitne i distenske, odnosno andaluzitne zone srednjeg stupnja metamorfizma. Najčešće su to *dvotinjčasti*, 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 škrljave stijene izgrađene od dominantnog sericita, s malo klorita, a u toj sitnolističavoj masi plivaju zdrobljena zrna kataklastičnog kvarca.

Tinjčevi škrljajci obično alterniraju s dominantnim paragnajsovima; u nekim područjima (primjerice, Ravna gora) pretežu nad paragnajsovima. Oni imaju, također, lepidogranoblastičnu i lepidoblastičnu strukturu, obično 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 škrljajci 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 škrljajci*, odnosno *kvarc-muskovit-biotitni škrljajci*). 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 škrljavce*, *staurolit-tinjčeve škrljavce*, *andaluzit-tinjčeve škrljavce*, *disten-tinjčeve škrljavce*, *silimanit-tinjčeve škrljavce* itd. Treba istaći da su ovi kritični metamorni minerali obično češći u tinjčevim škrljavcima negoli u inače dominantnim paragnajsovima.

Amfiboliti i amfibolski škrljajci su količinski podređeniji i javljaju se u paragnajsovima i tinjčevim škrljavcima 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 škrljajci* 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 škrljavcima 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 lečastim 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-teksturane 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 lečasta 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 rasprostiranje 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 blastosiltno 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. Jamičić (1983 i 1988) u nekim svojim radovima uvrštava kloritoidne škriljavce u semimetamorfni (radlovački) kompleks, dok su na području zahvaćenom listom Orahovica izdvojeni zasebno i označeni 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 podređenoj 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.

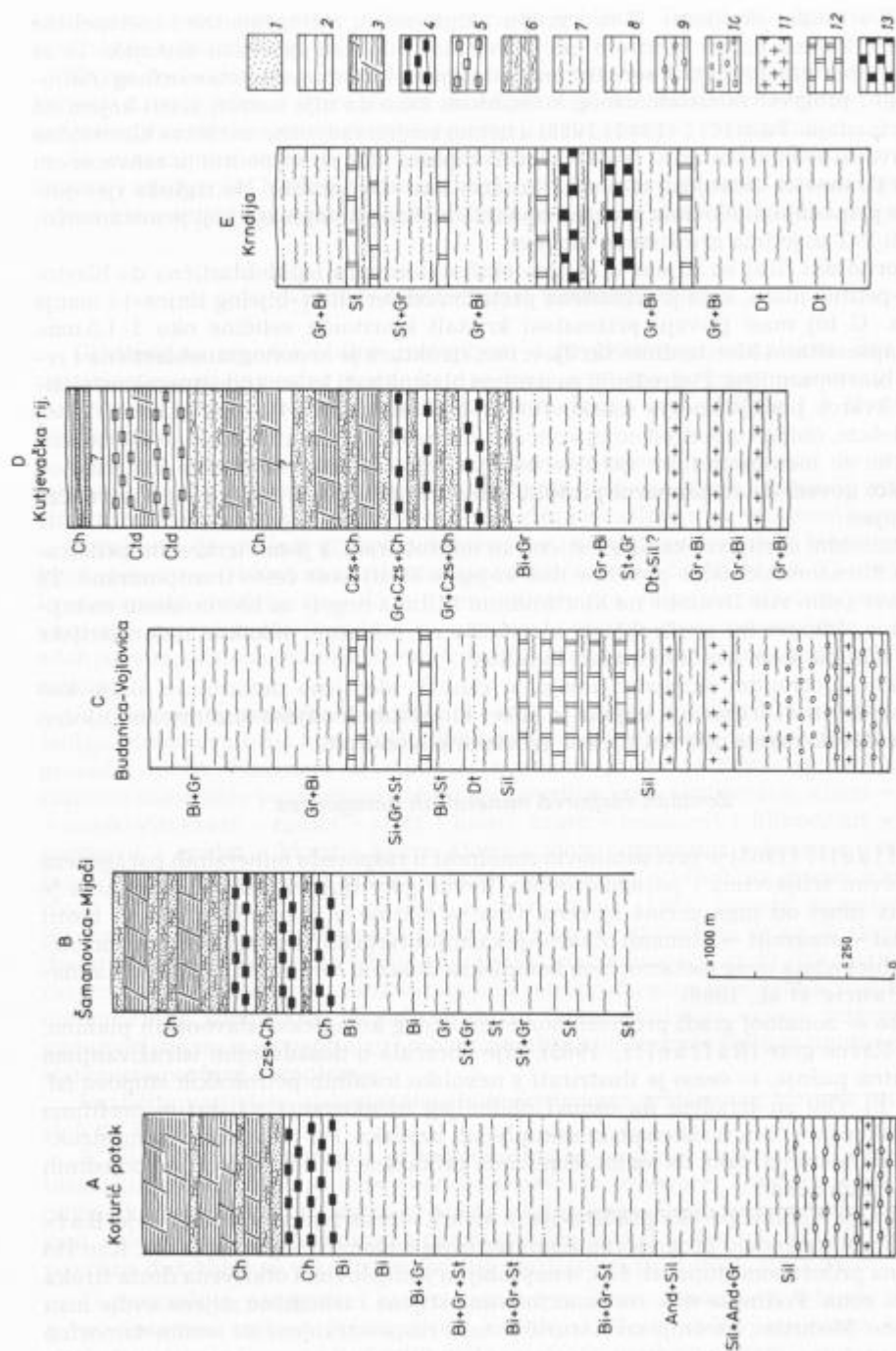
Dakle, kloritoidni škriljavci imaju, u osnovi, identično deformiran sklop kao i okolni kloritni škriljavci u kojima je paket kloritoidnih stijena konformno i uložen što također dokazuje njihovu tijesnu genetsku povezanost.

Zonalan raspored mineralnih parageneza

Raffaelli (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 (Pamić et al., 1988).

Kako se zonalnoj građi progresivnometamornog kompleksa slavonskih planina, izuzev Ravne gore (Raffaelli, 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 Raffaelli 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 Krndije
 Fig. 6. Partial petrologic columns of the Hercynian progressive metamorphic complex of the Mts. Papuk and Krndija

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 škrljavci, muskovit-klorit-kvarcni škrljavci, a mjestimice i muskovit-klinocozit-klorit-kvarcni škrljavci, 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.

Tinčevi škrljavci, 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 tinčevih škrljavaca, 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 škrljavci; 5 kloritoidni škrljavci; 6 škrljavci metapješčenjaci i sericit-kvarcni škrljavci; 7 tinčevi škrljavci; 8 paragnajsovi; 9 migmatiti; 10 djelomice migmatizirani paragnajsovi; 11 I-graniti; 12 amfiboliti; 13 mramori; And andaluzit; Bi biotit; Ctd kloritoid; Ch klorit; Czs klinocozit; 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 kasnokinematskog 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 škrljavci u alternaciji sa slejt-filitima, u kojima su uloženi paketi kloritoidnih škrljavaca 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 škrljajcima stoji ovdje u jasnom tektonskom kontaktu s okolnim škrljavim metapješčenjacima i slejtovima koji pripadaju semimetamorfnom (radlovačkom) kompleksu, koji je metamorfoziran u anhimetamornim uvjetima i u najnižim dijelovima grinšistnog facijesa.

Stijene kloritne zone predstavljene su pretežno muskovit-kvarcnim škrljajcima, dok su manje zastupljeni filiti i muskovit-klorit-kvarcni škrljavci. 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 škrljavci uz količinski podređene paragnajsove biotitne, granatne i staurolitne zone. U najdubljim dijelovima progresivnometamorfnog kompleksa u Kutjevačkoj rijeci pretežu paragnajsovi nad tinjčevim škrljajcima 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 škrljavci, 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 + klinocizita (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 reliktnih 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 Miyashiru 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 zonalnometamorfiziranom 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 određene 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 Störmér (1975) te Whitney i Störmér (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 migmatizacija 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 prorascima 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).

Mikroclin 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). Mikroclin 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 mikroclin uklapa sitniji mikroclin prve generacije.

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

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

Mikropertit je količinski podređeniji feldspat, koji je također vezan za leukosome. Kemizam plagioklasnih lamela mikropertita 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 prorasli kvarca i alkalijskih feldspata također se ne susreću često. Prema optičkim osobinama, alkalijski feldspat je ortoklas (češće) ili mikroclin (rjeđe).

Oblik uklopljenog kvarca je različit, no najčešće je jajolik, odnosno kapljičast ili klinasto-črvolik. Nekad su kvarcni prorasli 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 svježiji, 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 8 (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 Ta-
 ble 8
 Calculated on the basis of 8 (feldspars), 24 (biotite, muscovite, and
 garnet), and 36 (chlorite) oxygen ions

	Bi ₁	Bi ₁	Ms ₁	Ms ₁	Ms ₁	Ms ₁	Bi ₃	Bi ₃	Ms ₃	Ms ₃	Ms ₃	Bi 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	36.74
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 ions - 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

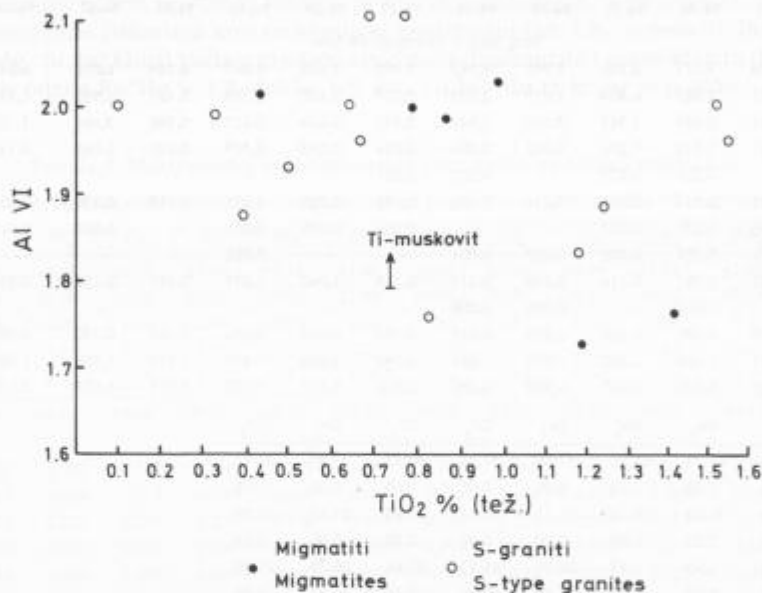
	Bi ₆	Ms ₆	Ms ₆	Gr ₁	Gr ₁	Gr ₁	Gr ₁	Ch ₁
SiO ₂	35.90	45.73	45.41	37.48	37.26	36.32	37.90	30.42
TiO ₂	3.36	1.08	1.12	0.00	0.00	0.00	0.01	1.72
Al ₂ O ₃	17.06	34.48	34.12	21.71	21.41	21.68	21.60	19.32
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
FeO	21.82	1.45	1.43	26.05	26.57	25.64	26.09	21.98
MnO	0.28	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 ions - 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	0.311	0.501	0.301	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 prorasci kvarca, a nailazi se i na intergranularnu muskovitizaciju (sl. 6, tabla 6).

Kemizam muskovita ilustriraju analize označene Ms_2 , Ms_3 i Ms_8 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 vrpčama. To je redovito hipidiomorfno-prizmatska zelena hornblenda, koja je obično svježa, 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*, *turalin* 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 gnajnski 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, tabla 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 moncogranitnog (oko 20–25 % K-feldspata). Kemijski sastav modalnog plagioklasa je ujednačen, i to je obično oligoklas – $An_{20,7-25,6}$, a srednja vrijednost je $An_{22,9}$ (an. Pl, tabla 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-morfni 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 ksenomorfni zrna promjenljive veličine, koja najčešće dosežu 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 mikrokлина, 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 mikroklinjskih 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) slojica, mada se u pojedinim slučajevima uopće ne zapažaju.

Biotit je najkarakterističniji sastojak melanosoma; obično je svjež ili u različitom stupnju muskovitiziran. Zelena hornblendu 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, melanosoma 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 paragnajski 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 prorslaci, 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, metamorfnom 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 tekture 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 slojiće koji su opisani kao produkt prve faze migmatitizacije kod metateksita. 2 Granodioritne do monzogranitne leukosome koji su obično krupnozrnati. 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 hornblenda, 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 tekture*. Pored već opisanih *metateksitnih migmatita*, koji redovito imaju lečaste i lečasto-vrpčaste tekture, 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 submili-metarsko-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; zmijoliko 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 moncogranitnog 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 Maire, 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 migmatizacije gomila u poljima granodiorita (4) i moncogranita (sl. 10). Nešto je više točaka u polju moncogranita 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. (3a), 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 prijelazno 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 asocijane intermediarne 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 intermediarne stijene. Te su stijene također registrirane i u brojnim naftnim bušotinama (sl. 1, tabela 1).

I granitoidne i intermediarne stijene imaju, uz određena variranja, dosta ujednačene strukturno-teksturane 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, mikroperititom te pegmatitnim i mirmekitnim proraslacima kvarca i feldspata.

Plagioklas je najčešći feldspat koji kod pojedinih varijeteta granita i intermediarnih stijena pokazuje manja količinska variranja, a i promjene u kemijskom sastavu. Najčešće je svjež, a negdje je u različitom 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 intermediarnih 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 leukokratnim 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: $Ab_{3,9-8,4}$, $Ab_{8,1-6,4}$, $Ab_{5,0-9,8}$, $Ab_{5,4-6,4}$ 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, cvrloko, 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 kvarc 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; Plz_{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; Plz_{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 z ₁	Pl ₉ z ₂	Pl ₂₅ z ₁	Pl ₂₅ z ₂	Pl ₂₅	Pl ₂₅	Mi ₂₅ z ₁	Mi ₂₅ z ₂	Mi 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	Al	Ca	Na	K	An	Ab	Or
	3.001	1.014	-	0.048	0.907	-	5.0	95.0
	2.755	1.243	0.253	0.728	0.017	25.6	73.7	1.7
	2.761	1.248	0.242	0.715	0.014	24.9	73.6	1.5
	2.714	1.300	0.250	0.726	0.017	25.2	73.1	1.7
	2.691	1.310	0.309	0.674	0.014	31.0	67.6	1.4
	2.662	1.315	0.353	0.673	0.028	33.5	63.9	2.6
	2.811	1.188	0.200	0.786	0.006	20.2	79.2	0.6
	2.752	1.238	0.257	0.752	0.012	25.2	73.6	1.2
	2.704	1.300	0.286	0.698	0.015	28.6	69.9	1.5
	2.682	1.318	0.324	0.657	0.014	32.6	66.0	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	Al	Ca	Na	K	An	Ab	Or
	2.831	1.189	0.109	0.877	0.012	10.9	87.9	1.2
	2.944	1.053	0.019	1.020	0.006	1.8	97.6	0.6
	2.881	1.111	0.098	0.936	0.010	9.4	89.6	1.0
	2.866	1.132	0.120	0.891	0.007	1.2	88.1	0.7
	2.833	1.149	0.173	0.868	0.007	16.6	82.8	0.7
	3.009	0.997	-	0.052	0.921	-	5.4	94.6
	2.995	1.020	-	0.053	0.905	-	5.5	94.5
	2.972	1.053	-	0.061	0.889	-	6.4	93.6
	2.964	1.058	0.003	0.053	0.917	0.3	5.5	94.5
	2.973	1.054	0.005	0.056	0.922	0.5	5.4	94.3
	2.968	1.081	-	0.067	0.900	-	5.8	93.7
	2.946	1.081	-	0.067	0.905	-	6.9	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	Al	Ca	Na	K	An	Ab	Or
	2.976	1.041	0.006	0.082	0.878	0.6	8.5	90.9
	2.995	1.012	0.003	0.076	0.902	0.4	7.7	91.9
	2.981	1.030	0.003	0.145	0.834	0.3	14.8	84.9
	2.973	1.047	-	0.058	0.908	-	6.0	94.0
	2.981	1.037	-	0.055	0.908	-	5.7	94.3
	2.965	1.010	0.018	1.072	0.003	1.6	98.1	0.3
	2.863	1.146	0.046	1.021	-	4.3	95.7	-
	2.871	1.129	0.075	0.974	0.004	7.1	92.5	0.4
	2.848	1.177	0.057	0.955	0.005	5.6	93.9	0.5
	2.949	1.044	0.035	0.996	0.004	3.4	96.2	0.4
	2.916	1.074	0.066	0.978	0.004	6.3	93.3	0.4
	2.935	1.059	0.047	0.977	0.011	4.5	94.4	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 ^a	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

Broj Iona - 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	36.58	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 ^a	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	0.372	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

Broj Iona - 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	Me ₄₃	Me ₄₃	Me ₄₃	Me ₄₅	Me ₄₅	Me ₄₅	Me 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

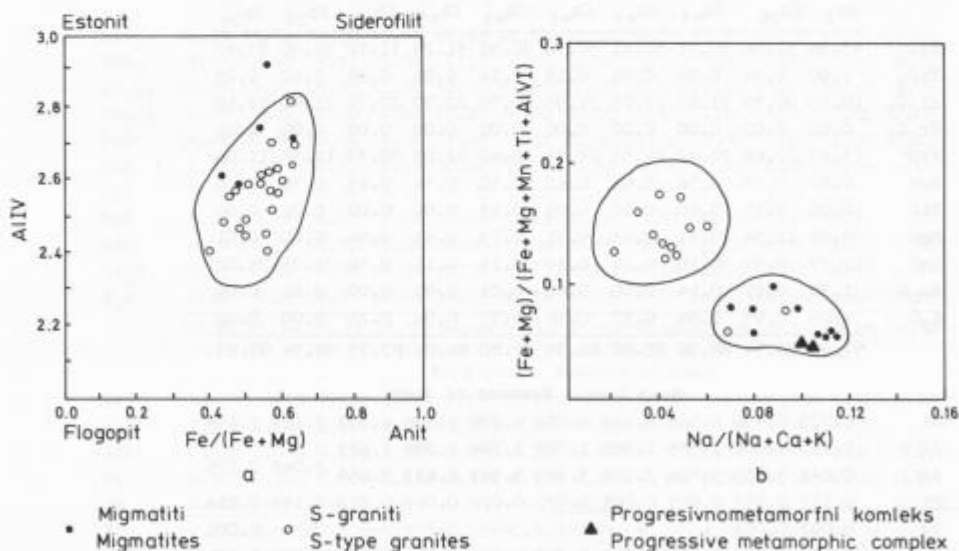
Broj iona - Numbers of ions

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 smeđožućkastoj 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) $Fe/(Fe+Mg) : AlIV$ 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) $Fe/(Fe+Mg) : AlIV$ 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 sponoran 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-teksturine 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, hipidiomorfni do alotriomorfni 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 slabom 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 gnjezdastih 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 tekturnih 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.

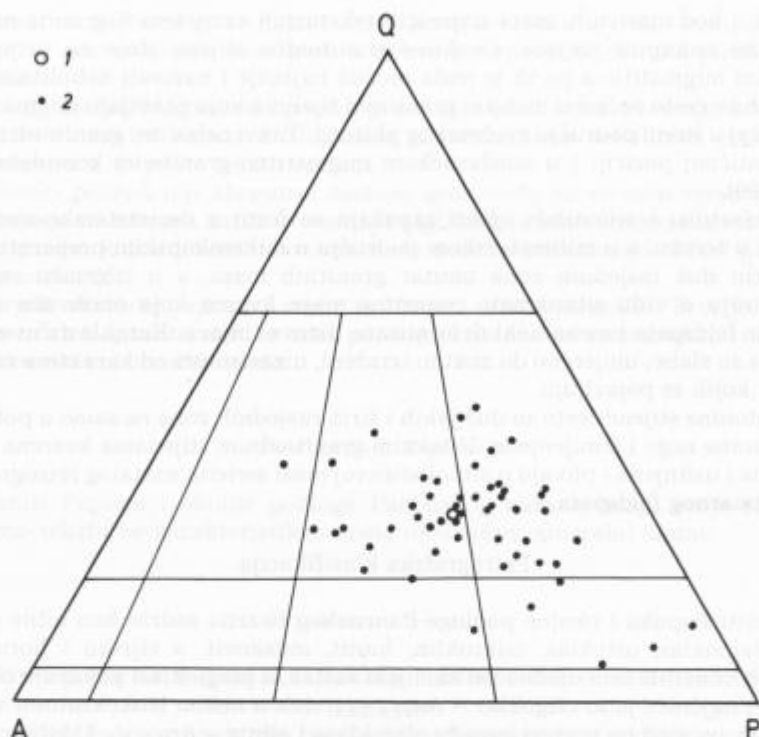
Granitoidne stijene često su duž jakih i širih rasjednih zona ne samo u potpunosti kataklazirane nego i izmijenjene. U takvim granitoidnim stijenama kvarcna su zrna zdrobljena i usitnjena i plivaju u sitnolističavoj masi sericita nastalog retrogradno na račun primarnog feldspata.

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 varijetetima 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 monocognitnom 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 monocognita, 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 monocodioritima; radi se o stijenama kod kojih se Q-vrijednost kreće oko 20–25 %.

Dakle, prema navedenom Streckeisenovom kriteriju papučki S-graniti pripadaju pretežno monocognitima, a manjim dijelom granodioritima, s tim da su jasno izraženi prijelazi ka kvarcnim monocodioritima 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 Streckeisen (1973) za papučke S-granite i prateće intermedijarne stijene

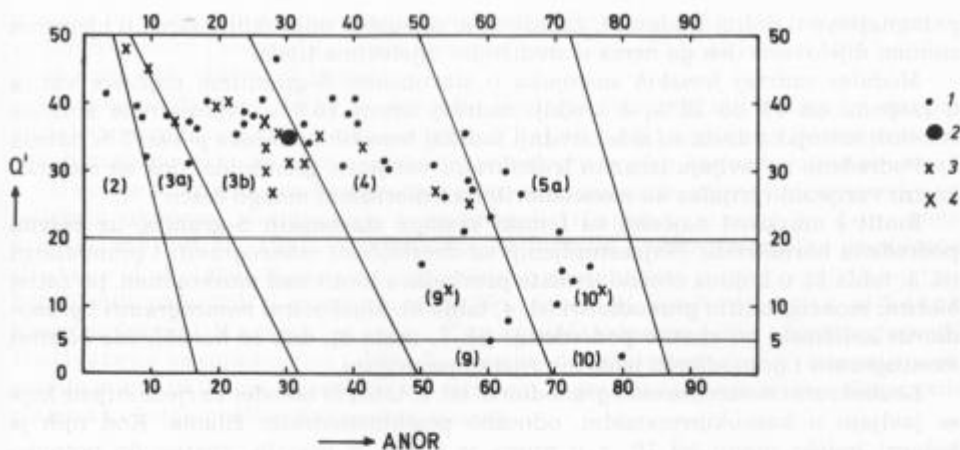
1 prosječni sastav S-granita; 2 S-graniti i intermedijarne stijene

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 Maitre (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 (5a), s jedne strane, dok se na suprotnom dijelu dijagrama nekoliko točaka grupira u polje granita s. str. (3a) 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 što god je količina mikrokлина veća, to granitoidne stijene imaju sve više izražen moncogranitni pa i granitni karakter. Tako, primjerice, sve granitoidne stijene u kojima je mali sadržaj mikrokлина (do 10–15 %) ili ga uopće nemaju, padaju u Streckeisenovom 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 golubinjosiive 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 mikrokлина. S druge strane, u dekametarskim tijelima postkinematskih, odnosno kasnokinematskih S-granita, koji probijaju slabo migmatizirane

paragnajsove u dolini Budanice, zapaženo je prisustvo mikrokлина 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 melano-kratni varijeteti (prijalaz ka moncodioritima i dioritima) mnogo češći.

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

Leukokratni moncograniti 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 *metamoncogranite*, 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 sitnoličavog 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, mikrokлина i muskovita, uz koje se mjestimice pojavljuju i centimetarski prizmatiski 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	-	-	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					
MnO	0.40	0.52	0.31	2.70	2.70	0.31					
MgO	11.18	12.57	8.60	3.50	3.40	-					
CaO	12.35	13.02	11.30	2.90	1.70	23.82					
Na ₂ O	1.84	1.54	1.70	-	-	-					
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					
AlIV	0.429	1.063	1.444	3.851	3.808	2.838					
AlVI	0.215	0.633	2.470	-	-	-					
Ti	0.048	0.033	0.097	0.010	0.015	-					
Fe	2.290	1.612	2.113	4.361	4.661	0.262					
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					

Pl plagioklas; Or ortoklas; Bl biotit; BlCh kloritizirani biotit; Ms muskovit; Ho hornblenda; Gr granat; Czs klinocizit

Indeksi na skraćenicama minerala označavaju brojeve uzoraka iz tabele 10

Proračun je izvršen na bazi 8 (feldspati), 24 (muskovit, biotit, hornblenda i granat) i 13 (klinocizit) kisikovih iona

Pl plagioclase; Or orthoclase; Bl biotite; BlCh chloritized biotite; Ms muscovite; Ho hornblende; Gr garnet; Czs clinzoisite

Indexes on mineral abbreviations mark the sample numbers from Table 10

Calculated on the basis of 8 (feldspars), 24 (muscovite, biotite, hornblende, and garnet) and 13 (clinzoisite) oxygen ions

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 Psunja 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 ksenomorfih 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 različitom stupnju transformiran u sekundarne minerale među kojima su najzastupljeniji sericit i klinocozit.

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 albita 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-zebrom građom (sl. 1, tabla 10). I on je, kao i mikroclin, uvijek svjež.

Biotit je najčešći feromagnezijski sastojak I-granitoida. Svježi 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 Kišeljeca, na Papuku i dr.). Većinom se javlja u sitnijim pseudomorfim listovima po biotitu (sl. 3 i 5, tabla 9).

Kemijski sastav muskovita prikazuju analize Ms u tabeli 5. Za razliku od musko-vita 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 idiomorfih 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 tekture

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 krtom 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 sitnozrnatostoj 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.

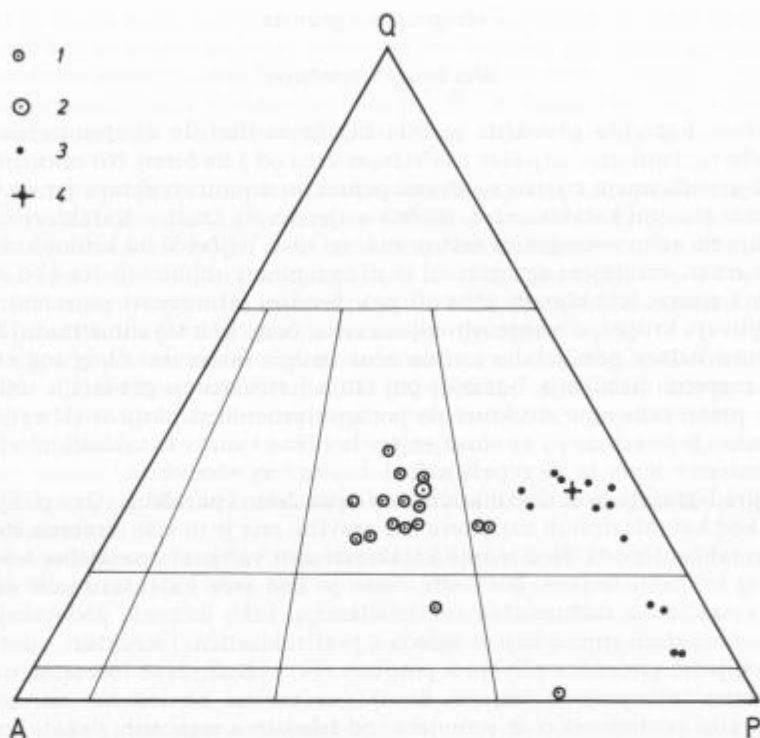
Tekstura I-granita je obično masivna, no dosta često i paralelna. Ova posljednja je izražena kod kataklaziranih varijeteta i, u pravilu, ona je to više izražena što je veći stupanj kataklastičnosti. Kod manje kataklaziranih varijeteta paralelna tekstura je izražena u folijaciji tinjaca. No dosta često 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 nezdrobljenih 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 Kišpatića (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

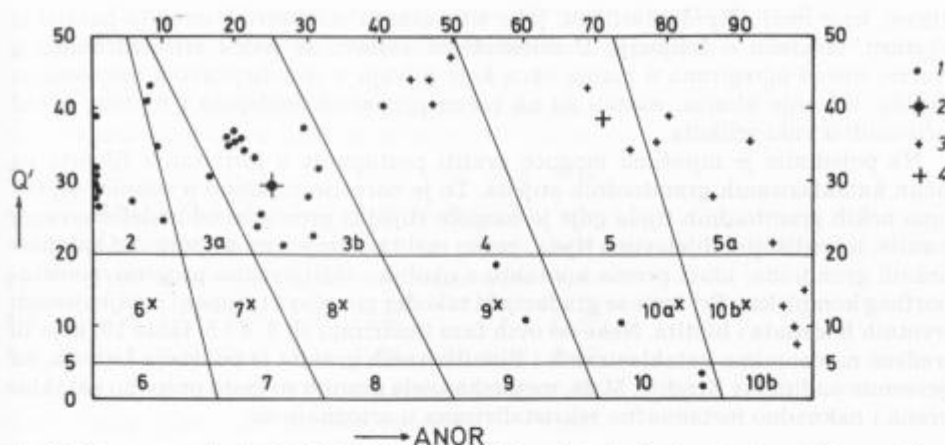
Fig. 11. Streckeisen's (1973) triangular diagram for I-type granites and associated intermediate rocks

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

i prijelazan moncodioritni 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-alkalijsko-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. Psunj granitoids; 2 Mt. Psunj 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 moncograniti), 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 moncograniti*, *granodioriti* i *tonaliti*. Sasvim su podređeni *hornblenda-biotitni moncograniti* 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 *dvotinjčaste moncogranite*, *granodiorite* i *tonalite*. Vrlo se rijetko sreću *muskovitni moncograniti*, *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-dvotinjčaste granodiorite* i *tonalite*.

U ovim granitoidnim tijelima javljaju se podređeno i *leukokratni moncograniti*, *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 sitnolistićavom 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 škriljavicima 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 asociranih 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 esmeraldnozeleneog amfibolskog škriljavca

Preračun je izvršen na osnovi 4 (olivin), 6 (klinopiroksen), 9 (serpentin), 24 (amfibol), 32 (kromit) i 36 (klorit) kisikova 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 esmerald-green 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 serpentini 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 škriļjanci. Oni se, međutim, razlikuju od naprijed prikazanih amfibolitnih stijena koje se inače tako često javljaju kao metarsko-dekametarski ulošci u dominantnim paragnajsovima i tinjčevim škriļjancima progresivnometamornog kompleksa. Naime, amfibolske stijene koje se proslojavaju s ultramafitima u pravilu su monomineralni amfibolski škriļjanci, gotovo redovito izrazite esmeraldnozelene boje, a izgrađeni su također od mikroskopski bezbojne edenit-pargazitne hornblende kakva dolazi i u asociranim ultramafitima.

Na osnovi navedenih podataka može se zaključiti da su prikazane ultramafitne stijene morale biti smještene prije nego se odigrao glavni metamorni 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, 1988a). 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 progresivnometamornom kompleksu vrlo često, s njima zajedno, javljaju i ortoamfiboliti koji vuku svoje porijeklo od oceanskih toleitnih bazalta (Pamić & Marci, 1990).

Kontaktometamorfne stijene

Kontaktometamorfne 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 moncogranita. 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 Kišeljvačkog potoka imaju sve osobine tipskog skarna. Dakle, okolni I-graniti su mlađi, bar malo, od okolnih škrljavaca progresivnometamorfno 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 semimetamorfno i progresivnometamorfno 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 semimetamorfno 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

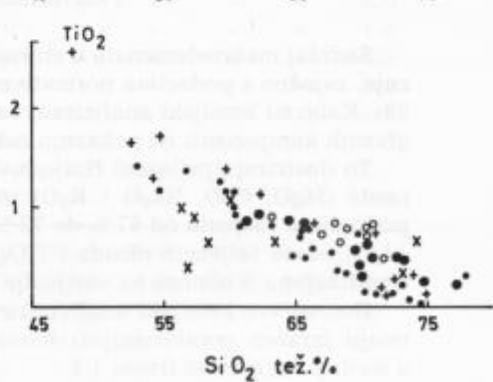
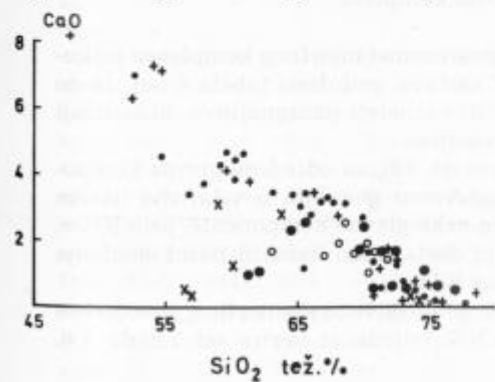
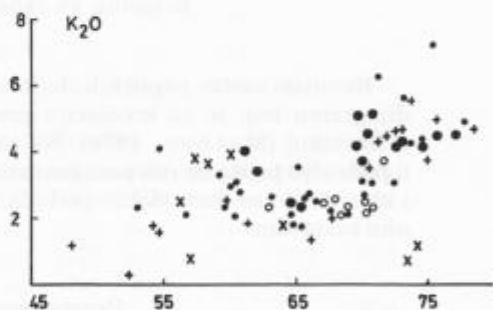
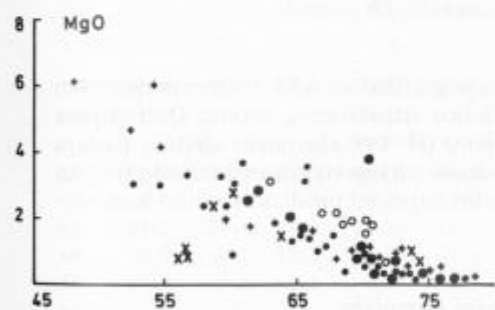
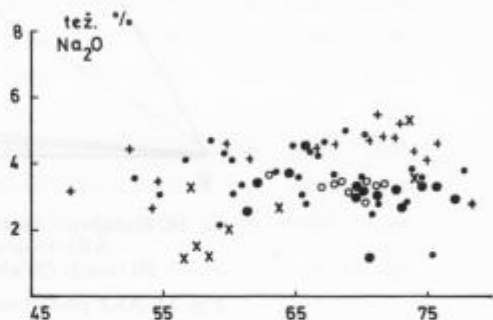
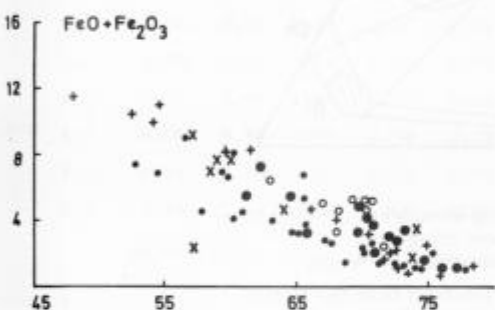
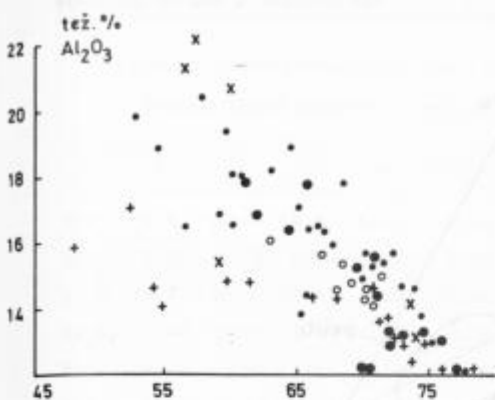
Normativni CIPW sastav - CIPW norms

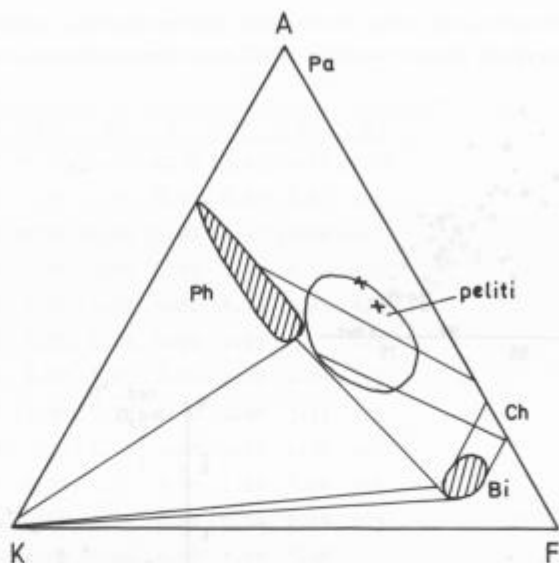
qs	29.6	29.8	45.0	36.4	29.9	34.1	-	-
c	2.3	3.8	5.9	4.3	2.1	3.7	-	-
or	23.1	15.2	7.5	3.9	4.5	10.8	-	-
ab	29.6	28.9	31.5	46.0	27.8	32.8	-	-
an	7.6	8.0	0.1	1.4	5.3	4.5	-	-
hyen	2.0	4.9	2.6	4.4	2.4	3.3	-	-
hyfs	4.5	7.7	6.0	2.9	5.0	5.2	-	-
il	0.8	1.3	1.2	0.6	0.7	0.9	-	-
ap	0.1	0.1	0.2	0.3	0.3	0.2	-	-
cc	-	-	-	-	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	-	-

1 škrljjava metagrauwaka; 2 škrljjava metaarkoza; 3 vapnovita metagrauwaka; 4 i 5 slejt; 6 srednji sastav od 1 do 5; 7 srednji sastav šejlova; 8 srednji sastav fililita
 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

Sl. 13. Harkerovi dijagrami za stijene semimetamorfnihi kompleksa (1), progresivnometamorfnihi 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)





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
dife	-	-	-	-	-	-	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
ap	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)

qs	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. Varijeteti migmatita uzorkovani u bušotinama: 7 Tovarnik-2; 8 Deletovci-3; 9 Radosavci-1; 11 Bujavica-13 i 12 Cerna-l. Ranije objavljene analize: 5, 6 i 17 (Vragović, 1965). Prosječni sastav migmatita: 18

Gnajsovi: Hornblenda-biotitni gnajso: 19. Varijeteti biotitnih gnajsova: 20, 21, 22, 24 do 28. Granat-biotitni gnajso: 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-l. 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 metateksitnim i dijateksitnim migmatitima. Polje metateksitnih (niži sadržaji SiO_2) i dijateksitnih 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 granitoidnih 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 promjenljive 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 progresivnometamornog kompleksa.

S-graniti i asocirane 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 gomilanje točaka u rasponu od 65 do 75 % SiO_2 .

Varijacije Al_2O_3 pokazuju, uz manja rasipanja točaka u intermedijarnom području, 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 kiselo 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, odnosno 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 % SiO_2 .

Oni pokazuju, više ili manje izražen, jasan linearni trend variranja glavnih komponenti; naročito se jasno ističu za sumu željeznih oksida, MgO , CaO i TiO_2 , a slabije za Al_2O_3 . Interesantno je istaći da stijene ove asocijacije, mada su mikroklinizirane kao i S-granitoidi, pokazuju jasan linearni trend za Na_2O i K_2O u odnosu na promjene u sadržaju SiO_2 .

Tekst za tabelu 9

Explanation for Table 9

Uzorci uzeti na izdancima:

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

Varijeteći 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:

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

Varijeteći 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:

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

Varijeteći 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	-	-	-	-
dife	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	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
olfs	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.Pl	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

qz	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
Cr	23		7	10	6	13	7	13		4		5
Mi	6		14	-	16	4	12	12		32		20
Pg	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
Fg	-		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 semimetamorfnog i progresivnometamorfnog 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 progresivnometamorfnog 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 progresivnometamorfnog kompleksa, a kod migmatita i S-granita i neravnomjernim stupnjem mikroklinizacije. Još je manja pravilnost izražena u variranju glavnih komponenti u stijenama hercinskog semimetamorfnog 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-trokompontnom 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. Kiseli 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.Pl	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
Ps	-	-	-	-	-
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	-
Ako	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

Fe ₂ O ₃ :												
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.Fl	-	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

Fe ₂ O ₃ :												
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
mb	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 ¹	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

Fe₂O₃:

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

qs	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

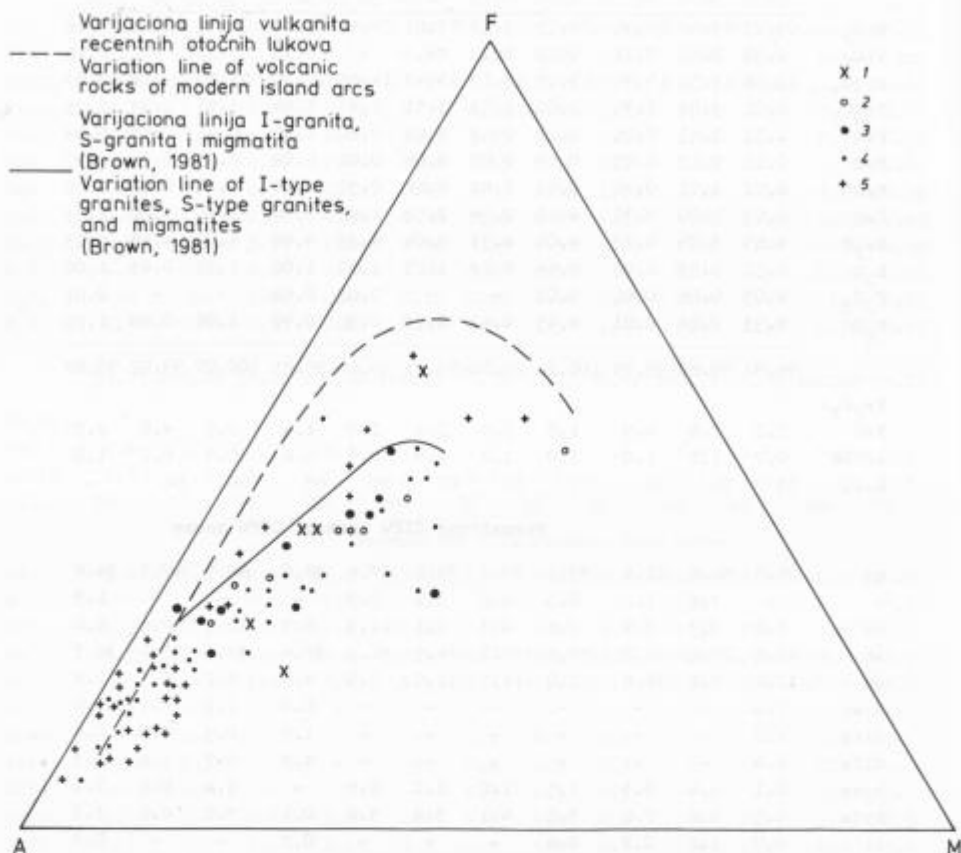
	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59
SiO ₂	69.27	69.42	70.40	70.77	73.51	73.81	74.45	75.85	76.80	78.88	72.16
TiO ₂	0.38	0.62	0.11	0.22	tr.	tr.	-	0.12	-	-	0.15
Al ₂ O ₃	12.88	13.51	15.30	15.25	15.17	15.43	14.53	10.20	11.48	9.18	13.97
Fe ₂ O ₃	2.91	3.09	3.74	2.02	1.63	1.31	1.13	1.68	1.51	1.93	2.25
FeO	1.31	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
Ako	2	1	2	2		1	2		2	2



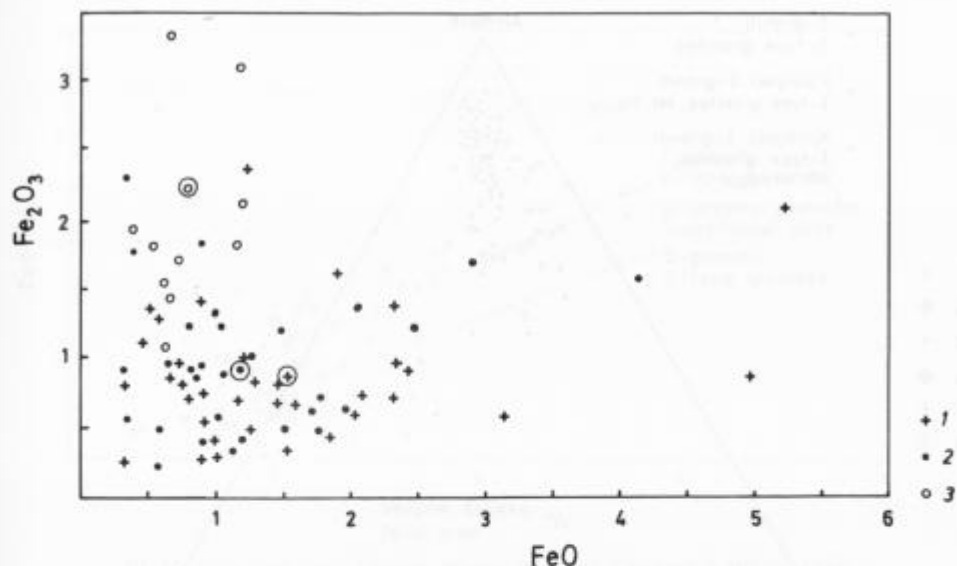
Sl. 15. Trokomponentni AFM dijagram za I-granite (5), S-granite (4), migmatite (3), stijene progresivnometamorfnog (2) i semimetamorfnog (1) kompleksa

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 moncogranitima 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 progresivnometamorfnog kompleksa gotovo se ravnomjerno miješaju s točkama granodiorita i diorita iz obitelji S-granita.

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



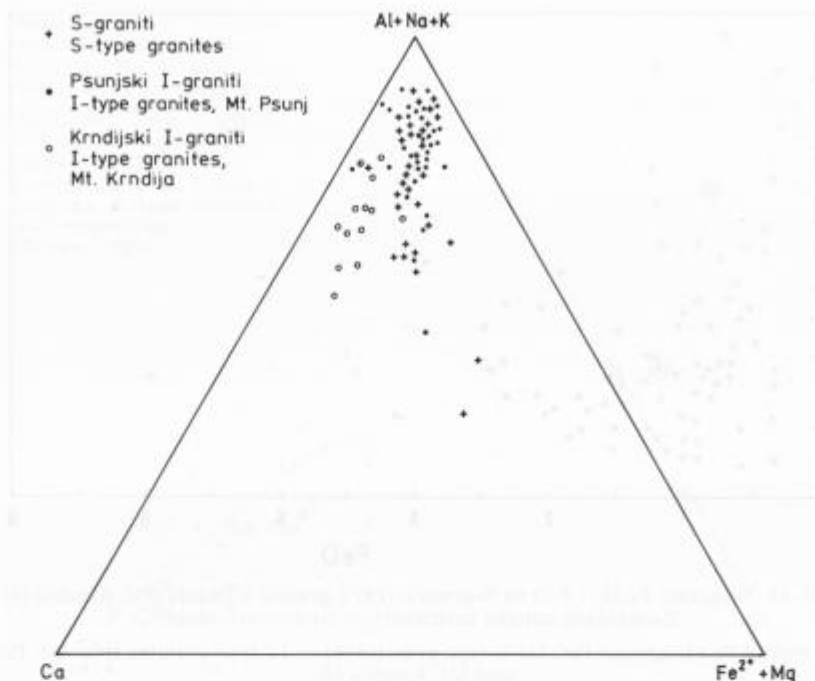
Sl. 16. Dijagram $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ za S-granite (1) i I-granite s Psunja (2) i Krndije (3)
Zaokružene oznake predstavljaju srednje vrijednosti

Fig. 16. Plot of Fe_2O_3 against FeO for S-type granites (1) and I-type granites from Mt. Psunj (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.

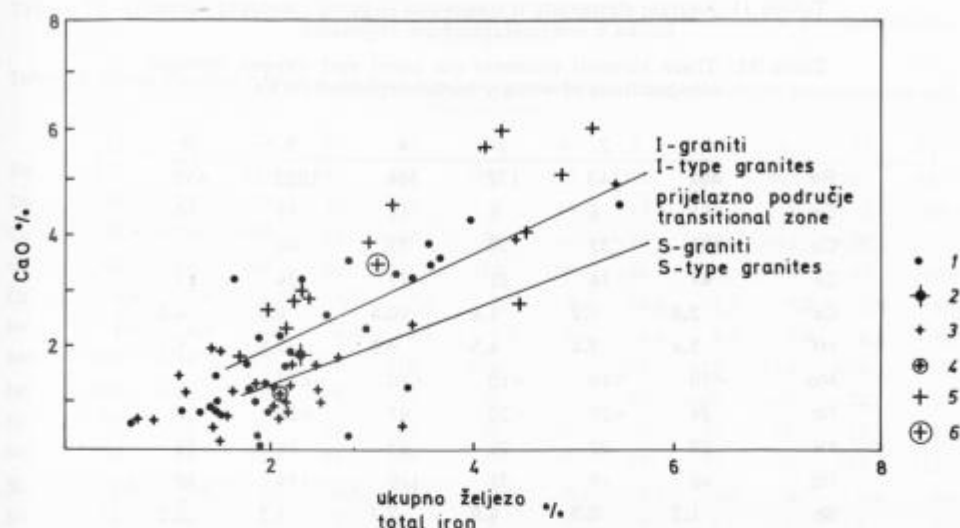
Sl. 17. Trokomponentni dijagram (Al+Na+K)-Ca-(Fe²⁺+Mg)Fig. 17. Triangular diagram showing variations of
(Al+Al+K)-Ca-(Fe²⁺+Mg)

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 australskih 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 fluorescence 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 mikroelemenatima 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 progresivnometamorfnog 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 emisije 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 moncograniti), 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	<20	<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	7.5	1.2	1.3	1.9	3.4
K	<1	1.6	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	-	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Mo	6	22	16	8	5	8	10	8	3	9	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Nb	60	10	-	18	7	9	7	4	2	13	12	-	1	8	21	8
Ni	43	70	75	60	72	88	78	75	63	69	15	13	23	42	9	20
Pb	0.8	0.9	0.3	0.2	0.4	0.5	<5	0.2	0.1	0.4	10	0.6	0.1	0.8	0.1	0.3
Sc	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	502	10	6	3	<2	7
Sn	220	390	220	200	160	75	75	35	45	158	502	538	314	171	406	334
Sr	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
Ta	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	1.3
Th	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
U	2.7	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Zn	94	130	120	58	52	34	65	13	12	64	79	41	17	18	9	33
Zr	185	341	230	167	177	160	262	166	72	196	241	304	30	19	69	133
Y	40	60	58	46	30	37	63	72	55	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	381	422	491	597	444	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
Ca/Sr	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	0.2	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
$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	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

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

Brojevi uzoraka su isti kao u tabeli 10

A srednje vrijednosti psunjskih granitoida, A₁ srednje vrijednosti krnjijskih granitoida

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

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

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

Sample numbers are the same as in Table 10

A Psunj granitoid averages

A₁ Krnjija granitoid averages

Cu, Mo, Nb, Sn and W for the Krnjija 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 mikrokлина. Kod Sr su izraženi obrnute 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 pratioci 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 % SiO_2 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.

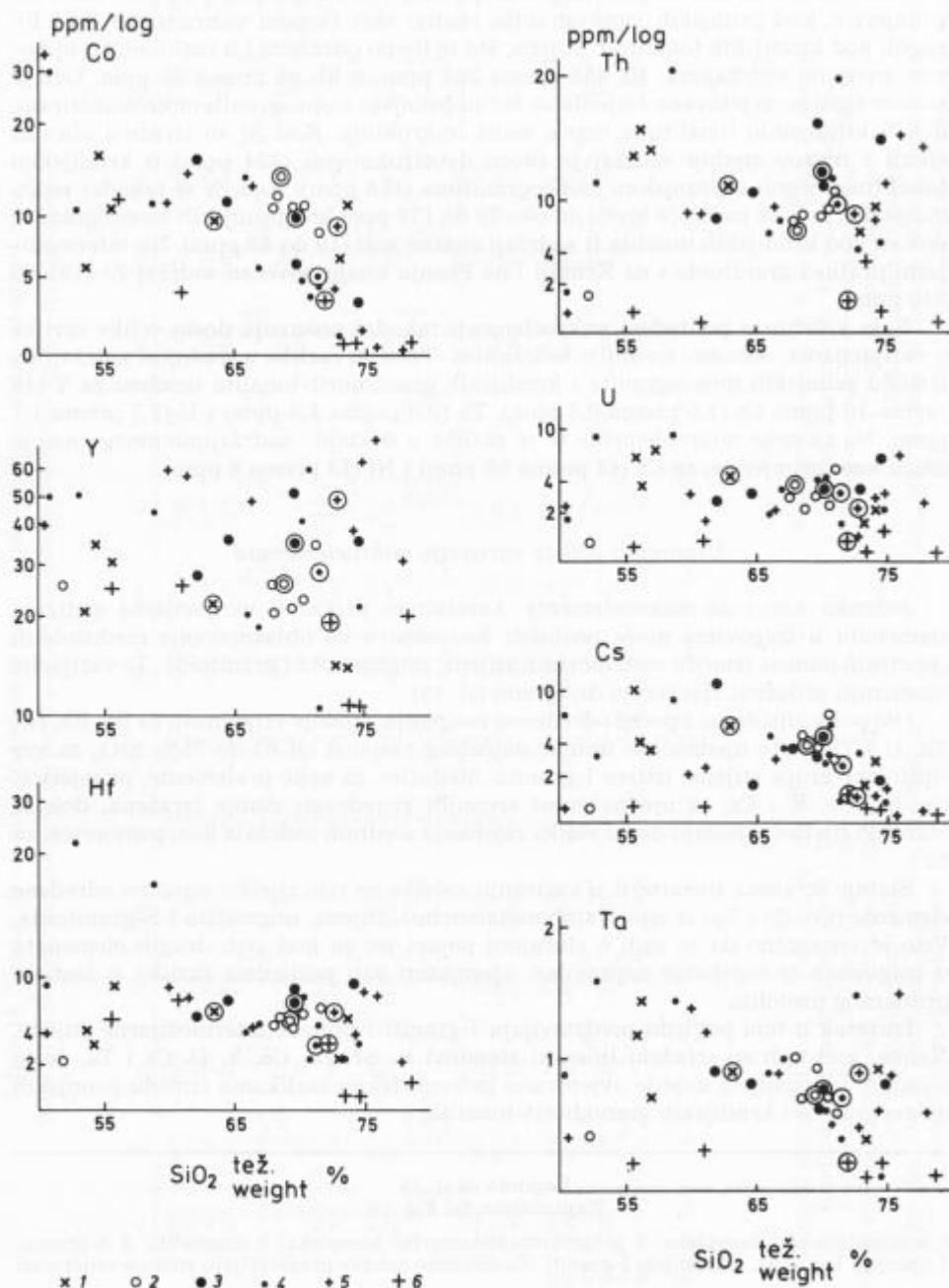
Slabije izražena linearnost u variranju zapaža se vrlo rijetko samo za određene elemente (Co, Cs i Ta) iz ispitivanih metamornih stijena, migmatita i S-granitoida. Vrlo je vjerojatno da se radi o slučajnoj pojavi jer su kod svih drugih elemenata u tragovima te varijacije nepravilne, vjerojatno kao posljedica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

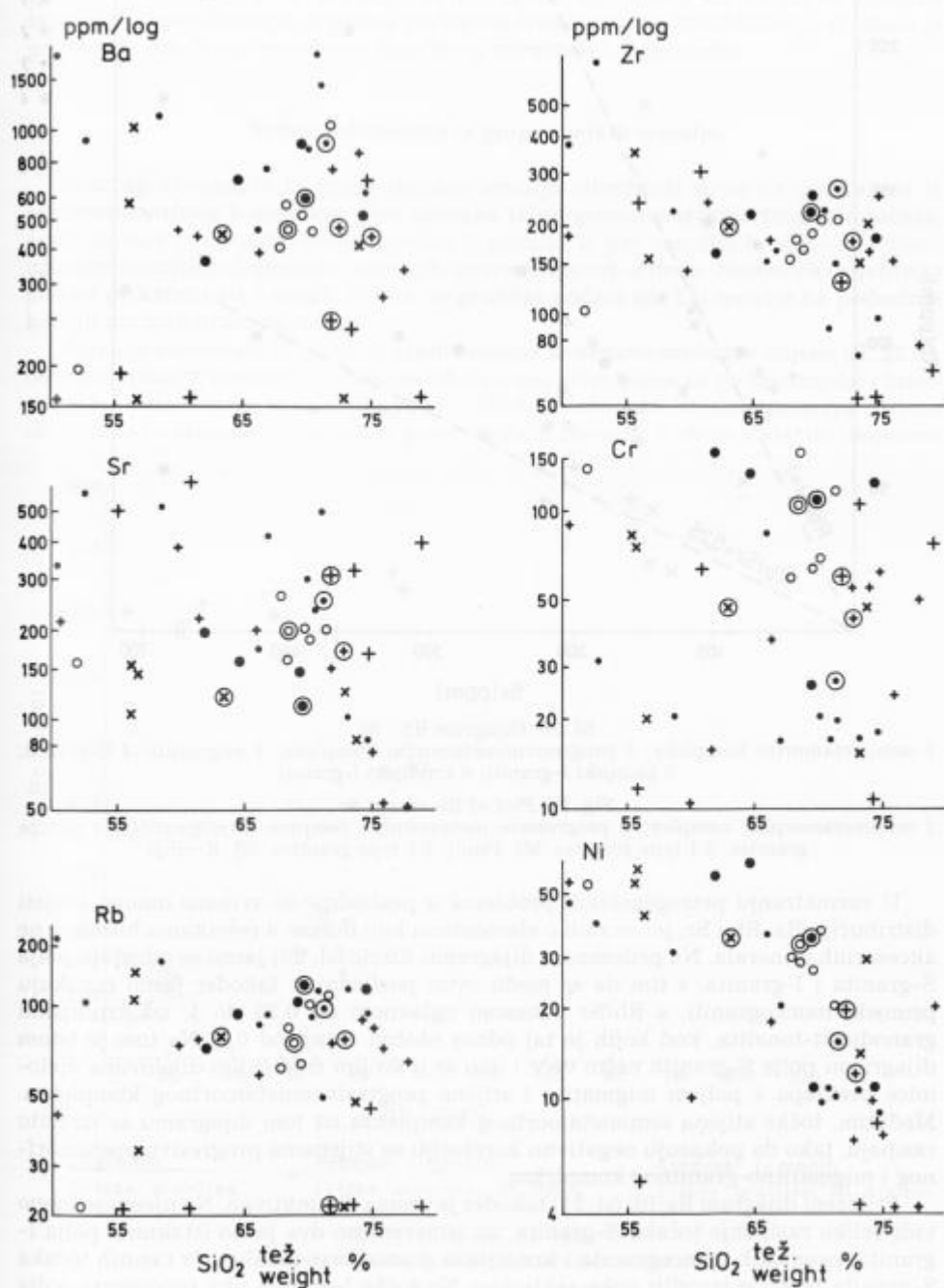
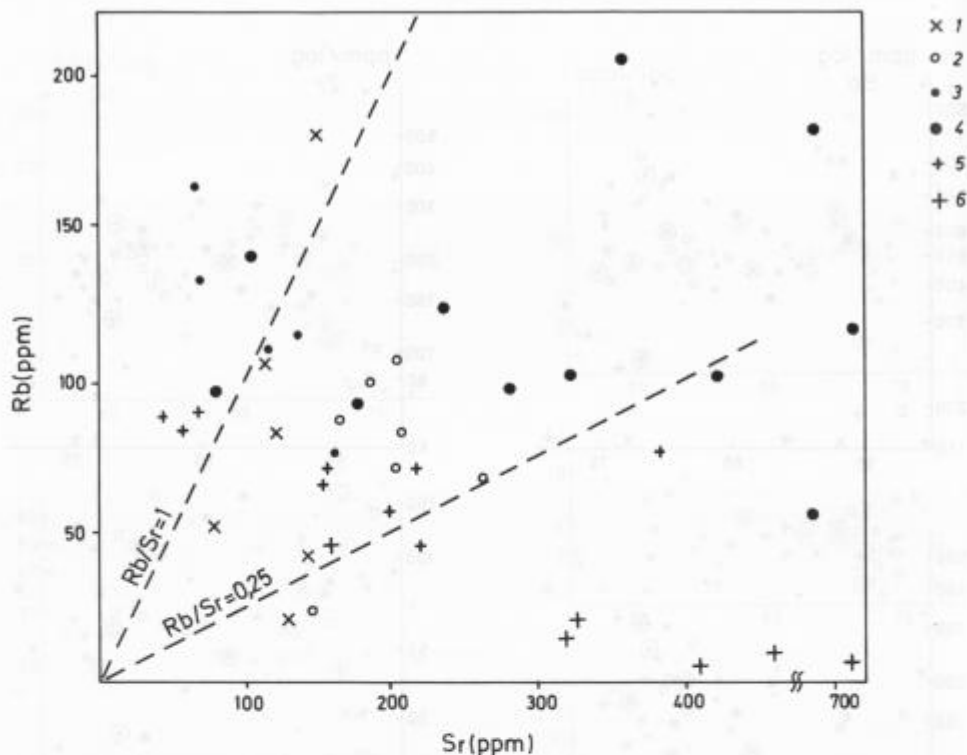


Fig. 19. Harker diagrams showing trace element variations



Sl. 20. Dijagram Rb : Sr

1 semimetamorfni kompleks; 2 progresivnometamorfni 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 progresivnometamornog kompleksa. Međutim, točke stijena semimetamornog kompleksa na tom dijagramu se izrazito rasipaju, tako da pokazuju negativnu korelaciju sa stijenama progresivnometamornog i migmatitno-granitnog kompleksa.

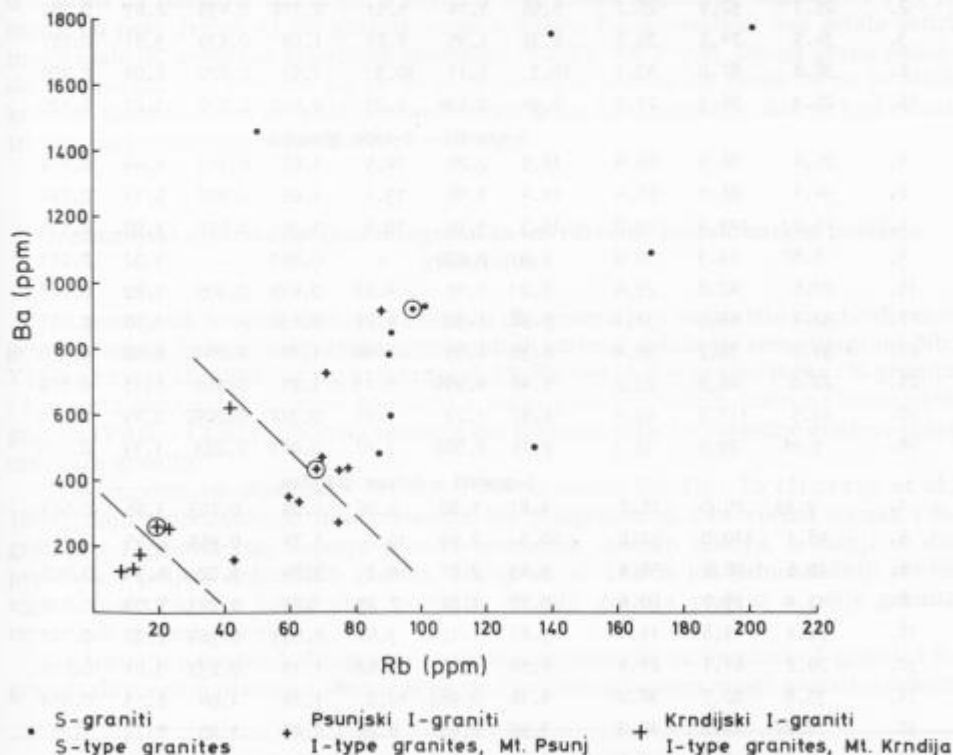
Priloženi dijagram Ba:Rb (sl. 21) također je veoma distinktivan. Na njemu se lijepo vidi veliko rasipanje točaka S-granita, uz istovremeno dva jasno istaknuta polja I-granita, psunjskih moncogranita i krndijskih granodiorit-tonalita. Iz rasutih točaka S-granita teško je izvoditi neke zaključke. No točke 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 fane-rozojske 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
Progresivnometamorfni 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

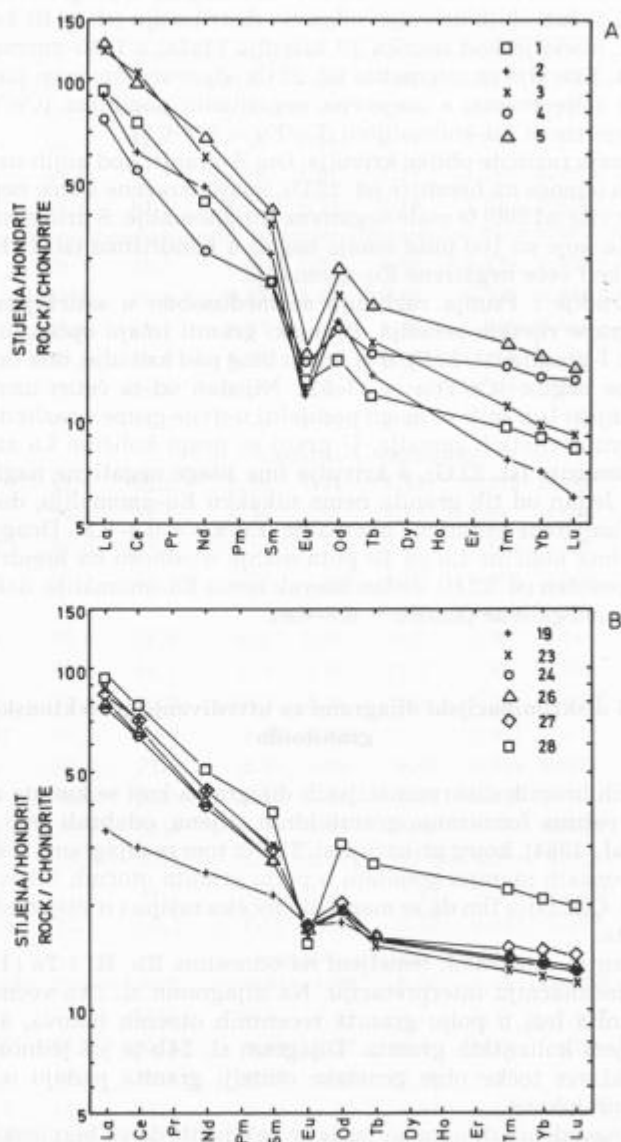
Od postojećih brojnih diskriminacijskih dijagrama koji se koriste za utvrđivanje geotektonskog režima formiranja granitoidnih stijena, odabrali smo dijagram Nb:Y (Pearce et al., 1984), kojeg prikazuje sl. 23. Na tom se dijagramu točke i S-granita i I-granita slavonskih planina gomilaju u polju granita 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

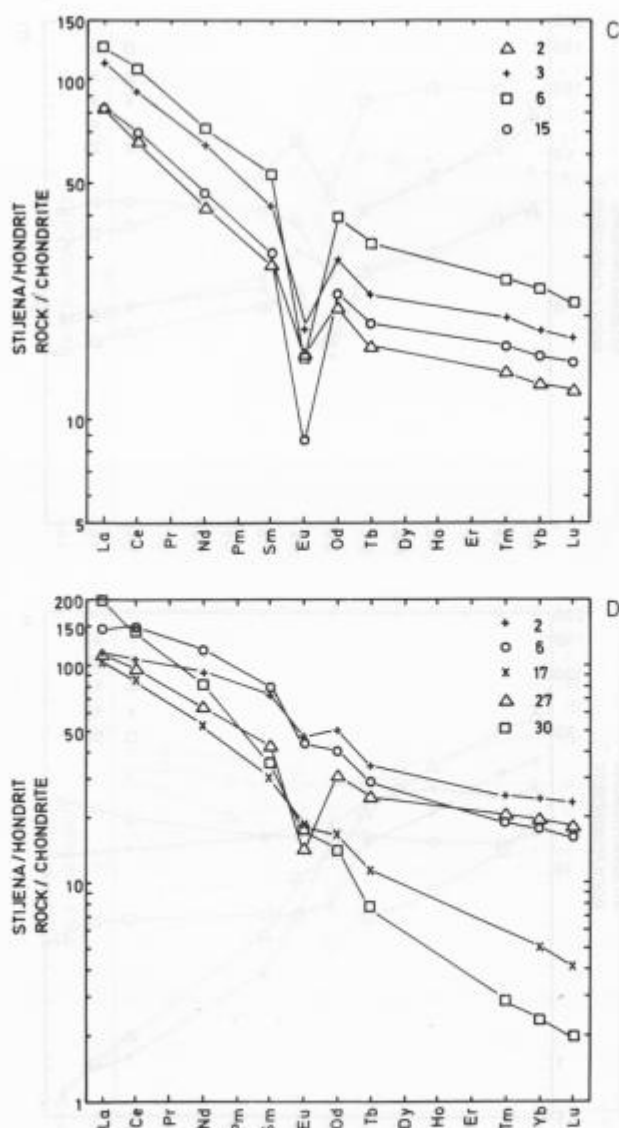
Brojevi uzoraka su isti kao u tabeli 7 za semimetamorfne stijene, kao u tabeli 8 za migmatite i paragnejsove, kao u tabeli 9 za S-granite i kao u tabeli 10 za I-granite

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



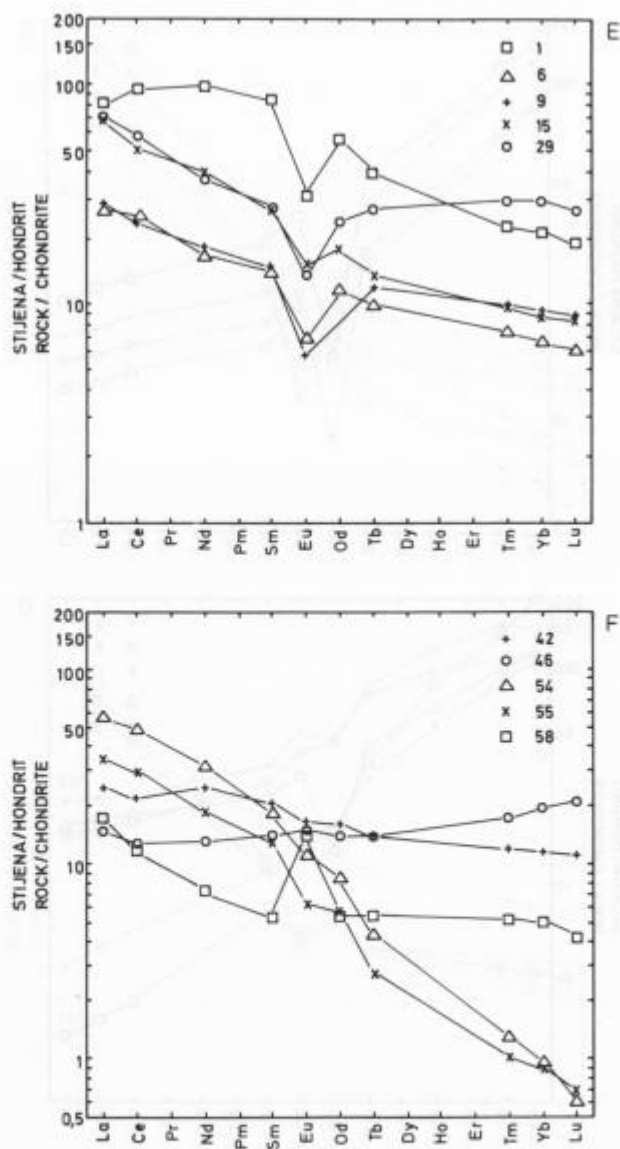
Sl. 22 A i B. Grafički prikaz sadržaja elemenata iz grupe rijetkih zemalja koji su normalizirani na hondrit za A: stijene semimetamorfnog kompleksa i B: stijene progresivnometa-morfog kompleksa. Brojevi uzoraka su isti kao u tabeli 7

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



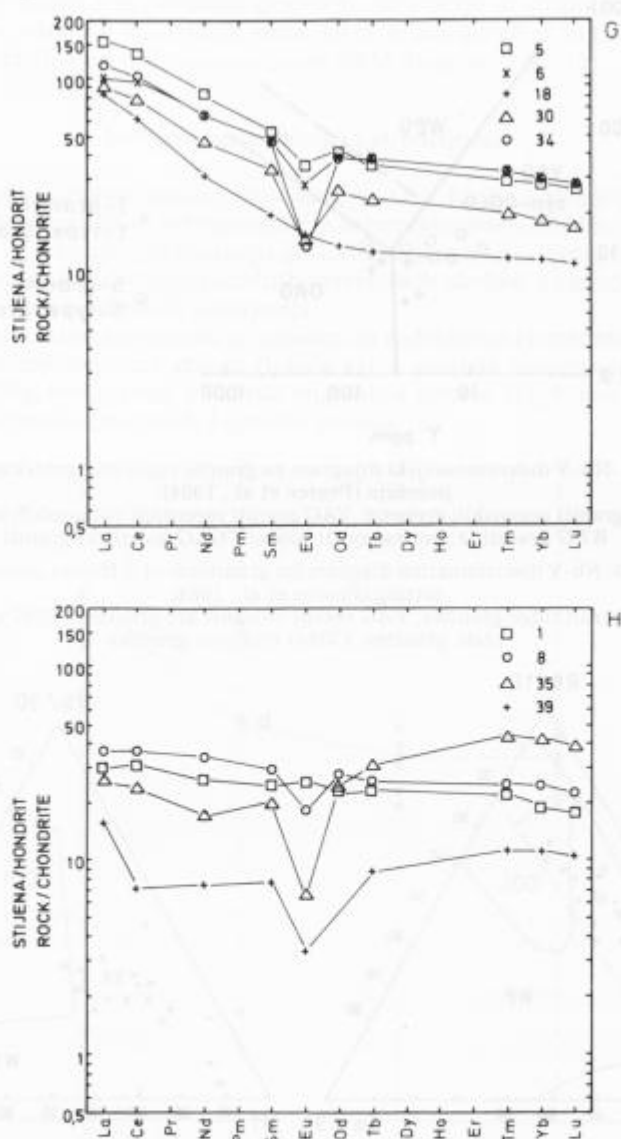
Sl. 22 C i D. Grafički prikaz sadržaja elemenata iz grupe rijetkih zemalja koji su normalizirani na hondrit za migmatite (C) i S-granite s višim sadržajem La (D). Brojevi uzoraka su isti kao u tabelama 8 i 9

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



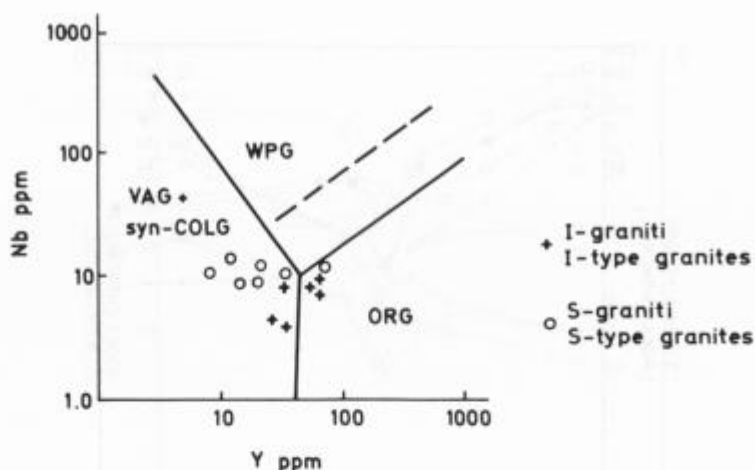
Sl. 22 E i F. Grafički prikaz sadržaja elemenata iz grupe rijetkih zemalja koji su normalizirani na hondrit za S-granite s nižim sadržajem La (E) i za I-granite s Krndije (F). Brojevi uzoraka su isti kao u tabelama 9 i 10

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

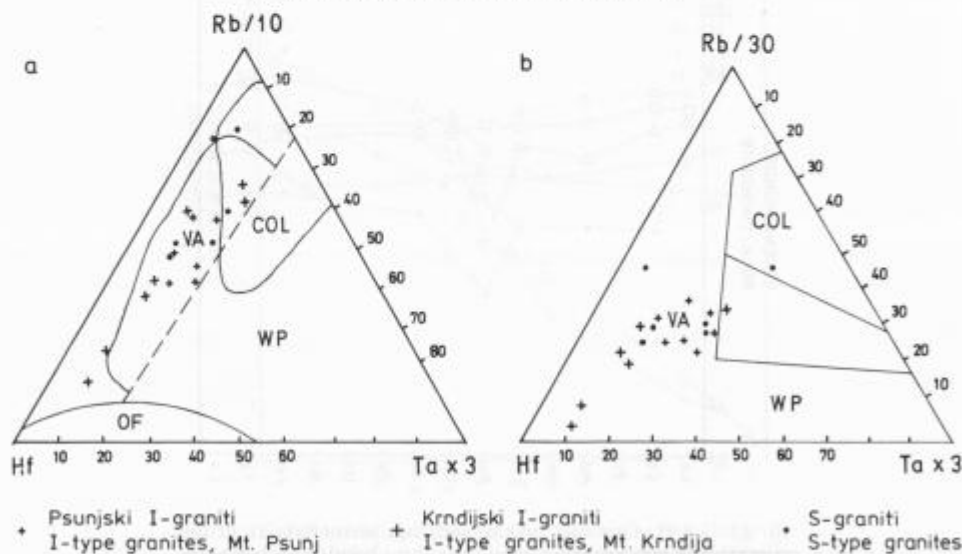


Sl. 23. Nb-Y diskriminacijski dijagram za granite različitog geotektonskog položaja (Pearce et al., 1984)

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



+ Psunjski I-graniti
+ I-type granites, Mt. Psunj

+ Krndijski I-graniti
+ I-type granites, Mt. Krndija

+ S-graniti
+ S-type 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

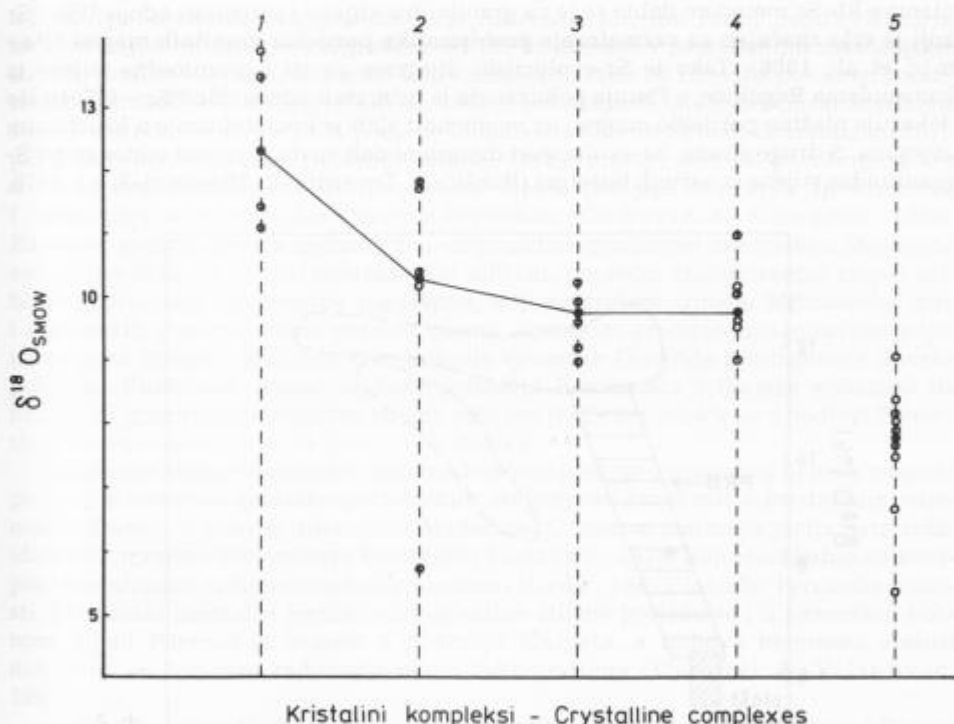
Fig. 24. Rb-Hf-Ta triangular diagram (Harris et al., 1986)
VA volcanic arc granites; WP within-plate granites; COL collision granites; OF ocean-floor granites

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

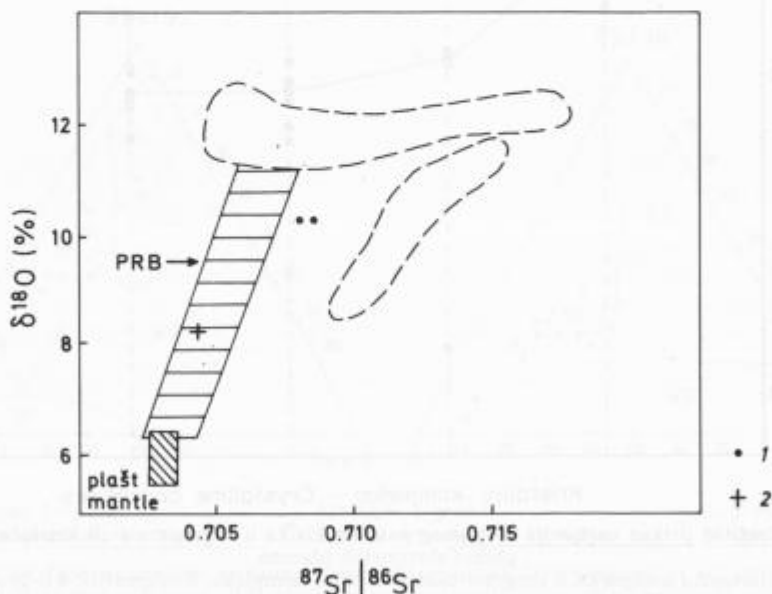
Fig. 25. Diagram showing variations of oxygen isotopic composition in rocks from all crystalline complexes of the Slavonian Mountains
1 semimetamorphic complex; 2 progressive metamorphic complex; 3 migmatites; 4 S-type granites; 5 I-type granites

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 progresivnometamornog kompleksa u migmatitni kompleks. Interesantno je istaći da je izotopni sastav kisika praktički isti i u uvjetima migmatitne mobilizacije i anatektičnog 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 plašno porijeklo magmi, uz mogućnost slabije kontaminacije u krustalnim 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 plaštanih 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 metamorfo-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 alpinskim 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 osnovnim 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 metamorfo-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 metamorfo-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 regionalnometamorfiziranog 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.

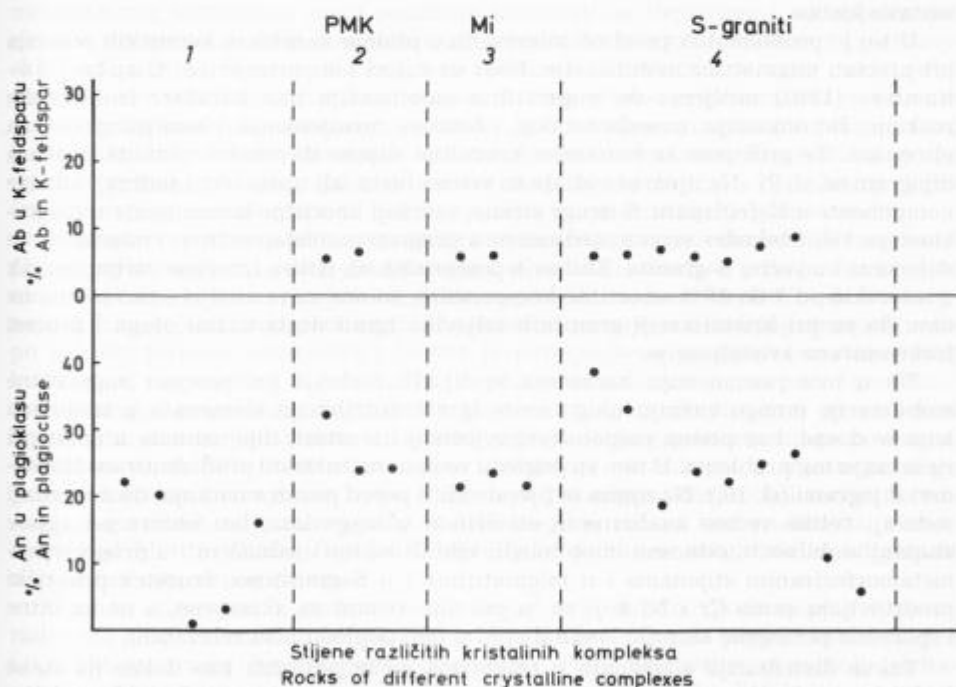
Progresivan karakter regionalnog metamorfizma se ogleda u zonalnom rasporedu kritičnih minerala unutar cjelokupnog kompleksa, kako na površini, tako i u podlozi Panonskog bazena. Radi se o barovijenskoj facijelnoj seriji (Miyashiro, 1961), koja u osnovi ima monometamorfni karakter, s tim da se u pojedinim područjima disten i andaluzit lateralno izmjenjuju u škrljancima 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 metamorfog 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 semimetamornog (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 najniže mogućem stupnju niskog (grinšistnog) metamorfizma, tako da je on, u stvari, petrogenetski komplementaran okolnom progresivnometamornom kompleksu što bi išlo u prilog navedenom shvaćanju. No tome protivreči nalazak vestfalske mikroflore u središnjim dijelovima semimetamornog (radlovačkog) kompleksa. S druge strane, Jamičić (1983 i 1988) smatra da stijene semimetamornog (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 niskometamorfiziranih psamitno-pelitnih stijena koje, prema podacima eksperimentalne petrologije (Mehnert, 1968), mogu dati visokometamorfne škriljavce, migmatite i kristalne granitne taljevine. I amfibolitne stijene progresivnometamorfnog kompleksa mogle bi se logično derivirati iz metabazita semimetamorfnog (radlovačkog) kompleksa. No to, samo za sebe, ne predstavlja pouzdan dokaz da su se stijene progresivnometamorfnog i migmatitno-granitnog kompleksa slavonskih planina i okolne podloge Panonskog bazena zaista i razvile iz prostorno tijesno povezanih stijena semimetamorfnog (radlovačkog) kompleksa. Rješenje tog problema najviše otežava činjenica što semimetamorfni (radlovački) kompleks nije još u cjelini stratigrafski definiran.

Međusobno tijesnu genetsku povezanost progresivnometamorfnog 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 progresivnometamorfnim 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 progresivnometamorfiziranim 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 progresivnometamorfnog kompleksa → migmatiti → 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 semimetamorfnog 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.

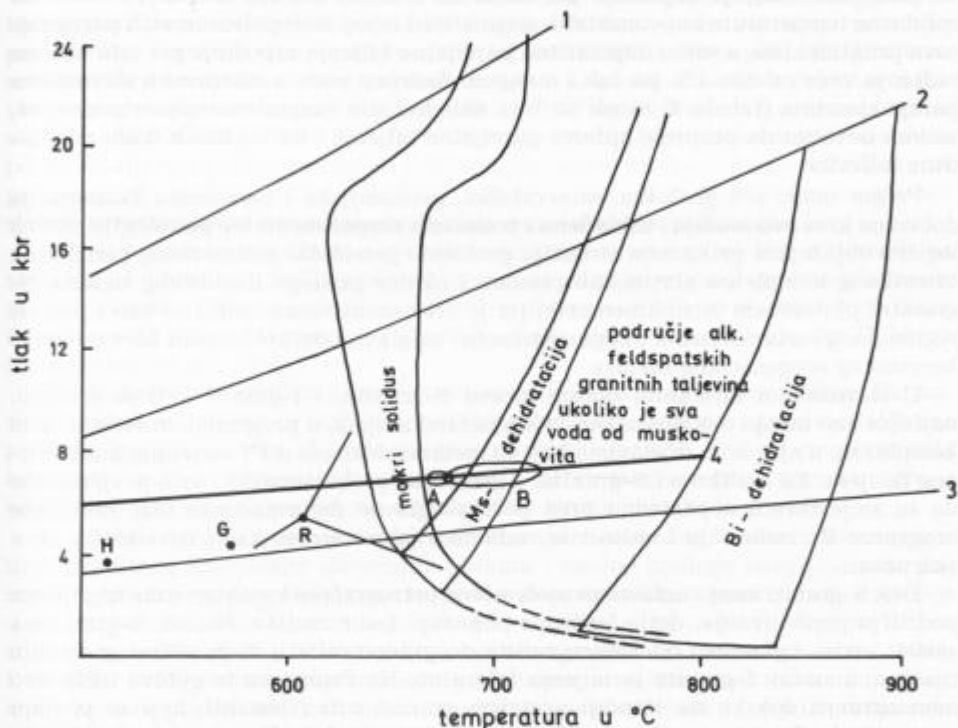
U genetskoj sukcesiji od metapsamita i metapelita progresivnometamornog kompleksa preko migmatita do S-granita mogu se pratiti i određene promjene u kristalnim rešetkama biotita i muskovita, dakle, najčešćih i najkarakterističnijih feromagnezijskih sastojaka. Dijagram na sl. 28a ilustrira promjene u 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 poznavaoći 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

S-granite jer je u ishodišnim paragnajsovim i tinčevim škriljancima 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 progresivnometamornog 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 dekametarsko-hektametarska 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 smješćavani 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 moncogranita do granodiorita u svim većim granitnim tijelima, a sastav I-granita se mijenja lateralno. Na Psunju su to gotovo isključivo moncograniti 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 anatektičnom 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 plaštinih 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 smještanja.

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 Laurusije. Nakon formiranja kaledonskog kompleksa od Iapetuskog oceana zaostaje tzv. »Varisijsko 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 mikroploče.

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 odigrala se vrlo jaka magmatska aktivnost koja je dala bazaltoidne stijene-dijabaze i gabre. Geokemijski se ti baziti mogu pozitivno korelirati s recentnim oceanskim toleitima, kako to indiciraju ortoamfibolitne stijene iz progresivnometa-mornog 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, diabaze 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 kristalinog 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. Kišpatić (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 100m 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: Sandrovac (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 migmatization 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 metapsammities 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 orthogneiss (Fig. 5).

The mineral paragenesis comprises plagioclase, transformed into fine-grained aggregate of muscovite and clinozoisite, and clinopyroxene with secondary uraltite, 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, coisite, 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 consist 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 (Jamičić, 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 blastopsammitic 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 & Sinkovec, 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 *Koturić 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-clinzoisite-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 + clinzoisite + 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 diabantite 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 Al_2O_3 (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 $\text{Fo}_{86.5}$, *clinopyroxene* ($\text{En}_{55}\text{Fs}_{43}\text{Wo}_{43}$) 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 *serpentinized 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 interfluvium. 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 & Vilinović, 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 metapsammities 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 migmatitization and anatexis 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 metapsammities, 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 metapsammities 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 melting, 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 metapsammities 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.

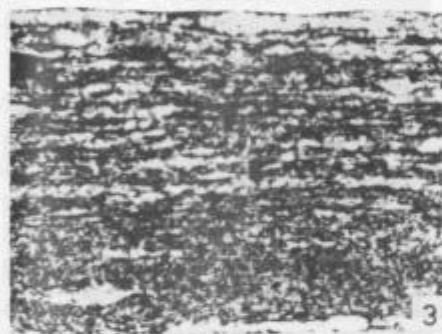
Although the pre-Hercynian protolith of the Slavonian crystalline complex is still under question, the Hercynian progressively metamorphosed complex, surrounding migmatites, and S-type granites were derived from pelitic and psammitic sediments which might have been deposited in a basin-ridge environment. 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



1



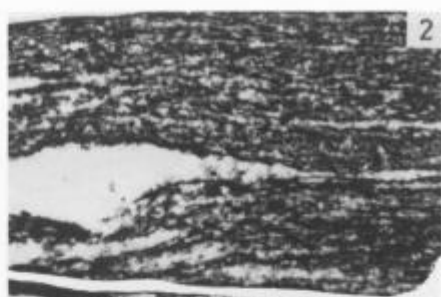
3



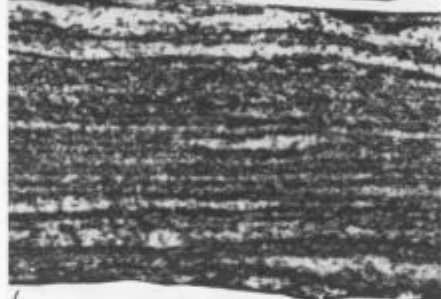
5



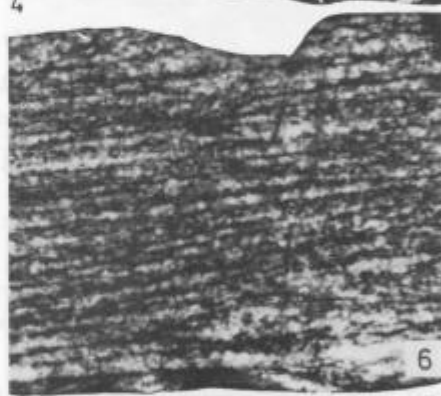
7



2



4



6



8



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 Šandrovica, 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 Đedovica, Papuk
 Fig. 4. Stromatic migmatite, cataclastic, partly with »flaser« texture
- Sl. 5. Stromatitni migmatit, jače flazeriran; dolina Slobostine, 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 – uncompletely homogenized biotite-quartz diorite
- Sl. 7. Loptaste i nepravilne leukosome u biotitnom matriksu; dolina Slobostine, Pakra, Papuk
 Fig. 7. Ball-like and irregular leucosomes in biotite matrix
- Sl. 8. Jako mikroklinizirani nebulitni moncogranit; dolina Slobostine, Pakra, Papuk
 Fig. 8. Nebulitic monzogranite with abundant microcline

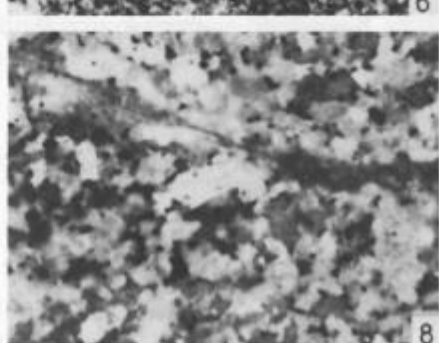
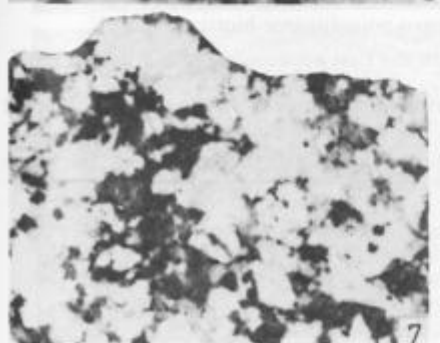
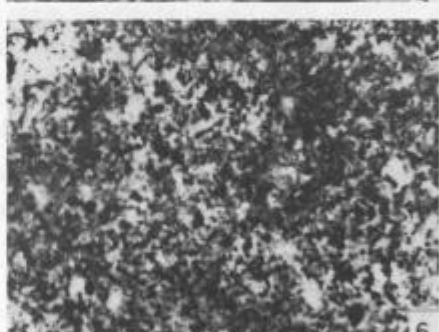
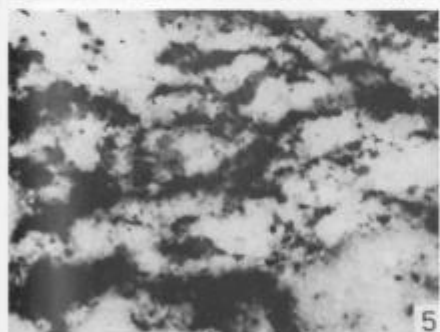
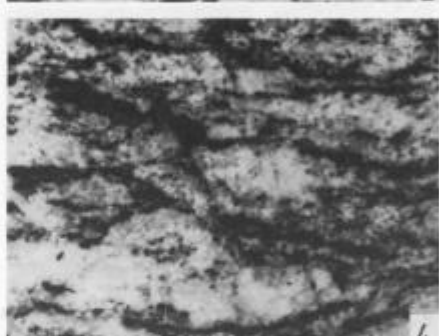
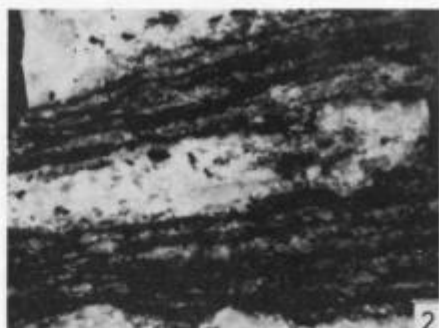




Tabla 3 – Plate 3

- 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. $\times 17$; $\parallel N$

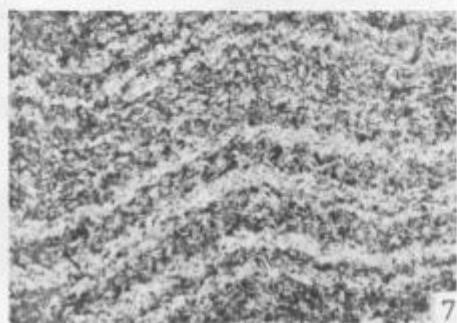
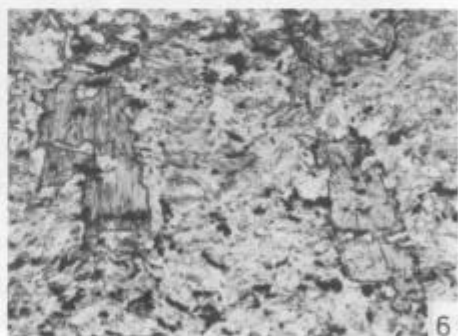
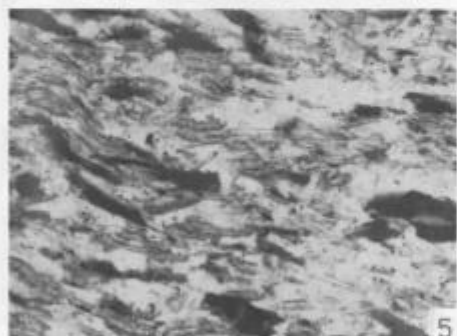
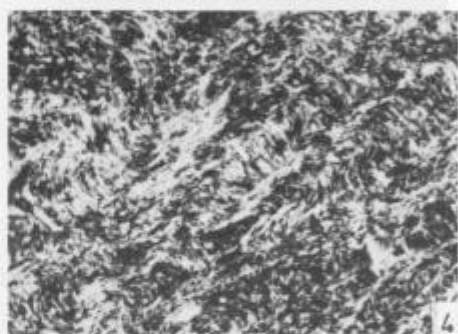
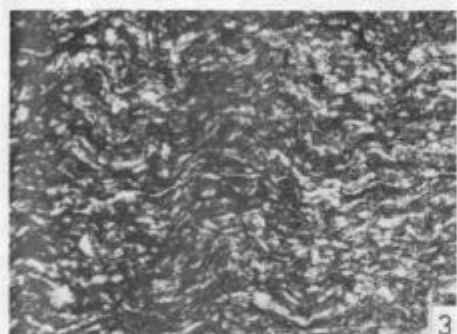
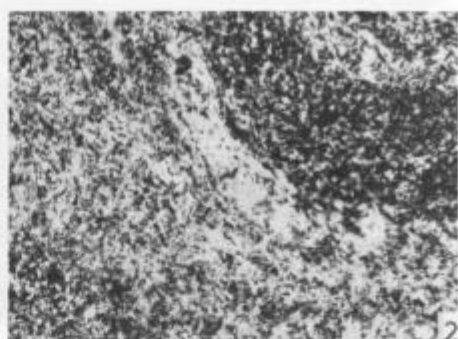
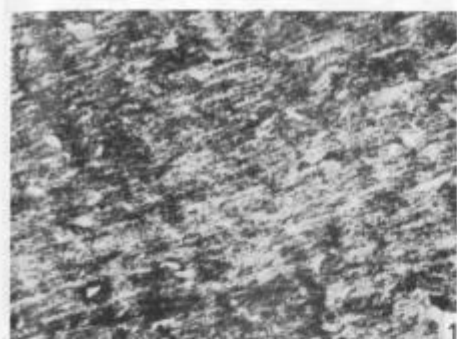




Tabla 4 – Plate 4

- 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-kvarceni 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. Prizmatški 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-tinječvom 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. $\times 35$; $\times N$

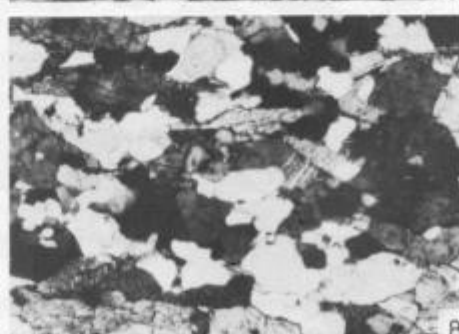
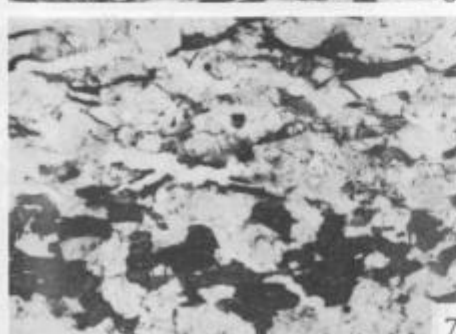
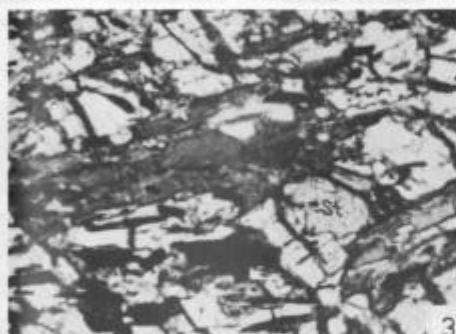
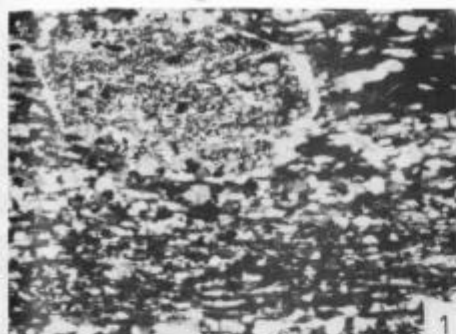




Tabla 5 – Plate 5

Sl. 1. Modalno vrpčasti bimineralni (hornblenda + plagioklas) amfibolit. $\times 17$; $\times N$

Fig. 1. Modal layered bimineralic (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 metamorfnim 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. Metatextite. 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. $\times 17$; $\parallel N$

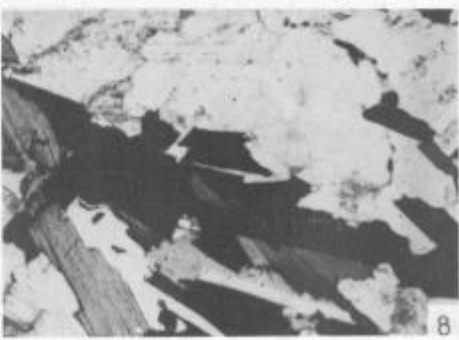
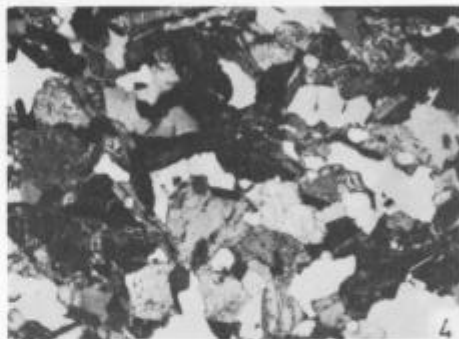




Tabla 6 – Plate 6

- Sl. 1. Lečasta 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

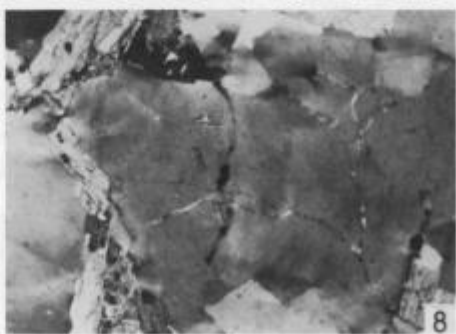
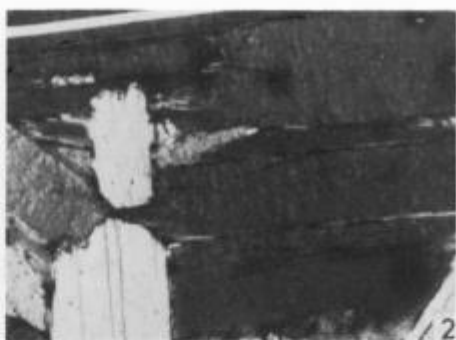




Tabla 7 – Plate 7

- 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 mikrokлина 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. $\times 35$; $\times N$

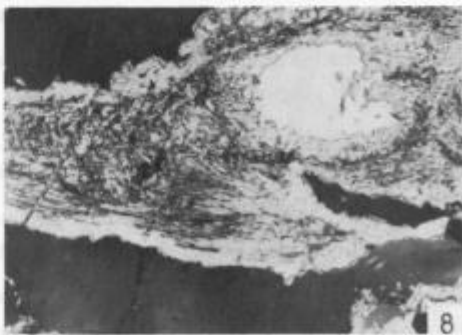
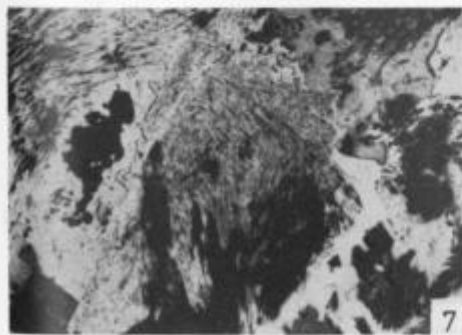




Tabla 8 – Plate 8

- 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 moncogranit s povećanom količinom pegmatitnih prorasla 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 moncogranit; 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 kapličasto 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. $\times 17$; $\times N$

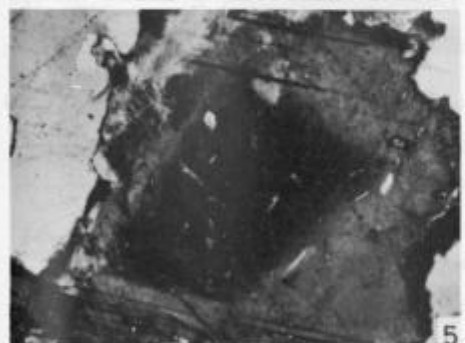
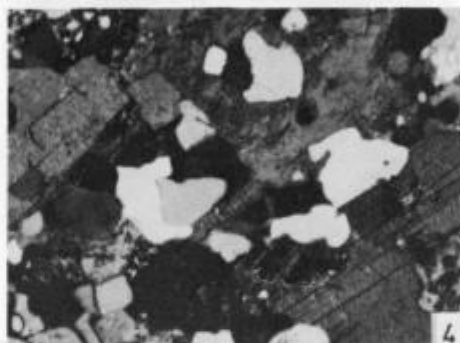




Tabla 9 – Plate 9

- 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. Moncogranit 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 moncogranit 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. $\times 17$; $\times N$

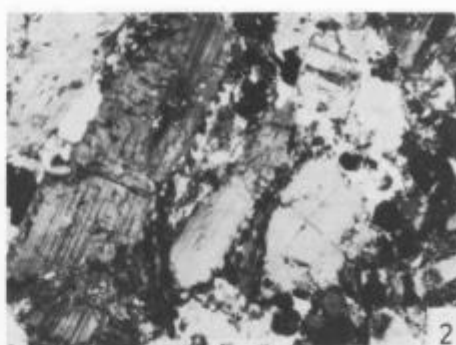
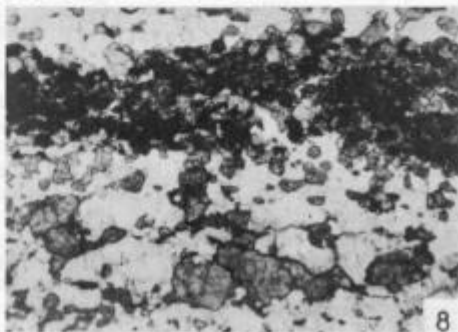
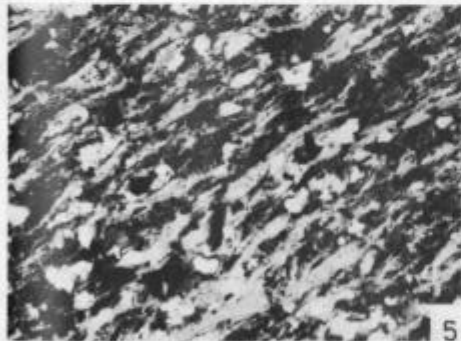
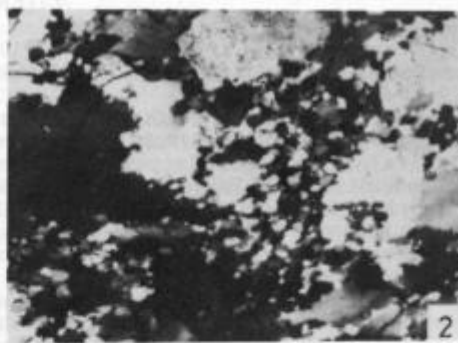
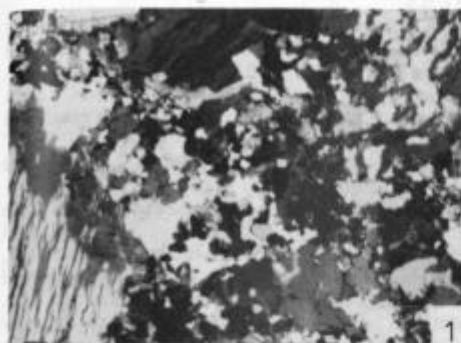




Tabla 10 – Plate 10

- Sl. 1. Porfiroidni kataklastični granit s utruscima zebrastog 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 škriljavi, umjereno filonitizirani granit. $\times 17$; $\times N$
 Fig. 3. Cataclastic and schistose, moderately phyllonitized granite. $\times 17$; $\times N$
- Sl. 4. Kataklastični i škriljavi 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 »neoplagioklasa« u biotitnom monocgranitu. $\times 35$; $\times N$
 Fig. 6. Uneven exsolution of »neoplagioclase« 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, *Geochimie 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, E. 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 Kosciusko 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.

Kišpatici, M. 1891, Kloritoidni škriljavec iz Psunja. *Rad JAZU*, 104, 3-8, Zagreb.

Kišpatici, M. 1892, Prilog geoložkom poznavanju Psunja. *Rad JAZU*, 109, 1-57, Zagreb.

Kišpatici, M. 1910, Disthen-, Sillimanit- und Staurolitführende Schiefer aus dem Krndija-Gebirge in Kroatien. *Centralblatt f. Mineral. etc.*, 5, 578-586, Stuttgart.

Kišpatici, 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. & Hasty, 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.
- Mojšisovics, 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 međurječju 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-Félvay, 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 u metamorfičkim 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 geolojskom 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 filosilikata na primjeru biotita i muskovita. Geol. vjesn., 33, 195-202, Zagreb.

Prelogović, E. 1975, Neotektonika 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. & Rumpel, 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'Neill (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. & Sinkovec, B. 1963, Talk-kloritni škriljci na istočnim obroncima Psunja. *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. & Grmani, 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 Psunju. *Acta geol.*, 6, 5–16, Zagreb.
- Tajder, M. 1969a, Magmatizam i metamorfizam planinskog područja Papuk-Psunj. *Geol. vjesn.*, 22, 469–476, Zagreb.
- Tajder, M. 1970, Noviji pogledi sastava i geneze eruptiva i metamorfita papučko-psunjskog 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 metamorfnih stijena Zagrebačke gore, Moslavačke gore i Papuka (Hrvatska, Jugoslavija). Geol. vjesn., 31, 295-308, Zagreb.

Vragović, M. & Majer, V. 1980a, Kloritoidni škriljci u metamorfnim 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.

Wyllie, 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.

UDK 552.4(497.15)=862

Alpinske i predalpinske metamorfne stijene Prosare u sjevernoj Bosni

Alpine and pre-Alpine metamorphic Rocks from Prosara Mt. in northern Bosnia, Yugoslavia

Jakob Pamić

Institut za geološka istraživanja, Sachsova 2, 41000 Zagreb

Sažetak

Na planini Prosari se javljaju dva različita granitno-metamorfna kompleksa. Hercinski kompleks se sastoji pretežno od katakliziranih i filonitiziranih gnajsgnrita i amfibolita. Stijene alpskog metamorfnog kompleksa imaju znatno veće rasprostriranje. One su nastale u P-T uvjetima niskog i vrlo niskog stupnja metamorfizma iz okolnih gornjokrednih pelitnih, psamitnih, karbonatnih i bazičnih magmatskih stijena. Gornjokredna starost ishodišnih sedimenata i niskometamorfiziranih stijena potkrepljena je mikrofosilima.

Alpski metamorfizam Prosare može se genetski vezati za subdukcijske procese.

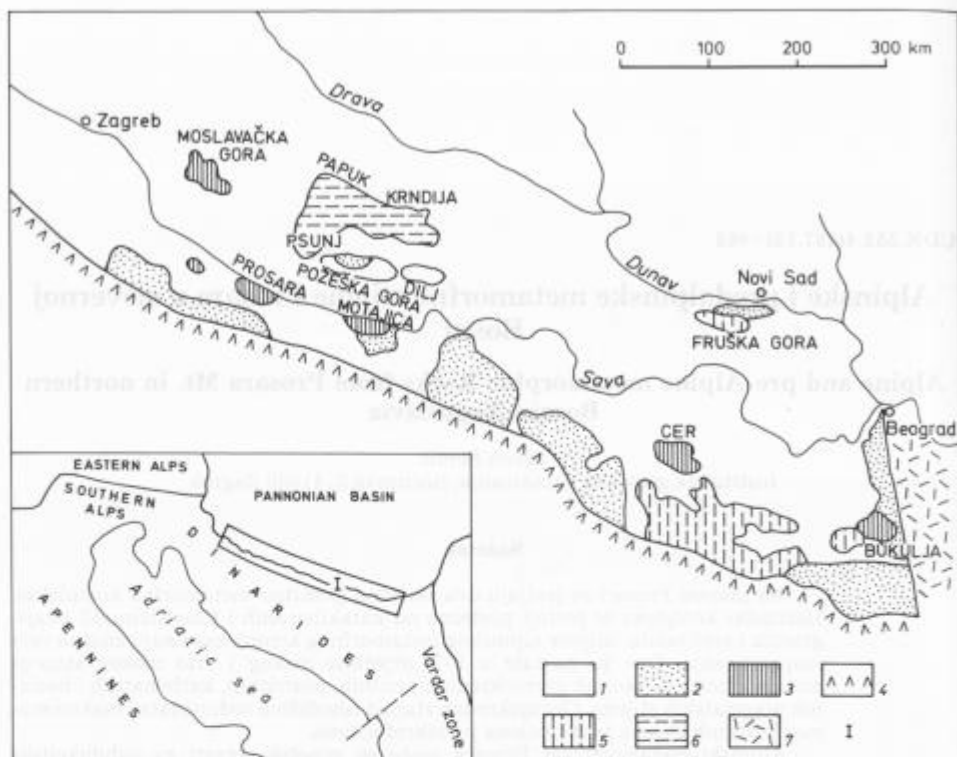
Abstract

Two different granitic-metamorphic complexes can be distinguished in Prosara Mt. The Hercynian complex consists mostly of cataclastic and phyllonitized gneissgranites and amphibolites. Rocks 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 pelitic, psammitic, carbonate, and basic igneous rocks. Upper Cretaceous age both of original sediments and low-grade metamorphic rocks is supported by microfossils.

Alpine metamorphism of Prosara Mt. can be related to subduction processes.

Uvod

Planina Prosara smještena je u dodirnom području sjevernih Dinarida i Panonskog bazena unutar Supradinarikuma (Herak, 1986), odnosno Vardarske zone (Dimitrijević, 1982). Ona predstavlja najzapadnije dijelove zone Prosara-Motajica-Cer-Bukulja (sl. 1) unutar koje se karakteristično javljaju alpske granitne i metamorfne stijene, a uz njih, u predjelima koji nisu pokriveni kvartarno-neogenskim sedimentima, i gornjokredno-paleogene flišne tvorevine. Ranije je već iznesena pretpostavka da su metamorfne stijene te zone mogle nastati regionalnim metamorfizmom iz okolnih gornjokredno-paleogenih sedimenata (Pamić, 1977 i 1987).



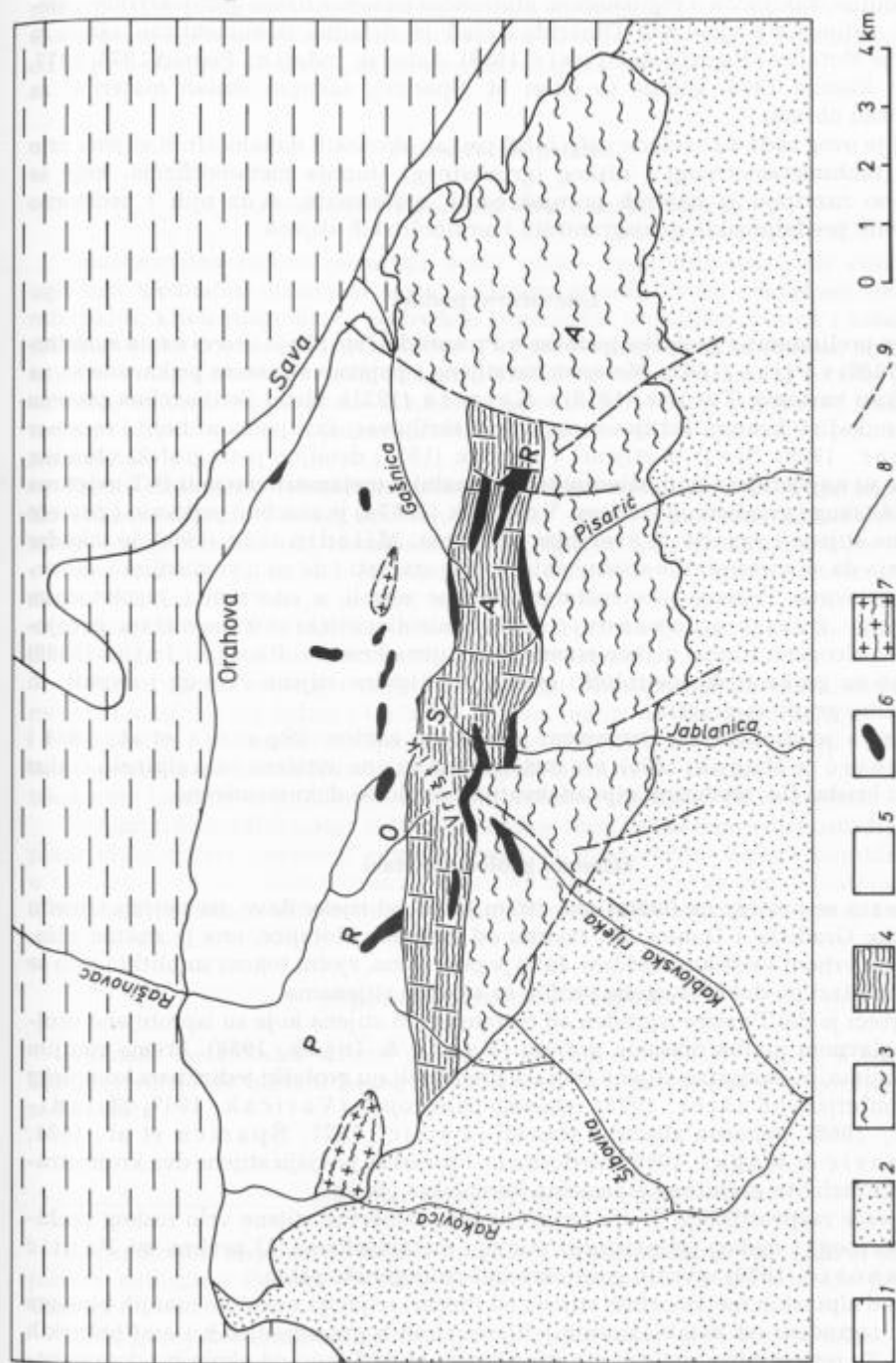
Sl. 1. Geološka skica dodirnog područja sjevernih Dinarida i Panonskog bazena
 1 neogenski i kvartarni sedimenti Panonskog bazena; 2 gornjokredno-paleogenski sedimenti
 ± vulkaniti; 3 alpinske granitoidne i metamorfne stijene; 4 ofiolitna zona; 5 paleozojske
 semimetamorfne stijene; 6 hercinske progresivno-metamorfne stijene, migmatiti i granitoidi;
 7 Karpati; 8 dodirno područje sjevernih Dinarida i Panonskog bazena

Fig. 1. Geological sketch-map of the adjoining area of the northernmost Dinarides and
 Pannonian Basin

1 Neogene and Quaternary sediments of the Pannonian Basin; 2 Upper Cretaceous sediments
 ± volcanics rocks; 3 Alpine granitic and metamorphic rocks; 4 Ophiolite zone; 5 Paleozoic
 semimetamorphic rocks; 6 Hercynian progressive metamorphic rocks, migmatites, and grano-
 ids; 7 Carpathians; 8 adjoining area of the northernmost Dinarides and Pannonian Basin

1 nanos rijeke Save; 2 neogen i kvartar; 3 slejtovi i metapješčenjaci s reliktima gornjokrednih
 šejlova, pješčenjaka i vapnenaca; 4 filiti i zeleni škriljavci; 5 gnajsovi i kvarcitični škriljavci;
 6 alpinske A-graniti; 7 predalpinske kristaline stijene; 8 granica; 9 rasjed

1 River Sava sediments; 2 Neogene and Quaternary; 3 slates and metasandstones with relics of
 Upper Cretaceous shales, sandstones, and limestones; 4 phyllites and greenschists; 5 gneisses
 and quartzitic schists; 6 Alpine A-type granites; 7 pre-Alpine crystalline rocks; 8 contact line;
 9 fault



Sl. 2. Shematizirana geološka karta Prosare kompilirana prema podacima Šparice sa suradnicima (1984) i Jovanović & Magaš (1986)
 Fig. 2. Schematized geological map of Mt. Prosara based on data of Šparica et al., (1984) and Jovanović & Magaš (1986)

Međutim, zaključak o regionalnom alpskom metamorfizmu gornjokredno-paleogenih sedimenata sjevernih Dinarida zasad je detaljno dokumentiran samo za područje Motajice (Pamić & Prohić, 1989). Autor je, radeći na Prosari 1976, 1977, 1981, i kasnije 1986. godine (u ekipi M. Šparice), sakupio obilan materijal za petrološku obradu.

Cilj je ovog rada da se da petrološki prikaz alpskih metamorfnih stijena vrlo niskog (anhimetamornog) i niskog (grinšistnog) stupnja metamorfizma, koje se postupno razvijaju iz okolnih gornjokrednih sedimenata, a uz njih i prostorno udruženih predalpskih gnajsgranitnih i amfibolitskih stijena.

Literaturni podaci

Prve preliminarne geološke podatke o Prosari dali su Mojsisovics sa suradnicima (1880) i Pilar (1882). Metamorfne stijene s pojavama granita prikazane su na geološkim kartama Turine (1912) i Katzera (1921). Među škriljancima pretežu gnajs, mikašist, kvarcni škriljavac, uz zeleni škriljavac, škriljavi amfibolit i mramor (Katzner, 1926). Sve je te stijene Varićak (1957) detaljno petrografski obradio; nastale su najvjerojatnije u paleozoiku regionalnim metamorfizmom u P-T uvjetima amfibolitskog i grinšistnog facijesa. Varićak (1957a) je zasebno prikazao i prateće granitne stijene i označio ih kvarcnim porfirima. Miladinović (1966) je također mišljenja da su metamorfne stijene paleozojske starosti i da su u središnjim i sjevernim dijelovima Prosare jače metamorfozirane negoli u istočnim i jugoistočnim dijelovima. Pantić i Jovanović (1970) paleofloristički dokumentiraju gornjokredno-paleogenu starost niskometamorfnih stijena Prosare. Pamić i Injuk (1988) detaljno su geokemijsko-petrološki izučili granitoidne stijene Prosare i uvrstili ih u genetsku grupu A-granita.

Prosara je obuhvaćena Osnovnom geološkom kartom (Šparica et al., 1984 i Jovanović & Magaš, 1986); sve metamorfne stijene uvrštene su u alpski ciklus (gornju kredu) što, međutim, nije adekvatno petrološki dokumentirano.

Osnovni geološki podaci

Prosara se proteže na dužini oko 20 km južno od rijeke Save, na potezu između Bosanske Gradiške i Dubice. Za razliku od susjedne Motajice, ona je znatno niža, s glavnim vrhom Vrištikom (363 m). Jako je pokrivena, rječni tokovi su plitki i vrlo se rijetko nailazi na dobrootvorene profile sa svježim stijenama.

Najveći je dio Prosare izgrađen od metamorfnih stijena koje su isprobijane brojnim, uglavnom malim masama granita (Pamić & Injuk, 1988). Prema ranijim shvaćanjima, metamorfne stijene Prosare predstavljaju geološki jedinstven kompleks predkambrijske (Katzner, 1926), odnosno paleozojske (Varićak, 1957; Miladinović, 1966), odnosno alpske starosti (Pamić, 1977; Šparica et al., 1984; Jovanović & Magaš, 1986). Međutim na Prosari se javljaju stijene dva kronostratigrafski različita granitometamorfna kompleksa (sl. 2).

Najveće rasprostiranje imaju progresivnometaformne stijene vrlo niskog (anhimetamornog) i niskog (grinšistnog) stupnja metamorfizma. U prvim su Pantić i Jovanović (1970) utvrdili gornjokredno-paleogenski polen.

Pored alpskih metamorfnih stijena na Prosari se javlja nekoliko manjih blokova koji su izgrađeni od kataklaziranih i filonitiziranih gnajsgranitnih i amfibolitskih stijena. Te retrogradno izmijenjene stijene jako se razlikuju od okolnih i dominant-

nih alpinskih progresivnometamornih stijena nastalih iz gornjokrednih sedimenata. Sve te pojave gnajsgranita i amfibolita vezane su za rasjedne zone i svakako su starije od stijena okolnog alpskog granitno-metamornog kompleksa.

Petrografski prikaz

Predalpinske granitne i metamorfne stijene

Gnajsgranitne stijene pokazuju dosta velike strukturno-teksturne razlike, uz uglavnom ujednačen mineralni sastav u kojem pretežu kvarc i feldspati (ortoklas, mikroklin, kiselci plagioklas i podređeni pegmatitni prorasli kvarca i alkalijskog feldspata). Još dolaze muskovit, obično u lečasto-vrpčastim nakupinama, mjestimice zajedno s magnetitom, a rijetko i bauerit, nastali na račun primarnog biotita. Rijetke su žilice sekundarnog epidota. Akcesorni sastojci su metalni mineral(i), leukoksen, cirkon i apatit, a samo u jednom izbrusku zapaženo je 5–6 mm veliko zrno zelenog turmalina.

Prema strukturno-teksturnim karakteristikama odvajaju se tri grupe stijena. (1) Kataklažirani graniti imaju očuvanu reliktnu zrnatu strukturu i kataklastični su efekti manje izraženi. (2) Kataklastični gnajsgraniti su jače kataklažirane stijene, s jasno izraženim blastičnim efektima i rjeđe sačuvanim reliktnim zrnatom strukturom. (3) Gnajsovi imaju izraziti metamorfni sklop i najčešće porfiroblastično-okcastu strukturu. U stvari, to su ortognajsovi, primarno intenzivno kataklažirani, a naknadno u potpunosti metamorfno prekrizalizirani.

Neke su od tih stijena u različitim stupnju filonitizirane; u kataklastičnoj cementnoj masi kvarca dolaze i feldspati koji su, manje ili više, sericitizirani.

Amfiboliti i amfibolski škriljanci također su intenzivno kataklažirani i filonitizirani, s reliktnom nematoblastičnom i lepidoblastičnom strukturom i paralelnom teksturom izraženom u folijaciji, lineaciji i lečasto-vrpčastim izdvajanjima.

Primarni mineralni sastav teško se određuje zbog velike izmijenjenosti. Namjesto plagioklasa dolazi zamućeni agregat sericita i klinokoizita. Zelena hornblenda je u različitim stupnju kloritizirana i opacitizirana. Kvarc je sporedan sastojak samo u nekim stijenama, a akcesorno dolaze: opaki mineral(i), leukoksen, apatit i cirkon.

Alpski metamorfni kompleks

Alpinske metamorfne stijene izgrađuju najveći dio Prosare (sl. 2), a za njih je karakteristično da nastaju postupnim metamornim promjenama iz gornjokrednih sedimenata.

Ishodišni gornjokredni sedimenti

Gornjokredne sedimentne stijene imaju malo rasprostriranje i javljaju se samo na južnim padinama Prosare, u slivu Jablanice i Pisarića, a nešto češće južno od Gašnice.

Među gornjokrednim sedimentima pretežu pješčenjaci, šejlovi i vapnenci, obično u vidu tankih, alternirajućih milimetarsko-centimetarskih slojica. Nisu detaljnije

sedimentološki izučavani, a prema najnovijim podacima (Šparica, usmeno saop.), u njima je utvrđen gornjokredni nanoplankton.

Mala masa ofitskog bazalta utvrđena je samo u slivu Jablanice.

Sve te stijene predstavljaju dijelove prostrane zone gornjokredno-paleogenih flišnih sedimenata koji se protežu najsjevernijim dijelovima Dinarida, južno od Save, a starost im je paleontološki dokumentirana na brojnim mjestima (Jelaska, 1978).

Alpinske metamorfne stijene

Postupnost metamorfnih promjena iz ishodišnih klastičnih, karbonatnih i piroklastično-silicijskih stijena izražava se u vidu određenih petrografskih sljedova.

Pješčenjak → *metapješčenjak* → *škriljavi metapješčenjak* → *kvarc-tinčevi škriljavec* → *gnajs*. Stijene tog slijeda imaju na Prosari podređenu zastupljenost.

Ishodišni polimiktni pješčenjaci pokazuju dosta velike razlike u sastavu, strukturi i teksturi. U detritusu izrazito prevladava angularni do subangularni kvarc, često s undulatornim potamnjem (metamorfna provinijencija), uz manje feldspata (kiseli plagioklas preteže nad ortoklasom, a sasvim su podređeni mikropertitni proraslaci), muskovita (često s izuvijanim trasama kalavosti) i odlomaka stijena (pretežno kvarcit). Među akcesornim sastojcima najčešći su metalni mineral(i) i turmalin, a sasvim su količinski podređeni apatit, epidot i titanit, odnosno leukoksen.

U matriksu pješčenjaka pretežu kalcit, kvarc i ilit, a podređeniji su klorit i hematit.

Struktura pješčenjaka je psamitna. Veći je dio malo do umjereno sortiran, s veličinom zrna od 0,05 do 1,5 mm, dok je manji dio dosta dobro sortiran, srednjozrnat, s veličinom zrna od 0,1 do 0,5 mm. Tekstura je masivna.

Metamorfne promjene u uvjetima vrlo niskog stupnja metamorfizma odražavaju se u matriksu u rekristalizaciji kvarcnih i kalcitnih zrna i ilitnih listića (metapješčenjaci). Pri povećanom stupnju metamorfizma, uz rekristalizaciju kalcita i kvarca, muskovit i klorit matriksa se nakupljaju u lećaste i lećasto-vrpčaste nakupine (škriljavi metapješčenjaci). Detritarni sastojci pri početnom metamorfizmu praktički ne pokazuju nikakve rekristalizacijske efekte, dok se njegovim povećanjem očituje postupno sve veća tendencija aglomeriranja u okcaste i lećaste nakupine, tako da postupno nestaje razlike između mezostazisa i blastoklasta. Pri tom niskom stupnju metamorfizma stijene prelaze u kalcit-muskovit-kvarcne škriljavce, muskovit-klorit-kvarcne škriljavce, a rijetko, kad sadrže povećanu količinu feldspata, u gnajsoide metapješčenjake pa i u prave gnjasove.

Šejl → *slejt* → *filit*. I stijene ovog slijeda nisu česte na Prosari. Ishodišni šejl, makroskopski obično tamnosive boje, ima siltnopelitnu strukturu, često sa slabom izraženom lineacijom. Siltna čestica su kvarc, uz količinski podređen muskovit i sasvim malo feldspata, dok se dominantna pelitna masa sastoji od ilita, izmiješanog s kvarcom, mikritnim kalcitom, i organskom supstancom.

Metamorfne promjene šejla u uvjetima vrlo niskog stupnja metamorfizma odražavaju se samo u strukturno-teksturnim promjenama; postupno se povećava veličina zrna sa slabom tendencijom lećastog agregiranja tinjaca i sve izraženijom folijacijom, tako da stijena postupno zadobiva blastosiltnu strukturu (slejt). Deformacijski efekti se manifestiraju u plisiranju, mikrobiranju i klivažiranju i oni su sve izraženiji s udaljavanjem od kontakta s ishodišnim gornjokrednim sedimentima. Tu, u uvjetima niskog stupnja metamorfizma, nastaju filiti od kojih se, uz spomenute deformacije, još zapaža transpozicija folijacije po klivažu aksijalne površine. Filiti imaju bolje

organiziran metamorfni sklop – struktura im postaje postupno lepidoblastična, a tekstura izrazito paralelna, najčešće kompozicijski ili modalno vrpčasta. U mineralnom sastavu, uz kvarc i muskovit, pojavljuje se i klorit, rijetko kao porfiroblast, a obično u vidu rekristaliziranih vrpce obogaćenih kvarcom.

Vapnenac→*rekristalizirani vapnenac*→*mramor*. Ishodišni gornjokredni vapnenci (često kao milimetarske alternacije s pješčenjacima i šejlovima) predstavljeni su mikritnim i mikrosparitnim varijetetima koji gotovo redovito sadrže psamitno-siltne primjese kvarca, muskovita, feldspata i klorita.

Vapnencima se u uvjetima vrlo niskog stupnja metamorfizma postupno povećava veličina zrna na 0,05 do 0,1 mm i prelaze u rekristalizirane vapnence i sitnozrne mramore. U uvjetima niskog stupnja metamorfizma još se više povećava veličina zrna (do 0,5 mm) i prelaze u tipske mramore, koji se proslojavaju s filitima i škrljavim metapješčenjacima, i tad zadobivaju jasnu paralelnu teksturu (lečasto nakupljanje siltnopsamitnih čestica i lineacija kalcita). Mramori se rijetko pojavljuju u metarsko-dekametarskim tijelima i tad imaju masivnu teksturu.

Metabazalt→*zeleni škrljavac*. Dosta se često nailazi na zelene škrljavce s reliktnom ofitnom strukturom. Obično su to dekametarsko-hektametarska tijela konformno uložena u paraškrljajcima.

Zeleni škrljavci imaju lepidoblastičnu i nematolepidoblastičnu strukturu, obično sitnozrnatu (0,05 do 0,2 mm), rjeđe srednjozrnatu (0,5 do 1,5 mm), a rijetko su porfiroblastični. Tekstura je paralelna i izražena obično u folijaciji.

Među zelenim škrljajcima najčešće su dvije mineralne parageneze: (1) albit + klorit + epidot ± muskovit ± kvarc i (2) aktinolit + albit (do oligoklas) + epidot ± klorit ± muskovit ± kvarc.

Rožnjak (tufogen i malo glinoviti)→*metarožnjak*→*kvarcni (kvarcitični) škrljavac* ± klorit ± albit ± muskovit ± biotit. Ishodišni rožnjak dosad nije zapažen u nematomorfiziranim gornjokrednim sedimentima. No u slejtovima se nailazi, doduše rijetko, na milimetarsko-centimetarske proslojke metarožnjaka. To su stijene u kojima se iz mase kriptokristalnog i mikrokristalnog kvarca izdvajaju lečasti agregati sericita i klorita, vjerojatno nastali na račun hematitno-glinovitih primjesa u ishodišnom rožnjaku. Podređeni su iskidani fragmenti alkalijskog feldspata i kvarca tufogenog porijekla.

Metamorfizirane tufogene silicijske stijene imaju obično ili granoblastičnu (kad sadrže ekstremno mnogo kvarca) ili granolepidoblastičnu strukturu (povećan sadržaj listićavih minerala). Struktura je jako sitnozrnata (0,02 do 0,2 mm), a tekstura paralelna i izražena u folijaciji ili lečasto-vrpčastim izdvajanjima (kad je više listićavih minerala).

Bitni mineral je kvarc, uz sporedan muskovit i biotit, koji je u različitom stupnju kloritiziran ili vermikulitiziran, te alkalijski feldspat, obično albit; sasvim su podređeni epidot i kalcit. Među akcesornim sastojcima naročito je čest metalni mineral (u nekim stijenama ga ima 4–5 %), uz titanit i cirkon.

Razlikuju se dvije grupe stijena: (1) u kojima je kvarc jedini bitni sastojak (muskovit-kvarcitični i biotit-kvarcitični škrljavci) i (2) u kojima kvarc nije jedini bitni sastojak (muskovit-klorit-epidot-kvarcni škrljavci; epidot-muskovit-albit-kvarcni škrljavci, kalcit-biotit-kvarcni škrljavci).

Jako tufogeni glinoviti rožnjak→*metarožnjak*→*porfiroblastični gnajs*. Uz prikazane kvarcne, odnosno kvarcitične škrljavce, stijene ovog slijeda najčešće nalazimo na Prosari.

Gnajsovi imaju porfiroblastičnu strukturu, s promjenljivim odnosom porfirobla-

sta i mezostazisa. Veličina porfiroblasta je oko 2 mm, a zrna u mezostazisu do 0,5 mm. Struktura je izrazito paralelna-lečasta, kompozicijski i modalno vrpčasta, s folijacijom, rijetko i lineacijom. Često su plisirani, mikroborani i krenulirani, s jasnim klivažom aksijalne površine duž kojeg se vrši transpozicija folijacije.

Mineralna parageneza je, u osnovi, ista kao i u prikazanim kvarcnim škriljavcima, no ovdje s nešto drukčijim modalnim odnosima. Naime, tinjci (podjednako česti muskovit i biotit) su podređeniji, a alkalijski feldspati su bitni minerali. I ovdje dolazi povećana količina metalnog minerala, a među akcesorijama još se javljaju cirkon, apatit, turmalin, granat i leukoksen; u nekim uzorcima dolazi podređeno sekundarni ankerit.

Porfiroblastični gnajsovi su po mineralnom sastavu najčešće dvotinjčasti, a od podređenijih jednotinjčastih češći su muskovitni od biotitnih varijeteta.

U nekim porfiroblastičnim gnajsovima dolazi povećana količina lečastih i vrpčastih agregata sericita. U njima se ne zapažaju nikakvi kataklastični efekti, a porfiroblasti feldspata su im svježiji zbog čega se ove sericitizirane stijene ne mogu vezati za proces filonitizacije. Vjerojatnije je da su sericitne vrpce nastale na račun primarnih glinovitih proslojaka koji su se javljali u primarnim tufogenim rožnjacima.

Tuf → metatuf → lepidogranoblastični gnajls. Stijene tog slijeda se rijetko susreću na Prosari.

Struktura ovih gnajsova je lepidoblastična, s veličinom zrna oko 0,2–0,3 mm. Primarno su to vjerojatno bili tufovi s dominantnim staklom, koje je rekristalizirano u lepidoblastičnu masu, i sasvim podređenim kristalnim detritusom koji je sad predstavljen rijetkim porfiroblastima.

Inače ovi paragnajsovi imaju identičnu mineralnu paragenezu kao i prikazani porfiroblastični gnajsovi s kojima se i proslojavaju.

Diskusija

Prikazani podaci pokazuju da se na Prosari javljaju stijene dva jasno različita granitno-metamorfna kompleksa. Mnogo manju površinu pokrivaju gnajsgnaniti i amfiboliti, koji su nastali u P-T uvjetima amfibolitnog facijesa i naknadno kataklazirani i filonitizirani. Oni se po svom sastavu, strukturi i teksturi mogu pozitivno korelirati s odgovarajućim stijenama iz kristalinog kompleksa slavonskih planina u kojem se karakteristično pojavljuju, između ostalog, kataklazirani graniti i amfiboliti, također često filonitizirani (Marčić, 1973; Jamičić, 1983). Taj kompleks je bio metamorfoziran u P-T uvjetima amfibolitnog facijesa za vrijeme hercinske orogeneze (Pamić et al., 1988). Ova korelacija dozvoljava pretpostavku da su kataklazirani i filonitizirani gnajsgnaniti i amfiboliti Prosare vjerojatno hercinske starosti.

Dominantne alpske metamorfne stijene sasvim su drukčijih petroloških karakteristika i nastale su u P-T uvjetima vrlo niskog (anhimetamorfnog) i niskog (grinšistnog) stupnja metamorfizma. Prikazani petrološki podaci dokazuju da su one nastale regionalnim metamorfizmom iz okolnih gornjokrednih sedimenata. Ovaj se metamorfizam može vezati za deformacijske procese koji su se odigrali za vrijeme pirinejske faze. Metamorfne stijene Prosare mogu se korelirati sa susjednom Motajicom gdje su gornjokredni sedimenti također progresivno metamorfozirani, no u još širem intervalu P-T uvjeta od vrlo niskog preko niskog do umjerenog stupnja metamorfizma (Pamić & Prohić, 1989). Najnoviji podaci Rb-Sr određivanja pokazuju da je starost pratećeg granitnog plutonizma 47 milijuna godina, a te su starosti i granitne stijene Prosare (Pamić & Lanphere, 1991).

No u ovoj korelaciji postoji prividni nesklad. Naime, među stijenama vrlo niskog i niskog stupnja metamorfizma na Motajici izrazito pretežu metapsamiti i metapeliti, koji se postupno razvijaju iz gornjokrednih sedimenata. Na Prosari, međutim, među metamorfiziranim izrazito dominiraju kvarcni, odnosno kvarcitični škriljanci i gnajsovi koji vuku porijeklo iz tufogenih rožnjaka i tufova koji nisu dosad zapaženi u sačuvanim zonama nemetamorfoziranih gornjokrednih sedimenata. No tufovi se, inače, često javljaju na brojnim drugim mjestima unutar gornjokredno-paleogenih sedimenata sjevernih Dinarida (Pamić & Jelaska, 1975).

Alpinski granitno-metamorfni kompleks Prosare je dio zone Prosara-Motajica-Cer-Bukulja sjevernih Dinarida u kojoj se karakteristično pojavljuju alpinski graniti i metamorfiti, a i gornjokredno-paleogene flišne tvorevine i tercijarni vulkaniti. Navedene stijene možemo shvatiti kao relikte drevnog magmatskog luka, odnosno subdukcijske zone duž koje se vršila konzumacija mezozojske oceanske kore dinaridskog dijela Tetisa (Pamić, 1977 i 1987). Takav geotektonski okoliš, u kojem se odigravao i intenzivni alpinski granitni plutonizam, mogao je generirati energetski fluks koji je uvjetovao regionalni metamorfizam stijena jednog dijela gornjokredno-paleogenog flišnog kompleksa.

Vrlo je teško objasniti zajedničko pojavljivanje alpskih i hercinskih kristalinih stijena na Prosari! Budući da su sve pojave hercinskih gnajsgnanita i amfibolita vezane za rasjede, to se onda može pretpostaviti da su dominantne alpinske metamorfne stijene horizontalno transportirane u smjeru sjevera, jednako kao i susjedni motajički alpinski kristalini kompleks (Varićak, 1966), i dalje se navlačile na stijene starijeg hercinskog granitno-metamornog kompleksa, koje su mogle da izbiju duž mladih neotektonskih rasjeda iz podloge i tako dođu u današnji strukturni plan Prosare, odnosno sjevernih Dinarida.

Alpine and pre-Alpine metamorphic rocks from Prosara Mt. in northern Bosnia, Yugoslavia

Two different granite-metamorphic complexes occur in Prosara Mt. which is included in the Prosara-Motajica-Cer-Bukulja zone of the northernmost Dinarides characterized by Alpine granites and metamorphic rocks (Fig. 1). Rocks of the older complex, which make up small blocks being in tectonic contact with the predominant Alpine metamorphic rocks, can be correlated with corresponding Hercynian crystalline rocks of the adjacent Slavonian Mts. They are represented mostly by cataclastic and phyllonitized gneissgranites and amphibolites (Fig. 2).

Predominant Alpine metamorphic rocks, which are invaded by small bodies of A-granites, were formed under low- and very low-grade metamorphism from surrounding Upper Cretaceous sediments. Gradational changes can be traced in the following rock successions: (1) sandstone→metasandstone→schistose metasandstone→quartz-mica schists; (2) shale→slate→phyllite; (3) limestone→recrystallized limestone→marble; (4) metabasalt→greenschist; (5) clayish chert→metachert→quartz schist±chlorite±albite±biotite±muscovite, and (6) tuffaceous chert→metachert→gneiss.

Upper Cretaceous age both of original sediments and low-grade metamorphic rocks is supported by microfossils.

Alpine metamorphic processes took place during the Pyrenean phase along a presumed subduction zone whose relics are represented by the exposures of Alpine granitoids and metamorphic rocks of the Prosara-Motajica-Cer-Bukulja zone of the northern Dinarides (Pamić, 1987).

Literatura

- Dimitrijević, M. 1982, Dinaridi-jedan pogled na tektoniku. *Zav. geol. geofiz. istr.*, 11, 113-147, Beograd.
- Herak, M. 1986, A new concept of geotectonics of Yugoslavia. *Acta geol.*, 16(1), 1-42, Zagreb.
- Jamičić, D. 1983, Strukturni sklop metamorfnih stijena Krndije i južnih padina Papuka. *Geol. vjesn.*, 36, 51-72, Zagreb.
- Jelaska, V. 1978, Stratigrafski i sedimentološki odnosi senonsko-paleogenskog fliša šireg područja Trebovca (sjeverna Bosna). *Geol. vjesn.*, 30, 95-118, Zagreb.
- Jovanović, Č. & Magaš, N. 1986, Tumač za Osnovnu geološku kartu SFRJ 1:100.000, list Kostajnica. 50 p., Sav. geol. zavod, Beograd.
- Katzer, F. 1921, Geologische Uebersichtskarte von Bosnien-Herzegovina, Drittes Sechstelblatt: Banjaluka. Wien.
- Katzer, F. 1926, Geologija Bosne i Hercegovine. 520 p. Sarajevo.
- Marci, V. 1973, Geneza granitnih stijena Psunja. *Acta geol.*, 7, 195-231, Zagreb.
- Miladinović, M. 1966, O nekim problemima geologije i tektonike severnog dela Bosanske krajine. *Geol. glas.*, 11, 313-345, Sarajevo.
- Mojšisovics, E., Tietze, E. & Bittner, A. 1880, Grundlinien der Geologie von Bosnien und der Herzegovina. *Jahrb. Geol. R. A.*, 30, Wien.
- Pamić, J. 1977, Alpinski magmatsko-metamorfni procesi i njihovi produkti kao indikatori geološke evolucije terena sjeverne Bosne. *Geol. glas.*, 22, 257-292, Sarajevo.
- Pamić, J. 1987, 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. & Jelaska, V. 1975, Pojave vulkanogeno-sedimentnih tvorevina gornje krede i ofiolitnog melanza u sjevernoj Bosni. II. god. skup. Znan. savj. za naftu JAZU, A, 5, 109-117, Zagreb.
- Pamić, J. & Injuk, J. 1988, Alpinske granitoidne stijene Prosare u sjevernoj Bosni. *Zem. muz. BiH, Zbor. ref.*, 93-103, Sarajevo.
- Pamić, J. & Prohić, E. 1989, Novi prilog petrološkom poznavanju magmatskih i metamorfnih stijena Motajice. *Geol. glas.*, 13, 145-177, Titograd.
- Pamić, J., Lanphere, M. & McKee, E. 1988, Radiometric ages of metamorphic and associated igneous rocks of the Slavonian Mts. in southern part of the Pannonian Basin. *Acta geol.*, 18, 13-39, Zagreb.
- Pamić, J. & Lanphere, M. 1991, Alpine A-type granites from the collisional area of the northernmost Dinarides and Pannonian basin, Yugoslavia. *Neues Jahrb. Miner. Abh.*, (u štampi), Stuttgart.
- Pantić, N. & Jovanović, O. 1970, O starosti »azoika« ili »paleozojskih škrljaca« na Motajici na osnovu mikroflorističkih podataka. *Geol. glasn.*, 14 190-214, Sarajevo.
- Pilar, Đ. 1882, Geološka opažanja u zapadnoj Bosni. *Rad JAZU*, 61, 1-68, Zagreb.
- Šparica, M., Buzaljko, R. i Jovanović, Č. 1984, Tumač za Osnovnu geološku kartu SFRJ 1:100.000, list Nova Gradiška. 54, p., Sav. geol. zavod, Beograd.
- Turina, I. 1912, Geološka karta listova Slavonska Gradiška-Orahovac. Sarajevo.
- Varićak, D. 1957, Metamorfne stene Prosare i njihova pripadnost facijama metamorfita. *Zapis. Srp. geol. druš. za 1956.*, 31-38, Beograd.
- Varićak, D. 1957a, Kvarcporfiri planine Prosare (Bosna). *Geol. glas.*, 1, 199-206, Titograd.
- Varićak, D. 1966, Petrološka studija motajičkog granitnog masiva. *Pos. izd. Geol. glas.*, knj. 9, 1-170, Sarajevo.

UDK 550.36(497.12)=863

Geotermične raziskave v Sloveniji

Geothermal investigations in Slovenia

Danilo Ravnik

Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Za ozemlje Republike Slovenije sta opisani metodologija in rezultati geotermičnih raziskav na osnovi meritev v 72 vrtinah. Podatki o geotermičnih količinah: formacijski temperaturi, toplotni prevodnosti in radiogeni produkciji toplote kamenin kakor tudi o gostoti toplotnega toka, so zbrani v računalniško vodeni bazi podatkov. Njihovo sintezo podajata karta formacijskih temperatur v globini 1000 m in karta gostote površinskega toplotnega toka. Na obeh kartah je jasno izražena termična različnost Panonskega bazena na vzhodnem in Dinaridov na zahodnem delu Slovenije. Približno na meji med obema tektonskima enotama so na razdalji okoli 100 km v smeri SW-NE ugotovljene povišane vrednosti horizontalnih gradientov formacijske temperature in gostote toplotnega toka. V Ljubljanski kotlini je opazna manjša pozitivna toplotna anomalija.

Nizkotemperaturni geotermični viri v Sloveniji, kot so topli vrelci in topla voda, odkrita z vrtinami, imajo izdatnost 1120 kg/s. To ustreza idealno izkoristljivi toplotni moči 144 MW_t. Na geotermično perspektivnih območjih s površino 3200 km² cenimo dosegljivo toplotno energijo do globine 3000 m na okoli $8,5 \cdot 10^{20}$ J.

Abstract

The paper presents the methodology and the results of geothermal investigations, based on seventy-two boreholes in the territory of the Republic of Slovenia. The data of fundamental geothermal quantities: formation temperature, thermal conductivity, and radiogenic heat production of rocks as well as surface heat flow density are stored in a computerized data base. Their synthesis is given in the map of formation temperatures at 1000 m depth and in the map of surface heat flow density. In both maps the thermal difference between the Pannonian basin in the eastern and the Dinarides in the western part of Slovenia is clearly expressed. However, in the boundary area between these two tectonic units, for a distance of about 100 km in SW-NE direction, elevated horizontal gradients of formation temperature as well as heat flow density are evident. A small positive thermal anomaly in the Ljubljana depression is conspicuous.

The low-temperature geothermal resources in Slovenia such as thermal springs and thermal water from boreholes, are estimated to have a flow rate of 1120 kg/s, corresponding to the ideal total heat production of 144 MW_t. In the geothermally promising areas amounting to 3200 km² the rate of accessible resource base (ARB) down to the depth of 3 km has been assessed to about 8.5×10^{20} J.

Uvod

Večina znanih mineralnih in energetskih surovin se nahaja v sedaj dostopnih nekaj kilometrih zgornjega dela Zemljine skorje. Njihov nastanek je bil pogojen tudi s toploto, z njeno velikostjo, trajanjem in z načinom segrevanja. Ena od energetskih surovin je že sama toplota Zemlje, to je toplota njenih kamenin in fluidov. Energetski potencial, ki obstaja zaradi velike temperaturne razlike med notranjimi deli planeta in njegovo površino, po svoji velikosti teoretično daleč prekaša vse obstoječe konvencionalne vire. Izkoriščanje geotermične energije poleg nekaterih tehničnih težav omejujejo nizka toplotna prevodnost in difuzivnost kamenin ter njihova neenakomerna poroznost in prepustnost za fluide kot prenašalce toplote na površje. Kljub temu je razpoložljiva energija še vedno ogromna.

Geotermična energija je sedanjim energetskim izvorom po stroških podobna, ni pa jim konkurenčna po količini. Da bi to dosegla, mora postati povsod dosegljiva. Za to je najprej potrebno rešiti problem njenega pridobivanja iz kamenin pod površjem Zemlje in ugotoviti njene rezerve. Načini neposredne kot posredne uporabe pa so danes že itak dobro razviti.

Geotermična energija se v najbolj kvalitetni obliki pojavlja v visokotemperaturnih rezervoarjih fluidov (150 do 350°C) na ozemljih, ki so vedno v bližini mladih geoloških struktur ali na območjih recentnega vulkanizma. To vrsto Zemljine toplote lahko spremenimo v elektriko kot najbolj uporabno obliko energije. Na svetu je takih sistemov malo in v globalni energetski bilanci niso pomembni, vendar odpade skoraj polovica danes uporabljene geotermične energije prav nanje.

Visokim temperaturam in veliki razprostranjenosti ustrezajo samo geotermični sistemi suhe vroče kamenine (Hot Dry Rock = HDR). To so več kilometrov pod površino ležeče vroče, kompaktne in zato suhe kamenine. Po umetnem frakturiranju vanje vtiskavamo površinsko vodo, ki se tam segreje ali v pari in se vrača na površje. Kot alternativni vir energije so sistemi HDR bodočnost geotermične energije. Vendar je realizacija projekta HDR še na stopnji eksperimentiranja.

Širše so uporabljani nizkotemperaturni viri geotermične energije (<150°C), ki služijo predvsem neposredni uporabi, to je za ogrevanje, sušenje, v balneologiji in rekreaciji ter v raznih tehnoloških procesih. V to skupino spadajo tudi vsa geotermična nahajališča v Sloveniji. Cilj raziskav je oceniti toplotno vrednost virov in rezerv geotermične energije. To dosežemo z zbiranjem osnovnih podatkov in z njihovo sintezo v ustreznih konceptualnih modelih geotermičnih sistemov.

V geotermičnem izrazoslovju so geotermični viri (resources) po McKelveyevem diagramu označeni kot tisti deli geotermične energije, ki jih bo verjetno lahko legalno in ekonomsko pridobivati v nekem določenem času v bližnji bodočnosti (Muffler & Cataldi, 1987; Haenel & Staroste, 1988). Geotermične zaloge ali rezerve (reserves) pa so oni del geotermičnih virov, ki jih lahko legalno in ekonomsko pridobivamo že sedaj. Rezerve razlikujemo še po njihovi geološki zanesljivosti v dokazane (z vrtnjem), verjetne (po geoloških, geofizikalnih in/ali geokemičnih raziskavah) in v možne (samo po geoloških raziskavah).

V zadnjih tridesetih letih se je obseg geotermičnih raziskav v svetu znatno povečal. Uporaba fosilnih goriv kot virov energije in surovin za industrijo globalno onesnažuje človekovo okolje. Posledice so zastrupljene površinske vode in zrak, kisel dež, pojavljajo pa se že tudi znaki povečanega učinka rastlinjaka na klimo. Vedno realnejše so napovedi o zmanjševanju rezerv fosilnih virov energije. Razen tega je zaradi političnih trenj v svetu motena oskrba z njimi. Vse to pospešuje iskanje

alternativnih virov energije. Vendar danes samo jedrska energija opravičuje ta naziv, vse drugo so le aditivne energije, med njimi tudi geotermična. Zanimanje za geotermično energijo pa se je v zadnjem desetletju pojavilo tudi pri nas.

Geotermične raziskave v Sloveniji so se pričele s hidrogeološkimi študijami, ki so obravnavale tople izvire predvsem za potrebe balneologije, v manjši meri rekreacije. Izvajal jih je Geološki zavod Ljubljana. V zadnjih 40 letih se je tako nabralo veliko podatkov, ki jih uporabljamo tudi v geotermiji.

Hidrologi so pri svojih raziskavah toplih vrelcev upoštevali temperaturo vode, navadno v izviru ali na ustju vrtine, izdatnost in kemizem vode, tlake in druge hidrološke parametre. Kmalu so pri raziskavah začeli uporabljati tudi geofizikalne metode. To sta bili v prvi vrsti geoelektrika in karotaža. Geofizikalne metode so služile za ekstrapolacijo hidrogeoloških podatkov, znanih na površini ali v vrtninah, včasih tudi za prospekcijsko strukturo, ki so pomembne za gibanje ali akumulacijo podzemne vode.

V obdobju 1970–1980 so bile opravljene sistematične raziskave večjih predelov Slovenije. Uporabljali so vse dejavnosti, ki lahko pomagajo pri preiskavah geotermičnih sistemov, v katerih bi se lahko nahajali geotermični rezervoarji. Pri raziskavah so bili udeleženi geologi, hidrologi in geofiziki (Nosan, 1973; Lapajne et al., 1975, 1976, 1977, 1979; Drobne et al., 1979, 1980).

Prve kompleksne geotermične raziskave je Geološki zavod izvedel na geotermičnih anomalijah v Kočanski kotlini v Makedoniji med leti 1977 in 1982 (Ravnik, 1980a, 1982a, c; Verbovšek & Premru, 1980; Verbovšek, 1984). Obsegale so geološke, hidrogeološke, geokemične in geofizikalne metode. Posebno pri zadnjih smo poleg konvencionalnih geofizikalnih prospekcijskih metod (geoelektrika, gravitacija, magnetizem, termometrija plitvih vrtin, plitva in globoka seizmika ter karotaža) prvič začeli določati osnovne geotermične količine: formacijsko temperaturo, toplotno prevodnost in radiogeno toploto kamenin ter gostoto toplotnega toka. Hidrogeologi pa so prav tako prvič uvedli geokemično termometrijo termalnih voda (Na-K, Na-K-Ca in Na-Li).

Kasneje smo z geotermičnimi raziskavami nadaljevali, vendar na manjših objektih; istočasno smo pripravljali načrt raziskav, ki je bil uporabljen pri zbiranju podatkov za sestavo geotermičnih kart Slovenije (Ravnik, 1980b, 1982b, 1985; Ravnik & Uran, 1984).

V letih 1987–1989 je bila na Geološkem zavodu izdelana kompilacija dotedanjih geotermičnih podatkov za vso Jugoslavijo. Sestavljale so jo karte formacijskih temperatur v raznih globinah, karta gostote toplotnega toka in karta potencialnih nizkoentalpijskih območij. Pri izdelavi so sodelovali tudi predstavniki republik Hrvaške, Srbije, Bosne in Hercegovine ter AP Vojvodine (Ravnik et al., 1987). To je bil prispevek Jugoslavije za Geotermični atlas Evrope, ki bo predvidoma izšel leta 1991 v Z.R. Nemčiji. Vzporedno s to nalogo so potekale tudi priprave za izdelavo geotermičnih kart Slovenije. Rezultat sta bili karta temperatur v globini 1000 m in karta gostote toplotnega toka (Ravnik & Rajver, 1990). Podatke smo dobili iz 50 geotermično obdelanih vrtin. Istočasno pa je bil sestavljen računalniški program za bazo geotermičnih podatkov.

Gibanje podzemne vode, litološke in tektonske značilnosti, relief površja kakor tudi lokalni izvori in ponori toplote znatno spremenijo toplotno polje. Našteti vplivi so največji predvsem v zgornjem delu skorje, torej tam, kjer se lahko nahajajo tudi za današnjo tehniko dosegljive kamenine s povišano temperaturo. Če želimo dobiti informacije iz globljih delov skorje ali iz zgornjega dela plašča, moramo upoštevati

vse te motilne vplive. Razen izpolnitve pogojev toplotnega ravnovesja v vrtninah, v katerih določamo geotermične parametre, drugih motenj doslej nismo upoštevali. Nekorigirani merski podatki lahko nosijo v sebi za uporabno geotermijo koristne podatke. Uporaba korekcij namreč večkrat temelji na podmenah, pri čemer lahko napravimo napake, ki so večje od samih motenj.

Toplotno polje Zemlje definiramo v glavnem z dvema osnovnima toplotnima količinama: s formacijsko temperaturo in z gostoto toplotnega toka, redkeje z geotermičnim gradientom. Obe količini sta ključni v znanostih o Zemlji, praktično pa sta koristni pri rudarjenju mineralnih in energetskih surovin, v hidrogeologiji in posebno v geotermiji.

Gostota geotermičnih lokacij ni enakomerna in bo tako ostalo tudi v bodoče. Iz goratih predelov Slovenije ni podatkov, prav tako ni dosti boljše na kraških območjih. To pomanjkljivost je treba nadomestiti z ekstrapolacijo podatkov ali pa podatke oceniti posredno z raznimi geološkimi in geofizikalnimi raziskavami. Takega ozemlja je v Sloveniji najmanj tretjina.

Kljub neenakomerni gostoti, različnim globlinam vrtnin ter spremenljivi kvaliteti izmerjenih podatkov smo za Slovenijo sestavili karto formacijske temperature v globini 1000 m in karto gostote toplotnega toka. Za sestavljanje geotermičnih kart smo uporabili podatke z 72 lokacij na okoli 3200 km², kar ustreza 16 % celotne površine Slovenije.

Metodologija geotermičnih raziskav

Metodologija geotermičnih raziskav je v osnovnih načelih dobro znana. Treba pa jo je prilagoditi geološkemu okolju in raznim geotermičnim sistemom. Lotevamo se jih različno za sedimentacijske bazene ali za vulkanogena območja, kjer se lahko pojavljajo konvekcijski ali kondukcijski sistemi. Zato moramo razložiti naš način raziskav in obdelave, sicer objektivno ovrednotenje rezultatov ni možno in je primerjava s podobnimi raziskavami na sosednjih ozemljih dokaj težavna.

Geotermične raziskave za ekonomske potrebe segajo nekaj kilometrov globoko pod površino. Zato so tudi karte geotermičnih količin v glavnem izdelane le do globine 3 ali 5 km. V teh globinah se na mnogih krajih na Zemlji že lahko nahajajo vroče kamenine, ki predstavljajo ekonomsko pomembne vire energije.

Nosilec geotermične energije so kamenine, njen prenosnik pa tekočine v njih (magma, voda, plini). Pomembni sta le voda in njena para. Vendar toplotne energije pod površino ne moremo izkoriščati, temveč jo moramo transportirati na površje. Tam jo lahko uporabimo neposredno za ogrevanje ali pa jo spremenimo v drugo obliko energije. Pretežni del tekočin je v Zemljini skorji mobilnih. Če je kamenina prepustna, so tekočine gibljive predvsem zaradi tlačnih ali temperaturnih gradientov. Gibanje pa jim lahko vsilimo tudi s črpanjem. Zaradi visoke specifične toplotne kapacitete vode in njene pare ter nizke toplotne prevodnosti kamenin, v katerih se tekočine nahajajo, ohranjajo tekočine svojo prvotno temperaturo tudi med gibanjem in s tem prenašajo toploto med temperaturno različnimi območji.

Ker je geotermična energija po svojem bistvu prehodna energija, je potreben dovolj velik temperaturni gradient, da so doseženi kar najboljši parametri za ekonomsko delovanje sistema. Večina danes izkoriščanih geotermičnih sistemov je v globinah, ki ne presegajo 3 km, vendar se bo v bodočnosti ta globina povečala vsaj še za enkrat.

Osnovni geotermični parametri

Prenos toplotne energije je v Zemlji predvsem konduktiven. Izražata ga Fourierova zakona prevajanja (Carslaw & Jaeger, 1959; Kappelmeyer & Haenel, 1974):

$$q = -K \text{ grad } T = -K \nabla T \text{ in} \quad (1)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{K}{\rho c} \Delta T + \frac{H}{\rho c} = \kappa \left(\Delta T + \frac{H}{K} \right) \quad (2)$$

q = gostota toplotnega toka (W/m^2)

K = toplotna prevodnost kamenin ($\text{W/m} \cdot \text{K}$)

T = temperatura ($^{\circ}\text{C}$ ali K)

ρ = gostota kamenin (kg/m^3)

t = čas (s)

H = radiogena produkcija toplote kamenin (W/m^3)

c = specifična toplota ($\text{J/kg} \cdot \text{K}$)

κ = $K/\rho c$, koeficient difuzivnosti ali temperaturna prevodnost (m^2/s)

Δ = Laplaceov operator, $\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$

∇ = operator nabra, $\frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}$

Ker je običajno sprememba temperature v horizontalni smeri majhna, lahko privzamemo, da sta v tej smeri temperaturni gradient kakor tudi njegov odvod enaka ničli. Te poenostavitve so upoštevane v vseh nadaljnjih enačbah. Zato je kot gostota toplotnega toka q (GTT) mišljena le njena komponenta v vertikalni smeri. Opuščen je tudi negativni predznak za GTT.

Po prvi enačbi je energetska vrednost konduktivno prenesene toplote v določenem globinskem odseku Δz podana z izrazom:

$$q = K \frac{\Delta T}{\Delta z} = KG \quad (3)$$

$G = \frac{\Delta T}{\Delta z}$, temperaturni ali geotermični gradient

Δ = majhna vrednost ali razlika

V geotermiji in geodinamiki je gostota toplotnega toka ključnega pomena. Njena vrednost je majhna ($< 0,1 \text{ W/m}^2$). Velika je le na območjih visokotemperaturnih geotermičnih nahajališč. Za praktično uporabo navedeni energijski tok nima nobenega pomena, vendar v dolgih geoloških obdobjih in v primernih kameninah lahko povzroči nastanek geotermičnega sistema. Gostota toplotnega toka je tudi eden od indikatorjev termične perspektivnosti ozemlja. S tem v zvezi je za vsak geotermični sistem v eksploataciji pomembno obnavljanje toplotne energije njegovega rezervoarja. Če domnevamo samo konduktivni način prenosa energije, je v najbolj ugodnem primeru optimalne eksploatacije in reinjiciranja čas obnovitve velikostnega reda več deset tisoč let, torej je praktično neobnovljiv (Ungemach, 1988).

Poleg konduktivnega prenosa toplote je pomembna tudi konvektivno prenesena toplota (Haenel et al., 1988):

$$q_{\text{konv}} = \rho_v c_v v_f \Delta T \quad (4)$$

ρ_v in c_v = vrednosti gostote in specifične toplote za vodo
 v_f = Darcyjeva ali filtracijska hitrost

Iz druge Fourierove enačbe dobimo pri pogoju nestacionarnosti $\partial T / \partial t = 0$ Poissonovo enačbo:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = -\frac{H}{K} \quad (5)$$

Njena rešitev omogoča izračun formacijske temperature. Če je podzemlje razdeljeno na n plasti z debelinami Δz_i , ki imajo toplotne prevodnosti K_i in radiogene toplote H_i , potem je temperatura T_n na dnu n -te plasti enaka (Pollack, 1965; Čermák & Haenel, 1988):

$$T_n = T_o + \sum_{i=1}^n \left\{ \frac{\Delta z_i}{K_i} \left[q_o - \sum_{j=1}^{i-1} H_j \Delta z_j \right] - \frac{H_i}{2K_i} \Delta z_i^2 \right\} \quad (6)$$

T_o in q_o sta robna pogoja pri $z = 0$.

Če obstaja samo ena plast, potem je temperatura na globini z enaka:

$$T_z = T_o + \frac{q_o z}{K} - \frac{H z^2}{2K} \quad (7)$$

Pri nizki koncentraciji radioaktivnih elementov v raziskani skladovnici kamenin ($H \rightarrow 0$) velja Laplaceova enačba:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = 0 \quad (8)$$

$$\text{Njena rešitev je: } T_f = T_o + q \sum_{i=1}^n \frac{\Delta z_i}{K_i} \quad (9)$$

Ta enačba velja za približno horizontalne sedimente, v katerih je radiogena toplota zanemarljiva.

Za ekstrapolacijo temperatur v globino, kjer meritev ni, smo večinoma uporabljali izraz (9). Pri vseh teh enačbah je privzeto, da se toplota razširja samo v vertikalni smeri, torej enodimenzionalno. Običajno temu ni tako. Vzroki za to so: različna toplotna prevodnost kamenin v horizontalni smeri, neravno površje, toplotni viri majhnega obsega, posebno pa migracija podzemne vode (Jones & Oxburgh, 1979; Bodmer et al., 1979). Ekstrapolirane temperature so lahko obremenjene z napako, ki je odvisna od naštetih vzrokov. Vendar smo privzeli, da so še sprejemljive ekstrapolacije, ki ne presegajo 50 % globine najgloblje izmerjene temperature, poznati pa moramo litološko sestavo. Pri večjih globinah ekstrapolacije verjetnost napak lahko precej naraste.

Tabela 1. Osnovni geotermični parametri

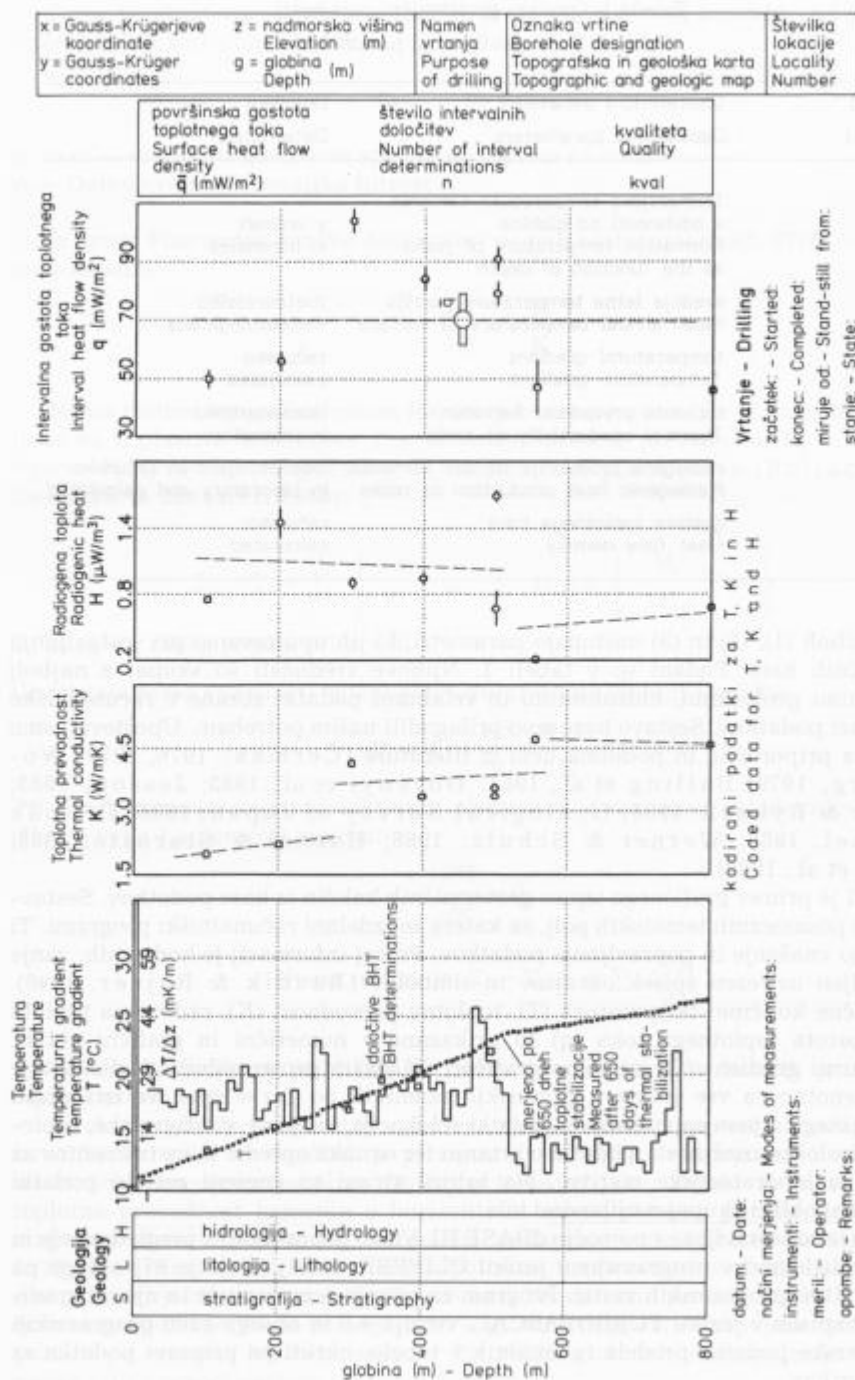
Table 1. Basic geothermal parameters

Simbol	Geotermični parametri	Določeni
Symbol	Geothermal parameters	Determined
T_f	formacijska temperatura kamenin v odvisnosti od globine Formation temperature of rocks as the function of depth	v vrtinah in boreholes
T_o	srednja letna temperatura površja Mean annual temperature of surface	meteorološko meteorologically
$\frac{\partial T_f}{\partial z}$	temperaturni gradient Temperature gradient	računsko calculated
K	toplotna prevodnost kamenin Thermal conductivity of rocks	laboratorijsko in laboratory
H	radiogena produkcija toplote kamenin Radiogenic heat production of rocks	laboratorijsko in računsko in laboratory and calculated
q	gostota toplotnega toka Heat flow density	računsko calculated

V enačbah (1), (2) in (3) nastopajo parametri, ki jih upoštevamo pri sestavljanju geotermičnih kart. Podani so v tabeli 1. Njihove vrednosti so skupaj z najbolj pomembnimi geološkimi, hidrološkimi in vrtnimi podatki zbrane v računalniško vodeni bazi podatkov. Sestavo baze smo prilagodili našim potrebam. Upoštevali smo objavljena priporočila in podobna dela iz literature (Čermák, 1976, 1979; Wohlenberg, 1979; Balling et al., 1981; Dövényi et al., 1983; Jessop, 1983; Bodmer & Rybach, 1984; Geological Survey of Japan, 1986; Čermák & Haenel, 1988; Werner & Schulz, 1988; Haenel & Staroste, 1988; Haenel et al., 1988).

Slika 1 je primer grafičnega izpisa geotermičnih količin iz baze podatkov. Sestavljena je iz posameznih tematskih polj, za katera so izdelani računalniški programi. Ti omogočajo vnašanje in popraviljanje podatkov. Precej informacij je kodiranih: zanje je sestavljen ustrezen spisek okrajšav in simbolov (Ravnik & Rajver, 1990). Geotermične količine: temperatura (T), toplotna prevodnost (K), radiogena toplota (H) in gostota toplotnega toka (q) so prikazane v numerični in grafični obliki, temperaturni gradient (G) pa samo grafično. Diagram geotermičnih gradientov je računat enotno za vse vrtnice v globinskih razmikih po $\Delta z = 10$ m. Na isti strani računalniškega izpisa so vpisani še podatki o lokaciji, bistvene stratigrafske, litološke in hidrološke značilnosti, podatki o vrtnanju ter oznaka opreme in instrumentov za terenske in laboratorijske meritve. Na hrbtni strani so vneseni merski podatki v numerični obliki skupaj z njihovimi viri.

Vse baze so sestavljene s pomočjo dBASE III. Vnos, popraviljanje, pregledovanje in iskanje je izdelano v programskem jeziku CLIPPER, verzija Poletje 87; obsega pa približno 2100 programskih vrstic. Program za risanje temperature in njenih gradientov je napisan v jeziku TURBOPASCAL, verzija 4.0 in obsega 1200 programskih vrstic. Merske podatke predela računalnik v tabelo, hkrati pa pripravi podatke za grafični prikaz.



Sl. 1. Graf geotermično obdelane vrtine iz baze podatkov

Fig. 1. Graph of geothermally examined borehole from data base

Temperatura

Temperatura je bila v nekaterih vrtinah določena z maksimalnimi živosrebrnimi, v glavnem pa z električnimi upornostnimi termometri. Vrednosti so izmerjene točkovno v posameznih globinah, redkeje tudi kontinuirano pri majhni hitrosti karotiranja, ki je opravljeno po daljšem mirovanju vrtine. Končni cilj vseh temperaturnih meritev so formacijske temperature, ki v zahodni literaturi nosijo tudi ime Virgin Rock Temperature (VRT). Te temperature so vladale tam, preden je bila vrtina izvrtana ali pa so jim enake v vrtinah, ki so v toplotnem ravnovesju s svojo prikamenino. Če je temperatura merjena še med toplotnim uravnovešanjem, dobimo relaksacijsko temperaturo. Temperature, ki jih merimo v krajših presledkih med nekajurnim mirovanjem še med vrtanjem blizu dna vrtine, označujemo kot meritve BHT (Bottom Hole Temperature = temperatura ob dnu vrtine). Z ustreznimi matematičnimi ekstrapolacijami, predvsem po Hornerju, (Haenel et al., 1988) dobimo iz njih formacijske temperature. To je običajen način določanja temperature v naftnih vrtinah pri študiju spremembe kerogena v ogljikovodike. Za potrebe geotermije pa so te meritve večinoma slabše kvalitete.

Temperature merijo tudi pri testiranju nekaterih odsekov naftnih vrtin (Drill Stem Test = DST). Pri dobro opravljenih testih DST so dobljene temperature boljše od ekstrapoliranih vrednosti BHT. Temperaturne podatke posredujejo tudi črpalni poskusi hidrogeologov, ki pa se nanašajo le na vodonosne plasti. Za oceno temperatur v geotermičnih rezervoarjih često uporabljamo geokemične termometre (Fournier, 1981), vendar jih v naši bazi podatkov ne navajamo.

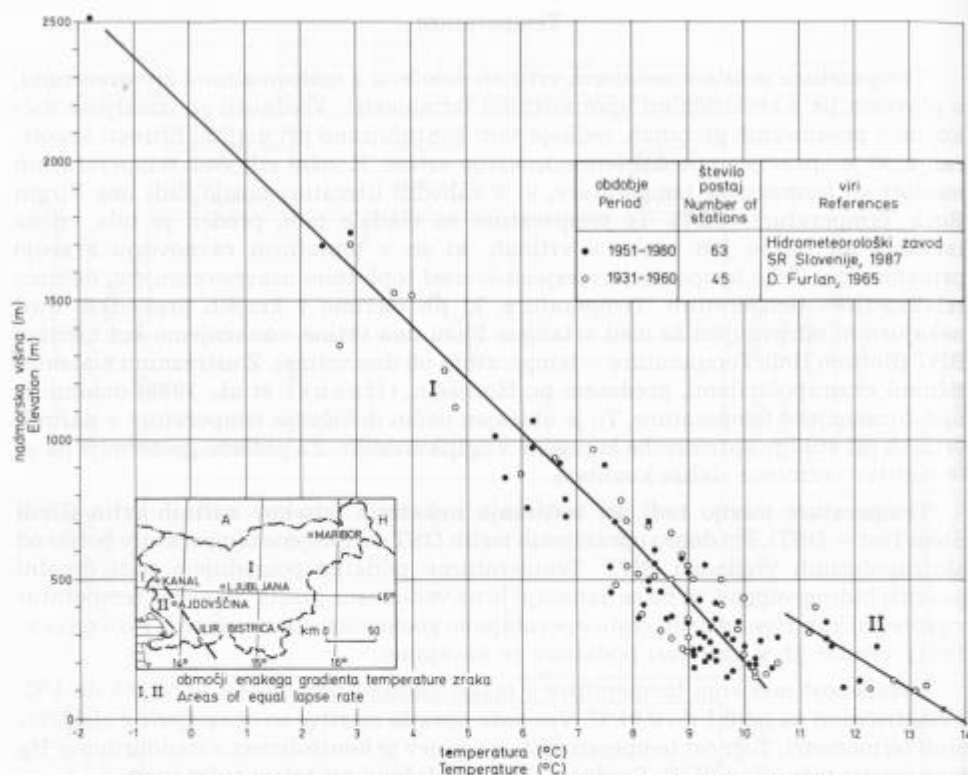
Natančnost merjenja temperature z maksimalnimi termometri je od 0,5 do 1°C, z električnimi pa od 0,1 do 0,01°C. Vse naše novejšje meritve so opravljene z električnimi termometri. Točnost temperaturnih senzorjev je kontrolirana s standardnimi Hg termometri točnosti 0,01°C. Vrednost 0°C je določena pri trojni točki vode.

Temperature smo v vrtinah merili običajno na vsakih 5 ali 10 m, pričeli pa smo tudi že z upočasnjeno termokarotazo. Meritve po načinih BHT, DST ali s črpalnimi poskusi se nanašajo le na določene globine. Redko so uporabljene posamezne meritve ali podatki konvencionalne karotazne termometrije.

Začetni pogoj za izračun gostote Zemljinega toplotnega toka in robni pogoj pri modeliranju toplotnega polja v geotermičnih sistemih je srednja letna temperatura površja T_o . Za njeno določitev smo na ozemlju Slovenije uporabili dolgoletna meteorološka opazovanja zračne temperature v višini 2 m nad površjem. Srednje letne temperature zraka smo za 108 različnih meteoroloških postaj v odvisnosti od nadmorske višine prikazali na diagramu slike 2. Opazovanja so bila opravljena v obdobju 1931–1960 (Furlan, 1965) in 1951–1980 (dokumentacija Hidrometeorološkega zavoda SR Slovenije, 1987).

Po dogovoru (Haenel, 1980) je za temperaturo površja privzeta temperatura v globini 20 cm, ki jo na nekaterih meteoroloških postajah stalno merijo. Teoretično bi morali biti temperaturi površja in zraka tik nad njim enaki, vendar navadno nista. Razliko med temperaturo v zemlji 20 cm pod površino in zraka 2 m nad njo, smo določili za obdobje 6 let (1970–1980) iz podatkov desetih meteoroloških postaj na nadmorskih višinah do največ 500 m. Obe temperaturi sta bili merjeni istočasno. Srednja letna temperatura površja je v tem primeru enaka:

$$T_o = T_{2m} + \Delta T \quad (10)$$



Sl. 2. Srednja letna temperatura zraka v odvisnosti od nadmorske višine

Fig. 2. Mean annual air temperature against elevation

Korekcijski člen ΔT znaša za ožji obalni pas 0°C , za preostalo Slovenijo $+1^{\circ}\text{C}$, edino v Suhi krajini na širšem območju Kočevja je $+2^{\circ}\text{C}$. Zaradi majhnega števila primernih lokacij so ozemlja z navedenimi vrednostmi ΔT določena približno.

Na diagramu sl. 2 je prikazna odvisnost temperature zraka od nadmorske višine med 0 in 2500 m. Podajata jo krivulji I in II. Prvi pripadajo vrednosti temperature vse Slovenije od vzhoda do črte Kanal-Ajdovščina-Iirska Bistrica. Karakterizira jo negativni gradient temperature zraka $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Zahodno od te črte do morske obale je priobalno območje (krivulja II), kjer je gradient skoraj še enkrat večji (1°C na 100m). To območje sega 30 do 40 km od obale v notranjost ter do nadmorske višine okoli 500 m. Na istih nadmorskih višinah se sipljejo srednje letne temperature v obeh delih diagrama za okoli $\pm 1^{\circ}\text{C}$. Razlike so navadno še večje, ker so odvisne tudi od vpliva vegetacije, reliefa in insolacije površja.

Na temperaturne meritve v vrtinah vplivajo tudi klimatske spremembe. Pri običajnih geotermičnih raziskavah upoštevamo le tiste, ki imajo periodo enako ali manjšo od enega leta. Globina z , v kateri je natančnost meritve enaka največji temperaturni spremembi v tej globini, je rešitev enačbe (2) za $H = 0$:

$$z = \ln \frac{T_{ao}}{T_{az}} \sqrt{\frac{t_0 \pi}{\pi}} \quad (11)$$

T_{az} = temperaturna amplituda v globini z

T_{ao} = temperaturna amplituda na površju

t_o = perioda temperaturne oscilacije na površju

Pri tem je postavljeno, da je sprememba temperature zraka ob površini harmonična funkcija časa s periodo t_o (Carslaw & Jaeger, 1959).

Če je natančnost termometra $\pm 0,01^\circ\text{C}$, povprečna vrednost $\alpha = 10^{-6}\text{ m}^2/\text{s}$ in amplituda letnega temperaturnega vala $T_{ao} = 10^\circ\text{C}$, je globina pri razmerju $T_{ao}/T_{az} = 1000$, kjer površinske klimatske spremembe ne vplivajo več na meritve, enaka približno 22 m. Take so toplotne razmere na ozemlju Slovenije do nadmorske višine nekaj sto metrov.

Kakor je treba pri določanju pravih temperatur upoštevati vplive recentnih klimatskih sprememb, moramo pri natančnih geotermičnih študijah poznati tudi nihanja temperature v preteklosti. Tu gre za dolgoperiodne in navadno nizkoamplitudne oscilacije pred več deset tisoč do več sto tisoč leti, ki še lahko vplivajo na sedaj merjene temperature v nekoliko večjih globinah.

Za določitev paleotemperatur pretežno uporabljamo metodo določitve refleksije vitritina (Lopatin, 1971; Stegena, 1988). Po tej metodi je določal starost slovenskih premogov Hamrla (1987, 1988).

Toplotna prevodnost

Toplotno prevodnost kamenin merimo z nestacionarno metodo vroče žice, znano kot metoda QTM (Quick Thermal Conductivity Method). Z upoštevanjem osnovne ideje Japoncev Sumikame in Arakawe (1976) je bila ta metoda na predlog Geološkega zavoda Ljubljana teoretično obdelana tudi pri nas (Uran, 1982; Prellovšek et al., 1982; Prellovšek & Uran, 1984), na teh osnovah pa zgrajen merilnik toplotne prevodnosti na Odseku za fiziko Univerze v Ljubljani. Rezultate toplotnih prevodnosti, izmerjene z našim instrumentom, so primerjali na istih vzorcih s podobnim instrumentom na Univerzi Eötvös Loránd v Budimpešti in s standardno metodo komparacije (Divided Bar = DB) na Geofizikalnem oddelku Čehoslovaške Akademije znanosti v Pragi (Ravnik, 1988). Po teh kontrolnih meritvah in po literaturnih podatkih (Čermák et al., 1984; Sass et al., 1984; Galson et al., 1987) razlika med meritvami QTM in DB ne presega $\pm 10\%$. V našem laboratoriju občasno kontroliramo pravilnost merilnikov toplotne prevodnosti na standardnem vzorcu lakiranega marmorja in taljenega kremenca (fused quartz). Meritve na vzorcih kamenin izvajamo pri normalnem tlaku in temperaturi in, če je le mogoče, na intaktnih vzorcih. Natančnost meritev je okoli $\pm 5\%$.

Radiogena toplota

Pomemben vir Zemljine toplote je razpad radioaktivnih izotopov naravnega urana ^{235}U in ^{238}U , torija ^{232}Th in kalija ^{40}K . Pri tem procesu se masa spremeni v kinetično energijo delcev, ta pa skoraj v celoti v toploto. Njihovo koncentracijo v vzorcih iz vrtin določajo na Institutu J. Stefan z gama spektrometrom in Ge-Li detektorjem. Radiogena produkcija toplote H je izračunana po enačbi (Rybach, 1988):

$$H = \rho (9,52 c_U + 2,56 c_{Th} + 3,48 c_K) 10^{-5} (\mu\text{W}/\text{m}^3) \quad (12)$$

c = koncentracija v ppm za U in Th in v % za K

q = gostota kamenin (kg/m^3)

Koncentracije so določene z natančnostjo $\pm$ (5 do 10) %.

Poznavanje radiogene toplote je potrebno za razumevanje odnosov med geološkimi razmerami in toplotnim poljem v skorji.

Gostota toplotnega toka

Gostota toplotnega toka q je določena po prvi Fourierovi enačbi (3) za enodimenzionalni primer kot produkt toplotne prevodnosti K in temperaturnega gradienta G v globini, kjer je kamenina vzorčevana. To je intervalna GTT, ki je v primeru termično homogene in neprepustne sestave kamenin že tudi površinska GTT. Ta vrednost je značilna za zgornje plasti skorje na vsaki posamezni lokaciji. Določimo jo lahko računsko iz intervalnih vrednosti po metodi intervalov ali grafično po Bullardovi metodi (Haenel et al., 1988).

Vsaki vrednosti površinske GTT smo priredili s kodami izraženo stopnjo kvalitete, ki je odvisna od načina meritev, števila vzorcev, kvalitete temperaturnih meritev in toplotne prevodnosti, od globine odvzetih vzorcev in od sipanja intervalnih vrednosti GTT. Več o tem v poglavju Diskusija.

Geotermične karte Slovenije

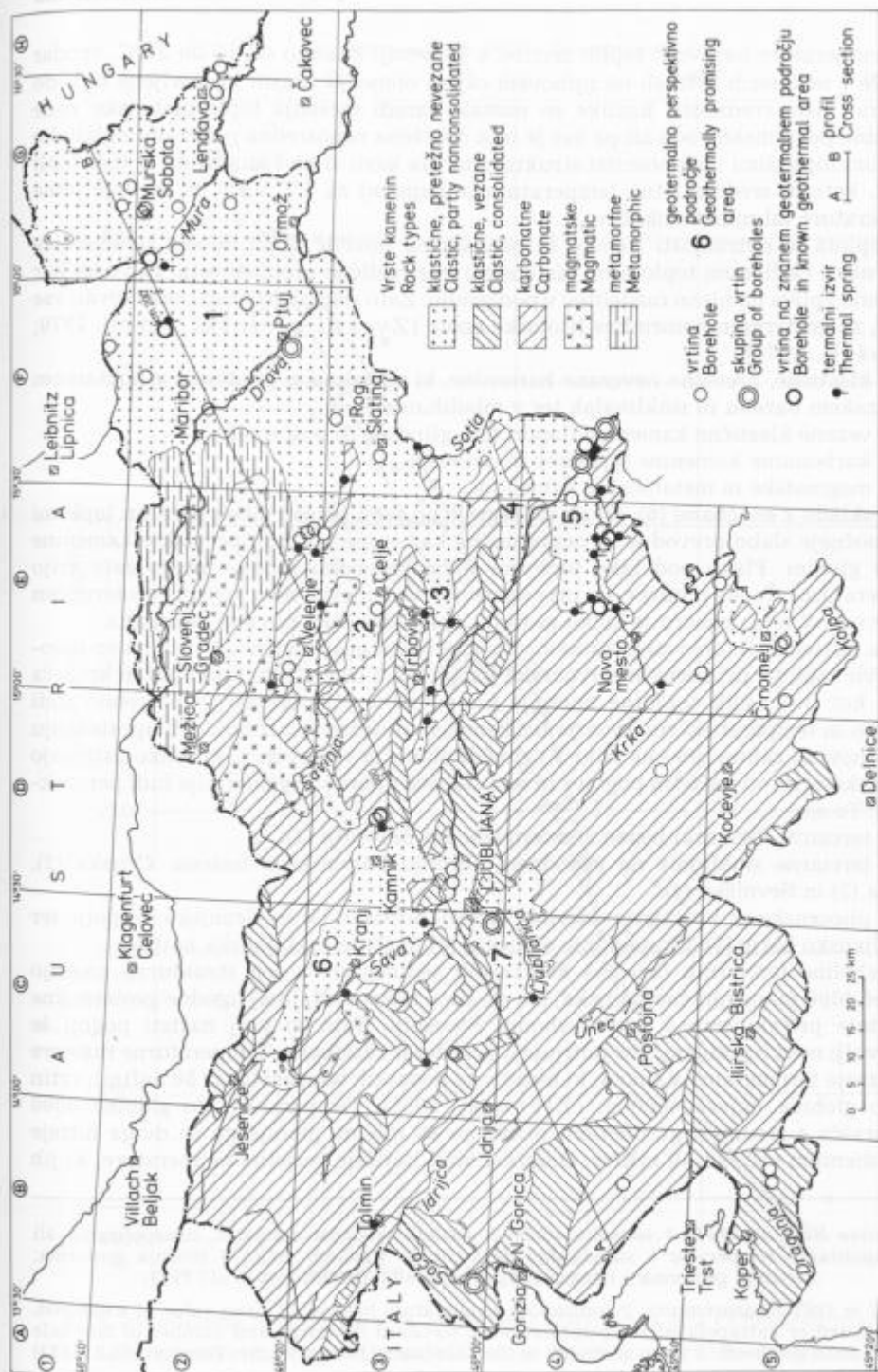
Površinski znaki geotermičnosti

Površje Zemlje ogreva toplota Sonca, zaradi Zemljine atmosfere pa še učinek rastlinjaka. Vroča Zemljina notranjost zviša temperaturo površja v povprečju komaj za $1/100^\circ\text{C}$, vendar se zaradi geoloških procesov v skorji lokalno lahko odraža tudi mnogo močneje. Na ozemlju Slovenije so taki znaki le izviri tople vode, na nekaterih krajih na svetu pa bolj spektakularni vulkanizem in nanj vezani pojavi.

Precej površinskih termalnih izvirov se v Sloveniji nahaja na obrobju sedimentacijskih bazenov. Ta območja so se zaradi intenzivnih tektonskih premikov ob prelomih pogrezala. Posebno vertikalni prelomi lahko omogočajo globoko cirkulacijo podzemne vode: hladne v globino, tople, vroče ali vparjene pa proti površini. Zato topli izviri kažejo na globoko segajoče tektonske premike, ne moremo pa jih šteti kot vodila za ocenjevanje termalnosti celotnega območja. Temu namenu služijo bolje geotermične raziskave v vrtinah. Drugje so lahko izviri povezani z večjim rezervoarjem tople vode v globini, lahko pa so le del razpoklinkega geotermičnega sistema brez nekega večjega centralnega rezervoarja.

1 Terciar severovzhodne Slovenije, Panonski bazen. Terciarni sinklinale: 2 Celjska sinklinala; 3 Laška sinklinala; 4 Sevnica sinklinala. Plio-kvartarne udorine: 5 Krško-Brežiško polje; 6 Kranjsko polje; 7 Ljubljansko barje

1 Tertiary of northeast Slovenia, Pannonian basin. Tertiary synclines: 2 Celje syncline; 3 Laško syncline; 4 Sevnica syncline. Plio-Quaternary depressions: 5 Krško-Brežice field, 6 Kranj field, 7 Ljubljana moor



Sl. 3. Litološka sestava, geotermalno preiskane vrtnice in geotermalno perspektivna območja
Fig. 3. Lithology, geothermally investigated boreholes, and geothermally promising areas

Temperature naravnih toplih izvirov v Sloveniji znašajo od 17 do 37°C, vendar so bile v nekaterih vrtnah na njihovem ožjem območju včasih ugotovljene tudi do dvakrat višje vrednosti. Razlike so nastale zaradi mešanja tople globinske vode s hladno površinsko vodo ali pa ker je bila dosežena neposredna povezava z globoko ležečimi toplejšimi vodonosnimi strukturami. Na karti slike 3 so vrisani le tisti topli izviri, katerih srednja letna temperatura je najmanj za 5°C višja od srednje letne temperature tal njihove okolice.

Toplota iz notranjosti Zemlje se prenaša na površje skozi debele skladovnice kamenin z različnimi toplotnimi lastnostmi in z različno prepustnostjo za vodo, kar bistveno vpliva na njeno razdelitev v podzemlju. Zato smo na isti karti razlikovali vse večje, za geotermijo pomembne litološke enote (Zvezni geološki zavod, 1970; Sikošek, 1971):

- klastične, pretežno nevezane kamenine, ki se nahajajo predvsem v terciarnem Panonskem bazenu in sinklinalah ter v mladih udorinah,
- vezane klastične kamenine (lapor, fliš, glinovec in peščenjak),
- karbonatne kamenine (apnenec in dolomit),
- magmatske in metamorfne kamenine.

V skladu z enačbami (6), (7) ali (9) segreje po svoji jakosti šibek Zemljin toplotni tok močnejše slabo prevodne in neprepustne kamenine kot bolj prevodne kamenine v isti globini. Plasti pod tako toplotno slabo prevodno »odejo« imajo zato višjo temperaturo. Če so porozne in prepustne ter vsebujejo vodo, tvorijo geotermičen rezervoar. V tem primeru je lahko gostota toplotnega toka povsem normalna.

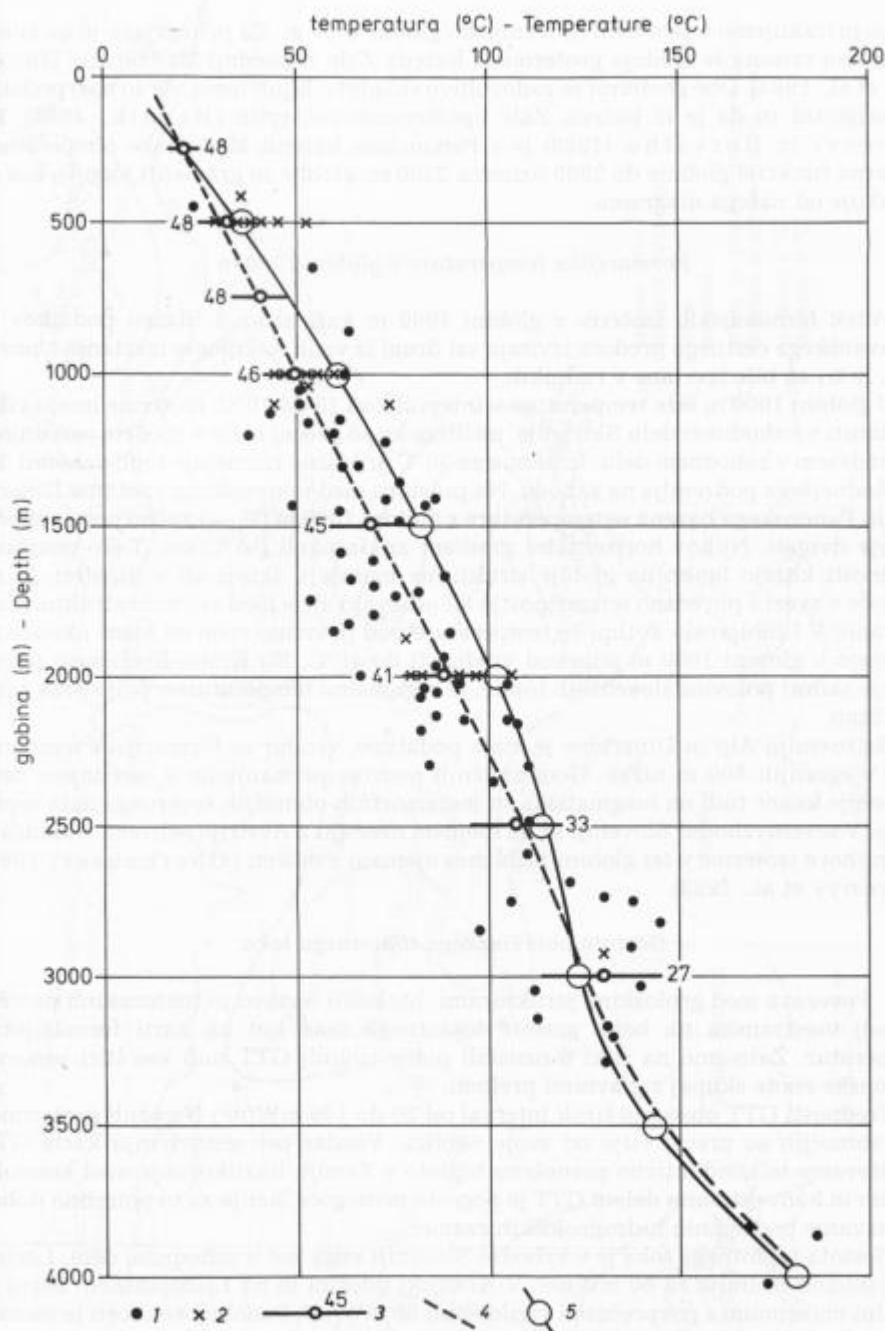
Za nastanek in delovanje ekonomsko uspešnega geotermičnega sistema so odločilni vir toplote, primerna rezervoarska kamenina z izolacijsko krovino in krožeča voda kot prenosnik toplotne energije na površino. Upoštevati je potrebno tudi globino in temperaturo rezervoarja ter kemizem in izdatnost izvora. Ob upoštevanju teh osnovnih zahtev smo na sliki 3 označili območja v Sloveniji, ki lahko ustrezajo vsaj nekaterim od naštetih pogojev in so s stališča uporabne geotermije tudi perspektivna. To so:

- terciarni Panonski bazen v severovzhodni Sloveniji (1),
- terciarne sinklinale na zahodnem obrobju Panonskega bazena: Celjska (2), Laška (3) in Sevnška (4),
- pliocenske in kvartarne udorine: Krško-Brežiško (5) in Kranjsko (6) polje ter Ljubljansko barje (7). Skupno ime območja (6) in (7) je Ljubljanska kotlina.

Debeline terciarnih oziroma kvartarnih sedimentov v teh strukturah znašajo največ 4000 m, povprečno pa nekaj sto do tisoč metrov. Najbolj ugodne geotermične rezultate pričakujemo v severovzhodni Sloveniji. Tam so prej naštetimi pogoji še v največji meri izpolnjeni, kar potrjujejo dosedanje raziskave. Temperaturne razmere ponazarja termogram na sliki 4, ki temelji na podatkih temperatur iz 50 naftnih vrtn in do globine največ 4000 m (Žlebnik, 1985). Temperatura do globine 3000 m narašča s srednjim gradientom približno 40 mK/m, globlje pa se dviga hitreje z gradientom več kot 50 mK/m. Diagram kaže najvišje verjetne temperature, ki jih

1 meritve BHT ali DST; 2 termokarotaza; 3 srednja vrednost merjenih, interpoliranih ali ekstrapoliranih temperatur s standardno deviacijo in številom vrtn; 4 srednja geoterma; 5 srednja geoterma v bazenu Zala (Madžarska, po Dóvényi et al., 1983)

1 BHT or DST measurements; 2 continuous temperature logging; 3 mean value of measured, interpolated or extrapolated temperatures with standard deviation and number of borehole sites; 4 mean geotherm; 5 mean geotherm in the Zala basin (Hungary, after Dóvényi et al., 1983)



Sl. 4. Nekorrigirane temperature v naftnih vrtnah slovenskega dela Panonskega bazena
 Fig. 4. Uncorrected temperatures in oil wells of the Slovenian part of the Pannonian basin

lahko pričakujemo v tem delu Slovenije do globin 4000 m. Za primerjavo je na istem diagramu vrisana še srednja geoterma iz bazena Zale v sosednji Madžarski (Dövényi et al., 1983). Obe geoterme se zadovoljivo skladata, kljub temu, da so naši podatki nekorrigirani in da je iz bazena Zale upoštevanih več vrtin (Ravnik, 1988). Po Dövényi in Horváthu (1988) je v Panonskem bazenu Madžarske temperatura linearna funkcija globine do 2000 oziroma 2500 m, globlje so gradienti manjši, kar se razlikuje od našega diagrama.

Formacijske temperature v globini 1000 m

Potek formacijskih izoterm v globini 1000 m kaže slika 5. Razen podatkov iz karavanškega cestnega predora izvirajo vsi drugi iz vrtin, večinoma izvrtanih s površine, le tri so bile izvrtane v rudnikih.

V globini 1000 m leže temperature v intervalu od 15 do 70°C. Izoterme imajo višje vrednosti v vzhodnem delu Slovenije, medtem ko so precej nižje v njenem osrednjem in predvsem v zahodnem delu. Izoterma za 30°C približno razmejuje topli vzhodni del od hladnejšega podzemlja na zahodu. Na prostoru med tektonskima enotama Dinaridov in Panonskega bazena se temperature v globini 1000 m (T_{1000}) začno proti vzhodu hitreje dvigati. Njihov horizontalni gradient znaša okoli 0,5°C/km. Tako povišane vrednosti kažejo lahko na globlje strukturne motnje v skorji ali v litosferi, ki so mogoče v zvezi s povečano seizmičnostjo ali odsevajo meje med velikimi strukturnimi enotami. V Ljubljanski kotlini so temperature pod površino višje od njene okolice in dosežejo v globini 1000 m ponekod vrednosti do 40°C. Na Krško-Brežiškem polju, kjer je skoraj polovica slovenskih toplic, je regionalno temperaturno polje prav tako povišano.

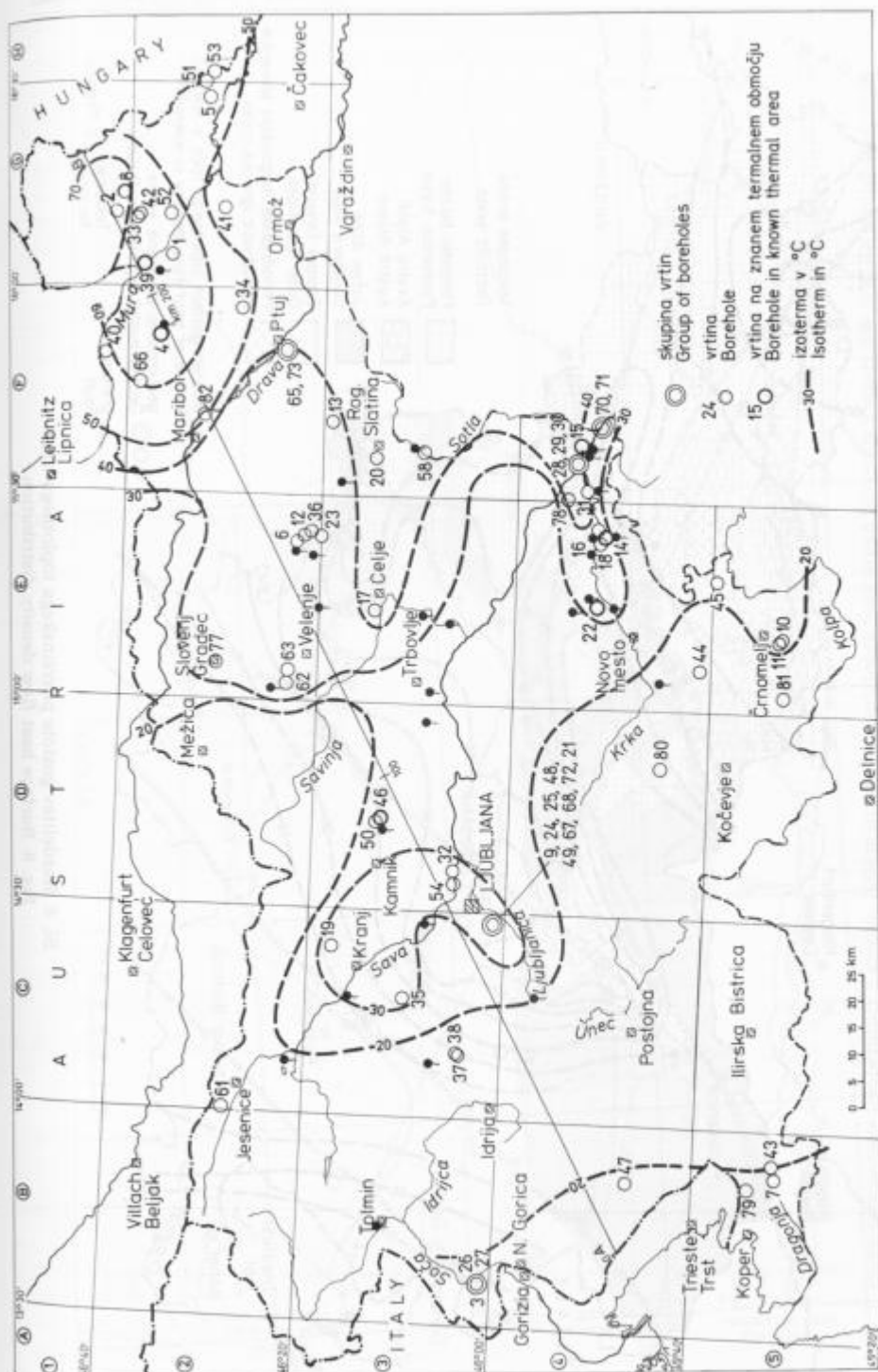
Na ozemlju Alp in Dinaridov je malo podatkov, vendar so formacijske temperature v zgornjih 500 m nizke. Geotermičnih meritev primanjkuje v osrednjem delu Slovenije kakor tudi na magmatskih in metamorfnih območjih severnega dela republike. V severovzhodni Sloveniji se na mejnem ozemlju z Avstrijo oziroma z Madžarsko njihove izoterme v tej globini približno ujemajo z našimi (Oberhauser, 1980; Dövényi et al., 1983).

Gostota površinskega toplotnega toka

Povezava med geološkimi strukturami, litološko sestavo in tektonskimi procesi je bolj vsestranska na karti gostote toplotnega toka kot na karti formacijskih temperatur. Zato smo na sliki 6 označili poleg izolinijske GTT tudi vse štiri osnovne tektonske enote skupaj z glavnimi prelomi.

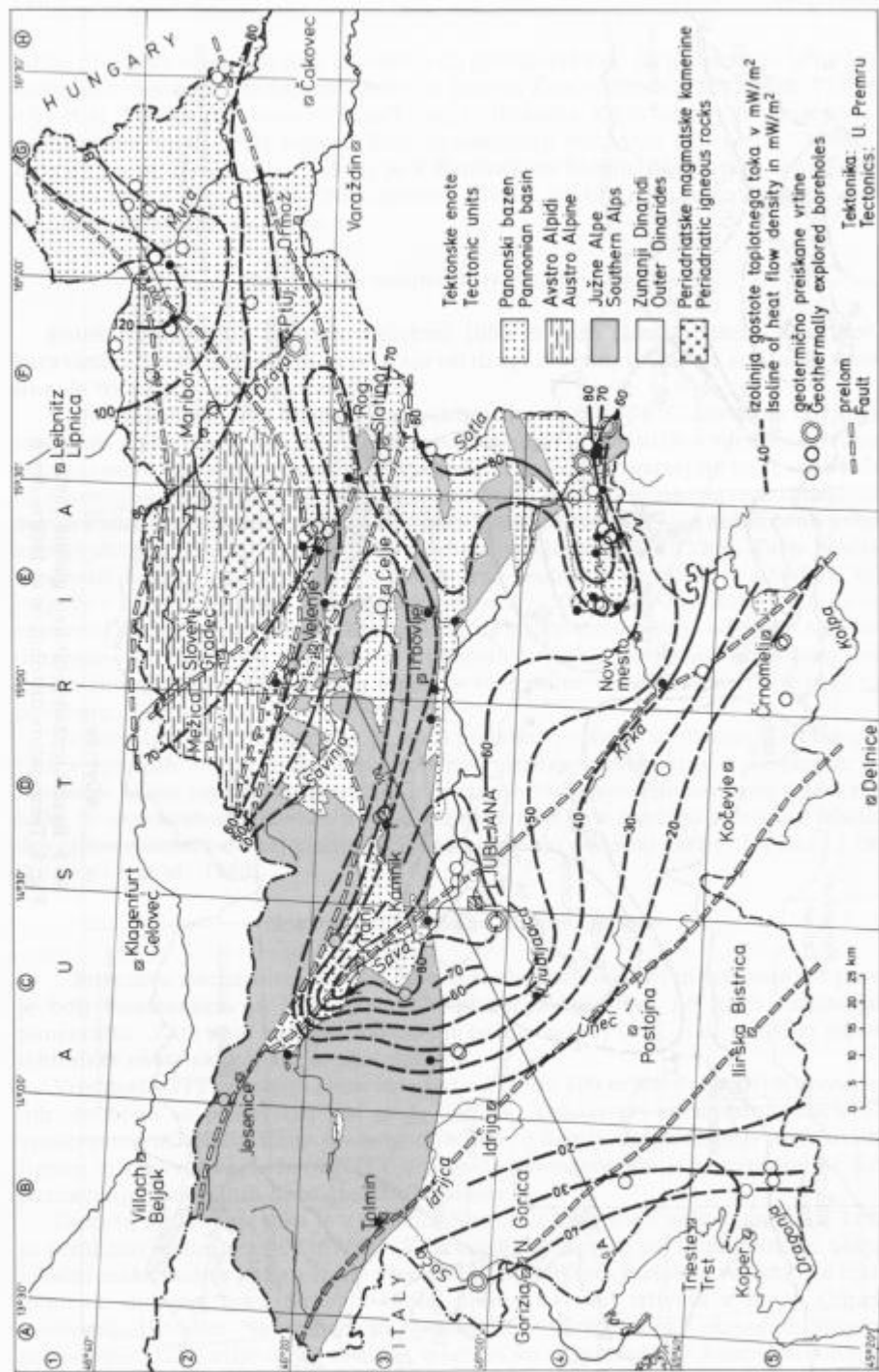
Vrednosti GTT obsegajo širok interval od 20 do 100 mW/m². Na ožjih geotermičnih območjih so precej višje od svoje okolice. Vendar pri sestavljanju karte GTT upoštevamo le konduktivno prenešeno toploto v Zemlji. Razlikovanje med konduktivnim in konvektivnim delom GTT je pogosto nemogoče, ker je za to potrebno dobro poznavanje podzemnih hidrogeoloških razmer.

Gostota toplotnega toka je v vzhodni Sloveniji višja kot v zahodnem delu. Ločuje jo približno izolinja za 60 mW/m². V Kranjski udorini in na Ljubljanskem barju je lokalni maksimum s povprečnimi vrednostmi 80 mW/m². Podobne velikosti je maksimum ob dolnjem toku Krke in Sotle, preden se reki izlivata v Savo. Odprt je v sosednjo Hrvaško. Na vseh večjih, geotermično perspektivnih območjih Slovenije, so vrednosti GTT višje od 60 mW/m², medtem ko so na ozemlju Zunanjih Dinaridov

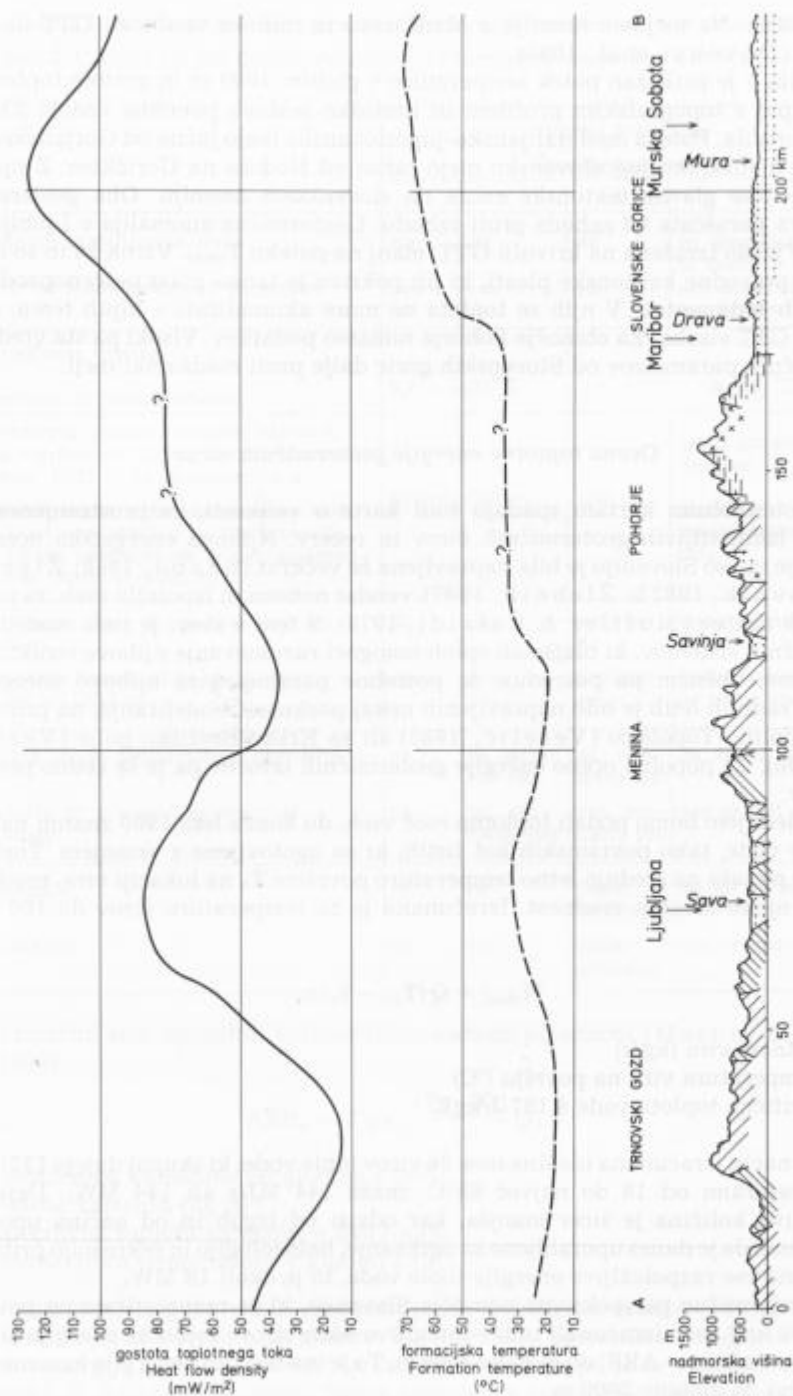


Sl. 5. Razdelitev temperature v globini 1000 m

Fig. 5. Temperature distribution at 1000 m depth



Sl. 6. Razdelitev gostote površinskega toplotnega toka
Fig. 6. Surface heat flow density distribution.



Sl. 7. Profil formacijske temperature v globini 1000 m in gostote toplotnega toka preko Slovenije v smeri SW-NE. Za legendo glej sliko 3
 Fig. 7. Profile of formation temperature at 1000 m depth and heat flow density in SW-NE direction across Slovenia. For explanation see Figure 3

in Alp nizke. Na mejnem ozemlju z Madžarsko se njihove vrednosti GTT ujemajo z našimi (Dövényi et al., 1983).

Na sliki 7 je prikazan potek temperature v globini 1000 m in gostote toplotnega toka skupaj s topografskim profilom in litološko sestavo površine vzdolž 230 km dolgega profila. Poteka med italijansko-jugoslovansko mejo južno od Gorjanskega na Krasu in madžarsko-jugoslovansko mejo južno od Hodoša na Goričkem. Z njim so presekanke vse glavne tektonske enote na slovenskem ozemlju. Oba geotermična parametra naraščata od zahoda proti vzhodu. Geotermična anomalija v Ljubljanski kotlini je jasno izražena na krivulji GTT, manj na poteku T_{1000} . Vzrok za to so dobro toplotno prevodne karbonske plasti, ki jih pokriva le tanka plast peščenoprodnatih aluvialnih sedimentov. V njih se toplota ne more akumulirati – kljub temu, da je vrednost GTT visoka. Za območje Pohorja nimamo podatkov. Visoki pa sta vrednosti geotermičnih parametrov od Slovenskih goric dalje proti madžarski meji.

Ocena toplotne energije geotermičnih virov

H geotermičnim kartam spadajo tudi karte o velikosti, razprostranjenosti in kvaliteti izkoristljivih geotermičnih virov in rezerv. Njihova energetska ocena za Prekmurje in vso Slovenijo je bila napravljena že večkrat (Szabó, 1968; Žlebnik, 1975; Ravnik, 1982 b; Žlebnik, 1987), vendar nobena ni izpolnila vseh, za prakso potrebnih zahtev (Muffler & Cataldi, 1978). S tem v zvezi je tudi modeliranje geotermičnih sistemov, ki olajša ali sploh omogoči razumevanje njihove strukture in mehanizma, obenem pa posreduje še potrebne parametre za njihovo energetsko oceno. V zadnjih letih je bilo napravljenih nekaj poskusov modeliranja, na primer za Šaleško dolino-Topolšico (Veselič, 1985) ali za Krško-Brežiško polje (Verbovšek, 1990). Za popolno oceno energije geotermičnih virov pa je še vedno premalo podatkov.

V naslednjem bomo podali toplotno moč vseh, do konca leta 1990 znanih nahajališč tople vode, tako površinskih kot tistih, ki so ugotovljene z vrtanjem. Toplotna moč N se nanaša na srednjo letno temperaturo površine T_0 na lokaciji vira, predstavlja torej njeno idealno vrednost. Izračunana je za temperaturo virov do 100°C po enačbi:

$$N_{\text{ideal}} = Q(T_{\text{vir}} - T_0)c_v \quad (13)$$

Q = izdatnost vira (kg/s)

T_{vir} = temperatura vira na površju ($^\circ\text{C}$)

c_v = specifična toplota vode 4.187 J/kgK

Na ta način izračunana idealna moč 26 virov tople vode, ki skupaj dajejo 1120 kg/s s temperaturami od 18 do največ 65°C , znaša 144 MJ/s ali 144 MW_t . Dejansko izkoristljiva količina je sicer manjša, kar odvisi od izgub in od načina uporabe. Ocenjujemo, da je danes uporabljene za ogrevanje, balneologijo in rekreacijo približno ena osmina vse razpoložljive energije tople vode, to je okoli 18 MW_t .

Za geotermično perspektivna območja Slovenije, ki se razprostirajo na površini okoli 3200 km^2 , smo izračunali tudi »dosegljivo bazo virov«¹ toplotne energije (accessible resource base = ARB) do globine 3000 m . To je vsa toplotna energija kamenin pod to površino do globine 3000 m .

Tabela 2. Merila za določitev kvalitete formacijske temperature v globini 1000 m
 Table 2. Criteria for the quality evaluation of formation temperature at 1000 m depth

	Stopnja kvalitete Quality factors			
	1	2	3	4
Toplotna stabilizacija vrtin Thermal stabilization of boreholes	da yes	da yes	da yes	ni dosežena ali ni znana not attained or not known
Natančnost meritev Precision of measurements	0,1 - 0,01 °C			≤ 0,1 °C
Minimalna globina meritev, najmanj ena meritev na 10 m; temperatura na globini 1000 m je ekstrapolirana Minimal depth of measurements with at least one reading in the intervals of 10 m; temperature is extrapolated to the depth of 1000 m	650 m	300 m	100 m	samo posamezne meritve separate measurements only
Litologija znana do globine najmanj 1000 m Lithology known at least to the depth of 1000 m	da yes	da yes	verjetno da probably yes	slabo znana ali neznana badly known or not known
Bližina znane geotermične anomalije Vicinity of a known geothermal anomaly	ne no	ne, verje- tno ne no, pro- bably not	da, ver- jetno da yes, pro- bably yes	da ali ni znana yes or not known
Advekcija Advection	ne no	ne no	šibka, verjetna weak, probable	da ali ni znana yes or not known

Za izračun smo uporabili volumetrično metodo po enačbi (Haenel & Staroste, 1988):

$$ARB_z = V \varrho c_k \frac{(T_z - T_0)}{2} (J) \quad (14)$$

V = prostornina kamenine do globine z (m^3)

ϱ = gostota kamenin (kg/m^3)

c_k = specifična toplota kamenin = $840 J/kgK$

T_z = formacijska temperatura v globini z ($^{\circ}C$)

Z upoštevanjem povprečnih vrednosti prvih treh členov enačbe (14) ter temperaturne razlike med površino in globino 3000 m znaša teoretično dosegljiva količina toplotne energije (ARB) $8,5 \cdot 10^{20} J$. Za vso zahodno Evropo je ta vrednost $1,58 \cdot 10^{24} J$ (Haenel & Staroste, 1988). Njena povprečna specifična vrednost na površini

Tabela 3. Merila za določitev kvalitete gostote toplotnega toka

Table 3. Criteria for the quality evaluation of heat flow density

	Stopnja kvalitete Quality factors			
	1	2	3	4
Kvaliteta temperaturnih meritev (glej tab. 2) Quality of temperature measurements (See Tab. 2)	1, 2		1, 2, 3	4
Kvaliteta meritve toplotne prevodnosti K , določena s koeficientom variacije $V = s_K \sqrt{K}$ Quality of thermal conductivity measurements K determined with the coefficient of variation $V = s_K \sqrt{K}$	$\leq 10 \%$	10-20 %	$\geq 20 \%$	
Število vzorcev iz vrtine z znanimi K Number of borehole samples with known K	≥ 3	1-3	vrednosti privzete, vzorci s površine ali vzorcev ni values assumed, surface samples or samples not available	
Reprezentativnost K glede na litološko sestavo vrtine Representability of K regarding the lithologic composition of the borehole	popolna complete	dobra, verjetno dobra good, probably good	zadostna ali ni dobra satisfactory or not good	ni dobra ali ni znana not good or not known

$$s_K = \sqrt{\frac{\sum K_i^2 - n\bar{K}^2}{n-1}}$$

$$\bar{K} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n K_i$$

213.200 km² perspektivnih območij v 11 državah brez Italije znaša okoli $3 \cdot 10^{17}$ J/km², v Sloveniji pa $2,7 \cdot 10^{17}$ J/km².

Za določitev ekonomsko izkoristljivih rezerv geotermične energije so potrebni poleg dimenzij, globine vodonosnikov in toplotnih parametrov še hidravlični, pogosto tudi hidrokemični podatki. Vse te pa še zbiramo.

Diskusija

Ozemlje Slovenije leži na stičišču štirih velikih regionalnih strukturnih enot: Zunanjih Dinaridov, Južnih Alp, Avstro-Alpidov (Vzhodnih Alp) in Panonskega bazena. Njihov nastanek je posledica tektonskega dogajanja na konvergentnem stiku afriške in evrazijske litosferske plošče. Raznolikost vseh teh struktur se na 20.250 km² veliki površini Slovenije kaže v njeni komplicirani geološki zgradbi. Bolj ali manj izrazito je tudi vidna skoraj na vseh geofizikalnih poljih, ki jih uporabljamo v prognozi. Termično polje sedaj prvič za to ozemlje prikazuje karta formacijskih

temperatur v globini 1000 m in karta velikosti toplotne energije, ki jo Zemlja na površinskem delu svoje skorje oddaja v vseмирje. Za vso Slovenijo znaša okoli 1200 MW_t.

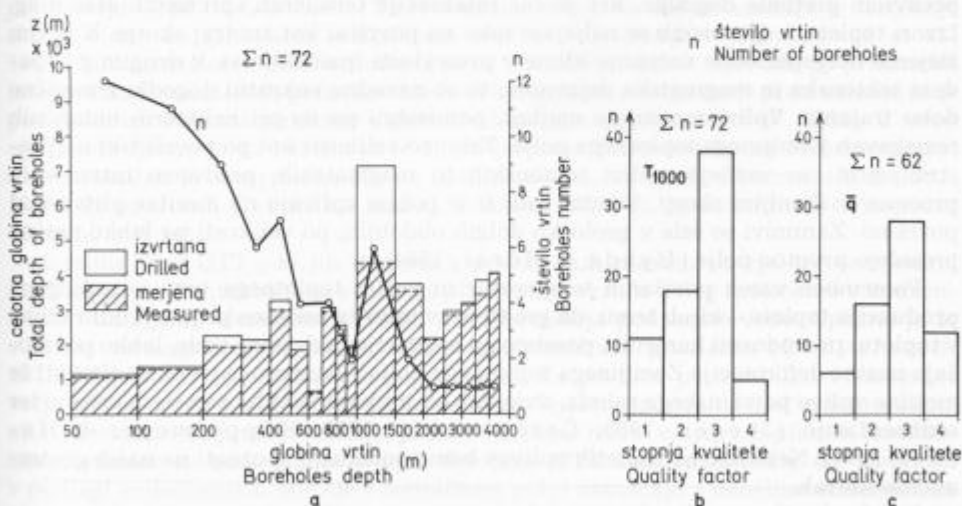
Vsi merski podatki pa morajo biti primerljivi s podobnimi raziskavami v njihovi širši okolici. Zato je treba določiti kvaliteto meritev in jih ustrezno klasificirati.

Kvaliteta geotermičnih meritev

Zemljino toplotno polje je dinamično. Zato moramo poznati njegove značilnosti v vseh treh dolžinskih in še v časovni razsežnosti. Podatki v datoteki geotermičnih količin ter način njihove sinteze v dvodimenzionalnih predstavitvah zahtevajo pojasnila glede kvalitete, reprezentativnosti in gostote geotermično obdelanih lokacij.

Glede na metodologijo merjenja in uporabljene instrumente so podatki različne kakovosti. V tabeli 2 in 3 so podana merila za določitev temperaturne kvalitete v globini 1000 m in gostote toplotnega toka. V Dodatku je spisek geotermično obdelanih lokacij z obema vrednostima geotermičnih količin, katerima smo po navedenih merilih dodali kodirano oceno njihove kvalitete. Podobna merila uporabljajo v geotermiji tudi drugi raziskovalci (Čermák & Rybach, 1979; Jessop, 1983; Dövényi et al., 1983; Dövényi & Horváth, 1988).

Pregled geotermičnih parametrov je podan na sliki 8 s histogrami preiskanih vrtin glede na njihove globine ter kvaliteto T_{1000} in GTT. Iz sl. 8a je razvidno, da v skoraj polovici vseh vrtin količini T_{1000} in GTT nista bili izmerjeni globlje od 400 m in le 18 % obdelanih vrtin je preseglo globino 1000 m. Z istega diagrama se tudi vidi, da izvirajo podatki meritev do globin, ki so povprečno 10 % manjše od celotne dolžine izvrtanih vrtin. Po Jessopu (1983) naj bi bila vrtina za zanesljivo določitev T in GTT globoka



Sl. 8. Histogrami geotermično preiskanih vrtin glede na njihovo globino (a), kvaliteto temperature v globini 1000 m (b) in kvaliteto gostote toplotnega toka (c). Za stopnjo kvalitete glej tabelo 2 in 3

Fig. 8. Histograms of geothermally examined boreholes with respect to their depth (a), temperature quality (b) and quality of heat flow density (c). For quality factors see Table 2 and 3

najmanj 300 m, da se izognemo večjim motnjam. Vendar lahko ob ugodnih litoloških in hidrogeoloških razmerah ter z upoštevanjem korekcij dobimo uporabne rezultate tudi iz plitvejših vrtin, globokih celo samo 50 m (Haenel, 1983). Za naše geotermične karte so bile uporabljene vrtine, globoke vsaj 100 m, redko manj. Del naftnih vrtin, ki so v glavnem vse globlje od 1000 m, geotermično še ni obdelan.

Histograma na slikah 8b in 8c kažeta razdelitev rezultatov T_{1000} in GTT za vrtine po kvalitetah, razloženih v tabelah 2 in 3. Za oba diagrama je značilno, da je najbolj zastopana tretja stopnja kvalitete. Glavni vzrok za to so majhne globine vrtin in zato dvomljiva temperaturna ekstrapolacija v globino 1000 m. Iz istega razloga je bilo tudi določitev GTT manj, kot je bilo vrtin.

Vzroki razlik v geotermičnem polju Slovenije

Na geotermičnih kartah Slovenije so na ozemlju vzhodno od meridiana 15°E značilne povišane gostote toplotnega toka in temperature v globini 1000 m, medtem ko sta obe vrednosti zahodno odtod precej nižji. V zahodnem delu pa leži še manjša toplotno pozitivna kvartarna udorina Ljubljanske kotline. Razdelitev toplotnega polja na tako velikih površinah ima svoj vzrok v geološki in tektonski pripadnosti k različnim enotama Karpatsko-Panonskega sistema bazenov in Dinaridov. Več tisoč kvadratnih kilometrov velike toplotne anomalije, katerih linearne razsežnosti so velikostnega reda debeline litosfere v tem delu Evrope (50 do 70 km), kažejo, da leži vzrok velikih razlik globoko v skorji ali v zgornjem plašču (Chapman et al., 1979; Royden et al., 1983a; Čermák, 1984; Chapman & Rybach, 1985; Čermák & Bodri, 1986; Meissner & Stegena, 1988).

Geotermična polja, ki jih merimo v površinskih plasteh Zemljine skorje, odsevajo predvsem pretekle dogodke, ker je čas relaksacije termičnih sprememb zelo dolg. Izvori toplotnih sprememb se nahajajo tako na površini kot znotraj skorje. K prvim štejemo dolgoperiodne variacije klime v preteklosti (paleoklima), k drugim pa spadata tektonska in magmatska dejavnost; to so navadno enkratni dogodki z različno dobo trajanja. Vplivi motenj so majhni, pomembni pa so pri nekaterih natančnih raziskavah Zemljinega toplotnega polja. Tako po velikosti kot po površinski razprostranjenosti so važnejši vplivi tektonskih in magmatskih, predvsem intruzivnih procesov v Zemljini skorji. Vendar tudi ti le počasi vplivajo na meritve plitvo pod površino. Zanimivi so šele v geološko dolgih obdobjih, po velikosti pa lahko močno presežejo prvotno polje (Uyeda & Hôrai, 1964).

Pomemben vzrok povišanih temperatur in gostot toplotnega toka je radiogena produkcija toplote – kljub temu, da gre tu prav tako za počasen proces. Tudi razlike v toplotni prevodnosti kamenin, posebno pa migracija podzemne vode, lahko povzročajo znatne deformacije Zemljinega toplotnega polja. Ustrezno je treba upoštevati še motilne vplive površinskega reliefa, dviganje ali tonjenje večjih ozemelj in erozijo ter sedimentacijo. (Jaeger, 1965; Čeremenskij, 1972; Kappelmeyer & Haenel, 1974). Nekatere od naštetih vplivov bomo poizkusili spoznati na naših geotermičnih kartah.

Najobsežnejše ozemlje, kjer so bile izmerjene povišane temperature in gostote toplotnega toka, leži v vzhodnem delu Slovenije, ki pripada obrobju Panonskega bazena. Za boljše razumevanje geotermičnih razmer slovenskega dela njegovega obrobja moramo poznati precej širšo okolico.

Panonski bazen je značilen predstavnik bazenov Karpatsko-Panonskega sistema.

To je območje, ki tvori v alpsko-mediteranski regiji med Gibraltarjem in Turčijo le del mogočnega alpidskega orogena. Nastajanje in razvoj tega orogena traja od jure dalje in sega še v sedanost. Po subdukciji in koliziji kontinentalnih plošč Evrope in Afrike se je istočasno za aktivnimi vulkanskimi loki razvilo obsežno območje ekstenzije in grezanja. Nastanek takih območij je vezan na strukture med procesi tektonike plošč, ki jih označujemo kot robne bazene (back-arc basins). Zanje je značilna stanjšana skorja in pod njihovim dnom pasivno dvignjena vroča astenosfera. Posledica tega pa so regionalno povišane temperature in gostota toplotnega toka. V mediteranski regiji je nastalo več robnih bazenov in Karpatsko-Panonski sistem bazenov je le eden od najbolj preiskanih (Burchfiel, 1980; Bodri, 1981; Royden, 1988; Royden et al., 1983a, 1983b; Horváth et al., 1979, 1981; Horváth, 1988).

Strukture, ki se nahajajo med Dinaridi in Karpati ter Vzhodnimi Alpami, so od triade do danes nastajale diahrono kot posledica konvergence in kolizije med različnimi fragmenti kontinentalne skorje, ležečimi med evropsko in afriško litosfersko ploščo. Sam Panonski bazen obsega več manjših globokih bazenov, ki so nastali v neogenu s hitrim tonjenjem pri subdukciji evropske plošče proti jugu in zahodu. V bližini slovenskega dela Panonskega bazena so še bazeni Gradca, Zale, Save in Drave. V njih so se odložili tudi do 7 km debeli skladi neogenskih in kvartarnih sedimentov.

V oligocenu in zgornjem miocenu je v zahodnem delu Karpatsko-Panonskega sistema bazenov prišlo do kalcijevo-alkalnega vulkanizma, ki je prav tako značilnost robnih bazenov. Na slovenskem ozemlju je bil vulkanizem razširjen južno od periadriatskega lineamenta z andezitnimi tufi Smrekovca in severneje, na zahodnem Pohorju, z dacitom. Ta vulkanizem je bil posledica subdukcije na območju Alp in vzhodno od njih. Po daljši fazi mirovanja je v štajerskem bazenu v Avstriji prišlo v zgornjem pliocenu do bazalnega vulkanizma. Najbližje našemu ozemlju so ti pojavi pri Gleichbergu in Klöchu. Sledovi bazaltnih tufitov so vidni pri nas le še pri naselju Grad na Goričkem (Tollmann, 1985). Na našem ozemlju je tanjšanje skorje vidno na globokem seizmičnem profilu Pulj-Maribor (Aljinović et al., 1987). Mohorovičičeva diskontinuiteta se od črte Idrija-Čabar, kjer leži po predhodni interpretaciji seizmičnih podatkov okoli 43 km globoko, dviga dalje proti vzhodu in je pod masivom Pohorja približno v globini 32 km (Dragašević et al., 1989). V osrednjem delu Panonskega bazena je še 10 km plitveje. Temperatura na Mohorovičičevi diskontinuiteti je ocenjena na 800 do 1000 °C (Čermák 1984; Čermák & Bodri, 1986). Po izračunih Čermáka znašajo vrednosti GTT na tej diskontinuiteti najmanj 40 do 50 mW/m².

Razlike med GTT, ki jih merimo v površinskih plasteh skorje, ter ocenjenimi vrednostmi na kontaktu med skorjo in plaščem, povzročata poleg sprememb v koncentraciji radiogenih elementov v veliki meri advekcija podzemne vode. Opazna je že v obliki termograma ali pa po ničtem geotermičnem gradientu (Bodvarsson, 1973). Advekcija se v splošnem pojavi tedaj, ko postane permeabilnost kamenine večja od 10^{-15} m^2 (= 1 milidarcy). Če leže slabo prepustne kamenine nad vodonosnikom ali nad vodonosno prelomno cono, je sicer termični režim v krovnih plasteh konduktiven, vendar se bodo lahko v njih določene GTT zelo razlikovale od vrednosti v podlagi vodonosnika. Motnje v termičnem polju naraščajo z debelino vodonosnika in s povečevanjem globine do njega (Smith & Chapman, 1983, 1985). Taki primeri so možni tudi pri nas. V splošnem so geotermične raziskave sedimentacijskih bazenov podvržene številnim vplivom in zahtevajo čimboljše poznavanje hidrogeoloških razmer (Čermák & Jetel, 1985). Prav to potrjujejo rezultati raziskav v Panonskem bazenu na Madžarskem (Alföldi et al., 1985). Geotermično perspektivni

del Slovenije je kot njegov obrobni del verjetno še bolj kompliciran. Ugotovili so (Royden et al., 1983b), da so v nekaterih njegovih delih zaradi hitrega odlaganja hladnih sedimentov velikih debelin temperature in GTT za 10 do 30 % nižje kot bi bile, če sedimentacija ne bi bila tako hitra. V slovenskem delu Panonskega bazena so znani do 4 km debeli skladi sedimentov neogenske in kvartarne starosti, kjer lahko prav tako pride do enakega učinka. Kljub temu so merjene vrednosti tako v vzhodni Sloveniji kot skoraj povsod na Madžarskem višje od 60 mW/m². V delih Panonskega bazena, kjer se pojavljajo kraška območja, ali v predelih s prepustnimi klastičnimi sedimenti, pride ponekod do pozitivnih ali tudi negativnih toplotnih anomalij, ki jih povzroča vertikalna migracija podzemne vode. Povišanje gostote toplotnega toka je bilo ugotovljeno do največ okoli 50 mW/m², znižanje pa celo do 100 mW/m² (Alföldi et al., 1985). V zakraseli podlagi madžarskega sredogorja je možna cirkulacija podzemne vode do globine 4 km. Pri tem je delež konvekcije približno 100 % (Royden et al., 1983b).

Hidrotermalno povzročene anomalije pa so v splošnem zanemarljive (<5 %), če meritve izvedemo v globinah prek 1000 m.

V sedimentacijskih bazenih je pogost primer »učinka odeje« (blanketing effect), ki povzroči povišanje temperature zaradi toplotno slabo prevodne krovnine (K_k) nad bolj prevodno podlago (K_p). Povišanje ΔT na kontaktu obeh kamenin v globini z je enako (Rybach, 1981):

$$\Delta T = z q \frac{K_p - K_k}{K_p K_k} \quad (15)$$

Geotermični gradient v krovlini se poveča za vrednost:

$$\Delta G = q \frac{K_p - K_k}{K_p K_k} \quad (16)$$

Kvocien ($K_p - K_k$)/ $K_p K_k$ znaša lahko od nekaj stotink do nekaj desetink m.K/W.

Drugi najpomembnejši vir Zemljine toplote nastaja pri razpadu radioaktivnih elementov U, Th in K. V Sloveniji imamo o tem še malo podatkov, skoraj vsi pa izvirajo iz vrtin. V tabeli 4 so podane povprečne vrednosti za nekatere skupine kamenin.

Vzorci za radiogeno toploto so bili odvzeti na 25 lokacijah do največje globine 4000 m, povprečno pa manj kot 900 m. Dodatno je bilo izmerjenih še 12 vzorcev s površine. Razpon vrednosti znaša od 0,3 do 7,1 μ W/m³. Za primerjavo je srednja radiogena toplota kontinentalne skorje okoli 0,8 μ W/m³ (Rybach, 1986; Jaupart, 1986; Pollack, 1987). Pri povprečni radioaktivnosti 1 km debele plasti feldsičnih magmatskih kamenin je GTT na površini povečana za 1 do 2,5 mW/m², za plasti nizkometamorfne kamenin od 1 do 3,5 mW/m² in za plasti karbonatnih sedimentov okoli 0,5 mW/m². Zato zaznamo naraščanje GTT na površini šele pri več kilometrov debelih plasteh teh kamenin. Naraščanje temperature ΔT je zaradi razpada radioaktivnih elementov v prvem približku sicer sorazmerno radiogeni toploti H po enačbi:

$$\Delta T = \frac{t H}{q c}, \quad (17)$$

vendar je temperaturna razlika zaradi oddajanja nastajajoče toplote okolici po nekaj sto tisoč letih manjša od izračunane. Po enačbi (17) je povišanje temperature

Tabela 4. Radiogena toplota kamenin v Sloveniji

Table 4. Radiogenic heat of rocks in Slovenia

Skupina kamenin Group of rocks	Število vzorcev Numbers of samples	H ($\mu\text{W}/\text{m}^3$)
miocen (klastiti) Miocene (clastic rocks)	49	$1,4 \pm 0,6$
trias (karbonati) Triassic (carbonates)	8	$0,9 \pm 0,6$
karbon (peščenjaki, skrilavci) Carboniferous (sandstones, slates)	17	$2,0 \pm 0,4$
tonalit (Pohorje) Tonalite (Pohorje Mts.)	10	$2,5 \pm 0,6$
metamorfne kamenine Metamorphic rocks	5	$0,9 \pm 0,3$
vsa Slovenija Total for Slovenia	112	$1,6 \pm 1,0$

ΔT na površju zaznavno že po nekaj deset tisoč letih, toda plasti s povišano vsebnostjo radioaktivnih elementov morajo biti debele najmanj 5 km (Grossling, 1959; Rybach, 1986).

Pri regionalnih geotermičnih raziskavah je pomemben odnos med GTT in H, ki označuje različne »provinke toplotnega toka«. Po empirični enačbi smo to odvisnost poskusili ugotoviti tudi pri naših podatkih, vendar brez posebnega uspeha. Verjetno je temu vzrok premajhna površina raziskanega ozemlja, mogoče tudi njegova heterogena geološka sestava.

V zahodni polovici Slovenije, ki pripada Dinaridom, prevladujejo v zgornjih nekaj kilometrih karbonatne kamenine z visoko toplotno prevodnostjo. Zakraselost teh kamenin omogoča globoko cirkulacijo hladne površinske vode in zato nizke temperature kamenin še v velikih globinah. S starostjo kamenin skorje se temperature v globini in GTT zmanjšujejo, kar potrjujejo meritve na terenu. Nasprotno se z zmanjševanjem debeline skorje oziroma globine do Mohorovičičeve diskontinuitete, T in GTT povečujeta (Čermák, 1979; Chapman et al., 1979). Povsod na območju Dinaridov v Sloveniji, kjer je skorja po seizmičnih meritvah debela, smo res ugotovili nizke vrednosti obeh količin (glej sl. 5 in 6). Vendar je terenskih podatkov še malo.

Negativna korelacija med debelino skorje in GTT pa ne obstaja v Alpah kljub temu, da je tam skorja debela do 50 km (Čermák, 1984). V severnem delu alpskega loka med Ženevo, Luzernom in preko Bregenza do Salzburga so vrednosti GTT visoke od 70 do 100 mW/m². To je pas predvsem mezozojskih kamenin. Južno odto do periadriatskega lineamenta so GTT nižje (60 do 70 mW/m²). Skorja je tam podobne debeline kot na severu, sestavljajo pa jo pretežno metamorfne kamenine. Južno od

periadriatskega lineamenta, med francosko-italijansko mejo (Mt. Cenis) in reko Piave na vzhodu, leži zopet pas kamenin z višjimi toplotnimi parametri. Razporeditev vrednosti GTT v Alpah je podana na karti Čermáka in Hurtiga (Čermák & Rybach, 1979) ter Haenela in Staroste (1988). Ugotovljeno nesoglasje si deloma lahko razlagamo s kompliciranimi tektonskimi procesi med orogenezo; toplotno polje se še ni stabiliziralo. Visoke vrednosti GTT povzročita tudi močan relief in erozija: na terenu izmerjene temperature so zato lahko do nekaj deset odstotkov previsoke (Bodmer et al., 1979). V takih primerih je korekcija nujna, vendar je težavna. Zaenkrat nimamo geotermičnih podatkov iz našega dela Južnih Alp, da bi lahko ugotovili tamkajšnje termične razmere.

Na geotermičnih kartah je vidno še manjše toplotno pozitivno območje v Ljubljanski kotlini. To je okoli 20×30 km velika anomalija (sl. 5 in 6) s temperaturami preko 30°C v globini 1000 m in s srednjimi vrednostmi GTT okoli 80 mW/m^2 . Ljubljansko barje je udorina, ki je zapolnjena s kvartarnimi sedimenti, debelimi največ 200 m. Pod njimi leže mezozojski karbonati ter permokarbonski skrilavci in peščenjaki. V udorini Kranjskega polja so terciarni sedimenti, ki so verjetno okoli 1000 m debeli, pokriti z do 150 m debelimi kvartarnimi prodi in peski; leže pa prav tako na mezozojski podlagi. Od obeh, sicer možnih vzrokov anomalije v Ljubljanski kotlini, to je magmatske intruzije ali povišane koncentracije radiogenih elementov v kameninah, zelo verjetno nobeden ne pride v poštev iz že povedanih razlogov. Za najbolj verjeten vzrok toplotne anomalije v Ljubljanski kotlini štejemo advekcijo. Po geoloških podatkih poteka na tem ozemlju nekaj prelomnih con, v katerih se lahko razvijejo geotermični cirkulacijski sistemi. Obstoječe toplotno polje pa ojača še učinek odeje, kar je bilo na Ljubljanskem barju tudi ugotovljeno.

Sklep

Geotermične raziskave potekajo na 3200 km^2 veliki površini perspektivnih območij vzhodne Slovenije. Drugje jih izvajajo tam, kjer so na razpolago primerne vrtine, sicer napravljene za druge namene. Kljub neenakomerni gostoti raziskovalnih lokacij je bila sestavljena karta formacijskih temperatur v globini 1000 m in karta gostote toplotnega toka Zemlje za vso Slovenijo. Poudarek sedanjih raziskav je predvsem na zbiranju zanesljivih podatkov o termičnih in hidrogeoloških parametrih, ki bodo omogočili čim pravilnejšo sliko toplotnega polja Zemlje v vrhnjih 3000 m njene skorje. Omenjene podatke, ustrezno obdelane in klasificirane po kvaliteti, shranjujemo v računalniški bazi podatkov.

Zahodni del Slovenije pripada tektonskima enotama Južnih Alp in Dinaridov, vzhodni pa Panonskem bazenu. Oba dela se po geotermičnih lastnostih močno razlikujeta. Za Dinaride so značilne nizke formacijske temperature in nizke gostote toplotnega toka, medtem ko sta obe količini v Panonskem bazenu večinoma nekajkrat višji. V smeri E-W se na razdalji okoli 200 km dvigne temperatura v globini 1000 m od približno 20 na 70°C in gostota toplotnega toka od 20 na okoli 100 mW/m^2 . Oba parametra sta povišana tudi v Ljubljanski kotlini.

Glavni vzrok regionalno povišanih geotermičnih parametrov v slovenskem delu Panonskega bazena je posledica značilnosti robnih bazenov, to je diapirizma plašča in ekstenzije ne samo skorje, temveč litosfere nasploh. Vulkanizem, ki je tudi posledica tektonskega razvoja tega dela alpskega orogena, zaradi svoje starosti ne vpliva več na površinsko geotermično polje. Obratno povzroča odebeljena skorja

v Dinaridih nizke temperature in nizke gostote toplotnega toka. Enako je verjetno v našem delu Južnih Alp. Na vsem ozemlju pa ima advekcija pomemben vpliv na obliko in velikost geotermičnega polja.

Zahvala

Delo je prvi rezultat projekta Geotermične karte Slovenije, ki ga financira Raziskovalna skupnost Slovenije z vsestransko podporo Geološkega zavoda Ljubljana. Večino temperaturnih meritev na terenu in skoraj vse laboratorijske določitve toplotne prevodnosti kamenin je izvedel D. Rajver. Kot nosilec geotermičnih nalog je terenske meritve koordiniral R. Verbovšek. Temperaturne meritve so izvajali še A. Ločniškar, I. Zorc in R. Štiglic. Teoretične osnove merilnika toplotne prevodnosti je v svojem diplomskem delu obdelal B. Uran, ki je tudi sodeloval pri njegovi konstrukciji. Določitve koncentracije radioaktivnih elementov v kameninah vodi D. Brajnik z Instituta J. Stefan. Električne termometre je konstruiral in izdelal G. Lakovič, prav tam. Program za računalniško bazo geotermičnih podatkov je po naših predlogih sestavil K. Oberdank iz Turboinštituta v Ljubljani. Vsem se za njihovo sodelovanje in podatke iskreno zahvaljujem.

Dodatek – Appendix

Formacijska temperatura v globini 1000 m in gostota toplotnega toka v Sloveniji

Formation temperature at 1000 m depth and heat flow density in Slovenia

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	GP	Hrastje-Mota	SG-1/54	435	320	67	2	113/19	2	
2	G1	Rimska čarda	MT-2/61	1462	810	71	1	104/-	2	ZGP
3	B3	Prelesje/Soča	PR-1/86	200	195	28	3	38/-	2	
4	F2	Benedikt	BS-2/76	788	630	82	1	145/30	2	ZGP
5	G2	Petišovci	PG-6/81	3200	3170	53	3	87/-	3	
6	E2	Zreče	B-1/81	506	497	35	3	70/45	3	
7	B5	Motel Rižana	R-1/82	270	235	29	2	36/51	2	
8	G1	Moravske Toplice	MT-6/83	987	970	72	3	100/27	2	
9	C3	Črna vas	PB-1/84	160	143	-	4	-	-	
10	E5	Kanižarica	V-38/84	327	305	25	2	21/14	3	
11	E5	Kanižarica	V-42/85	362	362	25	2	19/28	3	
12	E2	Zreče	B-2/85	800	798	29	1	70/32	1	
13	F3	Štatenberg	ŠT-1/85	100	100	39	3	50/7	3	
14	E4	Topličnik	V-7/85	100	100	≥35	3	72/16	3	ZGP
15	F4	Mostec/Čatež	L-1/86	704	697	≥60	2	182/19	2	ZGP
16	E4	Sajevce/Kostanjevica	SI-1/86	800	800	36	1	59/53	1	
17	E3	Celje/Levec	CE-1/86	100	100	41	3	45/-	3	
18	E4	Grobelsko/Kostanjevica	V-8/86	101	100	31	3	81/-	3	
19	C3	Brdo/Kranj	BR-1/86	98	98	43	3	48/-	3	
20	F3	Rogaška Slatina	K-2A/86	534	532	45	2	69/13	3	

21	C4	Tomišelj/Ljubljansko barje	T-1/89	230	213	14	3	-	-	
22	E4	Šmarješke Toplice	V-11/87	227	155	≥35	3	98/-	3	ZGP
23	E2	Polene/SI. Konjice	P-3/87	502	430	≥20	3	35/-	3	
24	C3	Brezovica, Ljubljansko barje	BZ-2/87	105	100	29	3	87/7	3	
25	C3	Curnovec, Ljubljansko barje	PB-3/87	144	120	33	3	135/12	3	konv
26	B3	Prelesje/Soča	PR-2/87	300	298	24	2	36/-	2	
27	B3	Prelesje/Soča	PR-3/87	156	156	34	3	39/-	3	
28	F4	Brežice/Trnje	BŽ-1/87	100	99	58	3	134/-	4	
29	F4	Brežice/Petrol	BŽ-2/87	100	100	45	3	86/-	4	
30	F4	Brežice/grad	BŽ-3/87	100	100	36	3	62/-	4	
31	F4	Cerklje/Krka	CR-1/87	100	100	32	3	50/-	4	
32	D3	Šentjakob/Ljubljana	GT-1/88	488	485	36	2	86/45	2	
33	G2	Murska Sobota	SOB-1/87	870	870	≥64	1	151/23	2	
34	F2	Gabernik/Ptuj	GB-1/87	2196	2190	57	3	69/8	3	
35	C3	Škofja Loka	ŠL-1/88	180	150	38	3	93/-	3	
36	E2	Zreče	B-3/88	1200	950	36	1	80/36	2	
37	C3	Lučine (RUŽV)	V-931/88	122	366	16	2	27/20	3	jam
38	C3	Lučine (RUŽV)	V-934/81	207	455	17	2	34/47	3	jam
39	G2	Radenci	T-4/87	818	525	54	2	114/31	3	ZGP
40	F1	Podgorje/Cmurek	PGD-1/87	350	350	54	2	89/32	1	
41	G2	Ljutomer	LJUT-1/88	4048	4016	45	3	125/28	3	
42	G2	Murska Sobota	SOB-2/88	887	870	67	2	95/49	2	ZGP
43	B5	Praproče/Kozina	V-29/88	500	420	18	2	23/6	2	
44	E4	Črmošnjice/Koč. Poljane	Č-1/87	250	220	15	3	-	-	
45	E5	Špit. Draga/Metlika	V-2/2/88	240	100	20	3	-	-	
46	D3	Vaseno/Tuhinjska dolina	V-14/83	610	550	≥30	3	-	-	ZGP
47	B4	Avber/Branik	V-2/79	203	195	≥20	3	36/-	4	
48	C3	Črna vas/Ljubljansko barje	ČV-1/86	74	64	28	4	-	-	
49	C3	Brezovica/Ljubljansko barje	BZ-1/86	85	48	28	4	86/7	3	
50	D3	Snovik/Tuhinjska dolina	V-15/90	983	970	22	2	28/33	2	
51	G2	Petišovci	Pg-7/88	2990	2890	53	3	132/21	3	
52	G2	Dokležovje	DOK-1/88	1934	1500	63	3	107/8	3	
53	H2	Murski gozd	Mg-6/85	3858	3445	56	4	93/16	4	
54	D3	Nadgorica/Ljubljana	LK-1/89	1801	1080	39	1	81/14	1	
58	F3	Podčetrtek	V-4/84	500	400	55	4	138/1	4	ZGP
61	C1	Karavanke/cestni predor*	-	60	500	16	1	30/2	2	jam
62	E2	Topolšica/Šoštanj	PH-4/83	361	209	42	3	-	-	
63	E2	Družmirje/Šoštanj	P-8r/86	561	370	37	2	-	-	
65	F2	Ptujske Toplice	P-1/73	1104	660	39	3	-	-	
66	F2	Plodšnica/Cmurek	ŠOM-1/88	1100	755	66	1	102/41	2	
67	C3	Ljubljansko barje/deponija	TB-1/89	154	154	30	3	112/-	3	
68	C3	Ljubljansko barje	TB-2/89	123	120	31	3	46/-	4	

* 15 plitvih vrtin (≈4 m) v cestnem predoru
15 shallow boreholes (≈4 m) in the road tunnel

70	F4	Mokrice	MT-1/89	104	100	25	3	44/-	4
71	F4	Mokrice	MT-2/89	100	94	25	3	73/-	4
72	C3	Curnovec/Ljubljansko barje	TB-3/89	370	340	34	2	98/6	1
73	C1	Ptujske Toplice	P-2/88	1058	520	40	1	-	-
77	E2	Slovenj Gradec	SG-1/85	85	85	37	3	66/-	4
78	F4	Drnovo/Krško polje	DRN-1/89	1252	640	30	1	30/3	1
79	B5	Osp	O-1/89	415	410	27	2	33/3	2
80	D4	Seč/Kočevo	S-1/89	270	265	16	3	22/3	3
81	E4	Brezovica/Kočevo	B-1/89	260	255	14	3	13/3	4
82	F2	Maribor/Stražun	MB-1/90	152	151	51	3	103/-	3

Tolmač – Explanation

- 1 številka lokacije – Number of location
- 2 kvadrant na kartah sl. 3, 5 in 6 – Quadrangle in the maps of Figures 3, 5 and 6
- 3 ime lokacije – Name of location
- 4 oznaka vrtine – Borehole designation
- 5 globina vrtine v m – Borehole depth in m
- 6 največja globina temperaturne meritve v m
Maximal depth of temperature measurement in m
- 7 temperatura na globini 1000 m v °C
Temperature at 1000 m depth in °C
- 8 kvaliteta temperaturne meritve (glej tab. 2)
Quality of temperature measurement (see Tab. 2.)
- 9 gostota toplotnega toka v mW/m² in koeficient variacije
Heat flow density in mW/m² and coefficient of variation
- 10 kvaliteta določitve gostote toplotnega toka (glej tab. 3.)
Quality of heat flow density determination (see Tab. 3.)
- 11 opombe: – Remarks:
ZGP = znano geotermalno območje – Known geothermal area
konv = konvekcija – Convection
jam = jamske vrtine v rudnikih in predorih – Boreholes in galleries and tunnels

Geothermal investigations in Slovenia

The following paper refers to the first results of the project treating the construction of geothermal maps of the Republic of Slovenia. Actually, it represents the continuation of the article »Geothermal Maps of Yugoslavia« (Ravnik, et al., 1987), which has been intended as a joint contribution of several Yugoslav experts to the »Geothermal Atlas of Europe«, edited by E. Hurtig. V. Čermák, R. Haenel and V. Zui and being now in press.

Slovenia covers with its 20,250 km² the northwestern part of Yugoslavia. Its territory is situated in an area where several big tectonic units, such as Southern and Eastern Alps, Outer Dinarides and the Pannonian basin, join.

Systematic geothermal investigations have been performed since 1985. The principal purpose of the present activity is the compilation of adequate maps as a synthesis of the acquired geothermal data. All geothermal parameters, such as formation temperatures, geothermal gradients, thermal conductivity, and radiogenic heat pro-

duction of rocks as well as interval and surface heat flow density are collected, partly processed and stored in a computerized data base.

In the entire area of Slovenia, about 90 localities have been hitherto examined, but only 72 of them are taken into account in this paper. Not regarding the measurement site distribution, which is topographically biased, uneven quality of data used and changing depth of measurements, first maps are presented. These are the map of heat flow density (HFD) and the map of the formation temperature at 1000 m depth (T_{1000}). Although the accomplished investigations did not reach much deeper than 1000 m, the geothermal activities are planned at least to double this depth in a couple of years to come. Assessment of geothermal resources and reserves is one of the next urgent topics which forms an indispensable basis for research and development of geothermal energy.

The methodology of acquisition of geothermal data, as required in both Fourier's laws of conductivity (1) and (2) has been adapted. Six geothermal parameters were selected to constitute the geothermal data base (Table 1), and an adequate program for the personal computer has been prepared. For each geothermal location a complete print-out of graphical and numerical informations is possible (Fig. 1).

Temperatures were predominantly measured in thermally equilibrated boreholes or were determined during drilling by extrapolation of BHT data. Some measurements were accomplished immediately after termination of drilling. To this category belongs the conventional well-logging in oil wells. Temperatures were in some places determined also during drill stem test (DST) or at the head of boreholes when making hydrological pumping tests. Temperature is measured mainly by electrical resistance thermometers with Pt-sensors or with thermistors, having the sensitivity within 0.1 to 0.01°C interval. Some data were obtained also by Hg-maximum thermometers or by Amerada device in deep oil wells.

In order to evaluate the mean annual air temperature in Slovenia, a diagram using meteorological observations has been constructed in dependence of elevation, showing two areas of different air temperature gradients (Fig. 2). The reduction coefficients for surface temperature determinations were also obtained, having the values in the interval from 0 in the coastal areas, to maximal +2°C in the inner hilly woodland of southwestern Slovenia.

For the eastern part of Slovenia, i. e. the Pannonian basin, a mean thermogram was plotted using the uncorrected temperatures from 50 oil wells (Fig. 4). In the same figure also the corresponding thermogram from the neighbouring Zala basin in Hungary was attached. The thermograms are similar regardless the distance of about 30 to 40 km between both compared areas.

Thermal conductivity has been always measured under normal P-T conditions by a QTM device (Sumikama & Arakawa, 1987; Prelovšek & Uran, 1984). In some cases anisotropic behaviour of samples has been determined. The results were periodically checked with different standards, one among them was the fused quartz standard.

The concentrations of radioactive isotopes U, Th and K were determined with a high resolution γ -spectrometer with Ge/Li detector at the Institute J. Stefan in Ljubljana. Using the equation (12), thermal heat production was calculated, reaching a precision of 5 to 10 %.

The weighted average of the interval HFD, known as the surface HFD, is the fundamental characteristics of each location. The reliability of its assessment will be discussed more in detail later.

The synthesis of geothermal information has been achieved on three maps. Main lithologic units, important for the formation of geothermal fields, are shown together with thermal springs and sites of geothermal investigations in the map in Figure 3. Sedimentary basins are from geothermal point of view the most promising areas. It is worth to mention that the majority of the thermal springs in Slovenia is situated along their borders. As evident from this map, the largest sedimentary area belongs to the uttermost western part of the Pannonian basin.

Formation isotherms at the depth of 1000 m are shown in Figure 5. For its construction temperature data from 72 borehole locations were used (see Appendix). Some of them were drilled underground in mines or tunnels. In this map, relatively low values of T_{1000} (about 20°C) in the west of the country are clearly different from the ones which are progressively increasing towards the east (up to 70°C). In Ljubljana depression, also slightly higher temperatures amounting to around 30°C were detected.

A better characterization of a geothermal field is given in the map of HFD (Fig. 6). Since tectonic movements are usually closely connected with the formation of geothermal fields, main tectonic lines and units are also shown in this map. The interval of HFD values is broad. It extends from about 20 mW/m² in the west to 100 mW/m² in the east. These values are produced predominantly by the conductive heat transfer. Only in small areas close to the thermal springs, elevated HFD prevail, but are omitted in the map. Low HFD are typical for the carbonate and karstified Dinarides, whereas in the eastern territories much higher values prevail. In the Ljubljana depression a small but clearly expressed HFD maximum is evident.

The pattern of T_{1000} and HFD parameters against lithologic composition and relief is illustrated on a 230 km long profile line crossing the territory of Slovenia in a SW-NE direction (Fig. 7).

The geologically and tectonically complicated buildup of Slovenia is reflected in values and patterns of its thermal field. But this area covers only minor parts of previously mentioned tectonic units, and therefore also the now presented geothermal field cannot be interpreted completely and definitely. Consequently, our measured data were prepared according to their qualities to render possible a later reinterpretation, considering also the corresponding data in neighbouring areas. A qualification procedure to all T_{1000} and HFD values has been applied, whereas for the thermal conductivity and radiogenic heat production, their reliability criteria are evident already from their measuring techniques. In the Tables 2 and 3 four quality factors for T_{1000} as well as for HFD are assigned to their values, based on the degree of criteria satisfied. In Appendix for all 72 geothermal locations both parameters are given together with their quality factors.

To get a quick insight into the quality of T_{1000} and HFD values, the most characteristic quantities are depicted in the diagrams of Figure 8. There, we can see that in nearly half of the boreholes both parameters were on average not measured deeper than to the depth of 400 m, and only in 10 % of the total borehole sites, they originated deeper than 1000 m. According to the histogram in Figure 8b only in half of the boreholes the geothermal data are satisfactory, which is due to the high extrapolation rate. When obliged to extrapolate the temperature, for its first range quality factor the condition is adapted, limiting the depth of downward continuation to maximally 50 % of the depth of the deepest temperature measurement. Adequate quality criteria are assigned also to HFD values. Here, on less than one third of

locations the HFD measurements are acceptable, while the remaining ones are of a lower quality.

On both geothermal maps (Figs. 5 and 6), two main areas are recognized, which are approximately delimited by the meridian 15°E from Greenwich. The eastern region belongs to the Pannonian depression and the western one represents a junction area between Southern Alps and Dinarides. Close to the transition zone between these two regions, a minor positive geothermal anomaly of Ljubljana depression appears.

The linear dimensions of both anomalous territories are in excess of lithosphere thickness, which amounts here to about 50 to 70 km (Čermák, 1984; Čermák & Bodri, 1986). For this reason, it is assumed that processes and/or geologic structures producing these anomalies, have their origin deeper in the crust and in the lithosphere respectively.

Geothermal anomaly of the Carpatho-Pannonian basin system and its tectonic implications have been discussed intensively elsewhere (Burchfiel, 1980; Royden, 1988; Royden et al., 1983a, 1983b; Horváth et al., 1979, 1981; Horváth, 1988) and are only briefly reviewed here.

In the region between Carpathians and Dinarides the driving mechanism for tectonic movements is thought to be a continent-continent collision between African and Eurasian lithospheric plates, and the processes and results described herein are consistent with general features of a back-arc basin (Horváth et al., 1981).

The origin and development of the east-European Alpine system with orogenic belts of Dinarides and Carpathians is a consequence of convergence and collision between marginal part of Eurasian continent with the Apulian continental fragment. The subducted European plate induced in the upper mantle convection, which probably produced heat for partial melting of the lower lithosphere above the subducting plate (thermal diapirism, passively uplifted asthenosphere). This process resulted in large local andesite-rhyolite extrusions, which is evidenced also in andesitic rocks of Smrekovec and in Pohorje dacites. At the end of Middle Miocene, the extension of the crust diminished its thickness. Due to upwelling asthenosphere the temperature and HFD increased which is also the present characteristics of broader tracts of the Pannonian basin system. With the extension Pliocene-Pleistocene basalt volcanism is related. Its products are widespread in Austria around Gleichenberg and Klösch and reached Slovenia only scarcely. Gradually the attenuated crust in the regions of extension started to subside due to isostatic compensation and thermal contraction of the crust and upper mantle. The subsided parts were filled with thick Pliocene-Quaternary sedimentary beds.

In Slovenia the attenuation of the crust is discernible on the DSS profile Pula-Maribor (Aljinović et al., 1987). The Mohorovičić discontinuity is after preliminary interpretation rising from the depth of 43 km east of Ilirska Bistrica to about 32 km deep east of Velenje (Dragašević et al., 1989). The temperature at the Mohorovičić discontinuity is estimated from 800 to 1000°C (Čermák, 1984; Čermák & Bodri, 1986) and the HFD values at this discontinuity are estimated in a broad interval from 15 to 60 mW/m².

The main part of our geothermal investigations has been carried out in sedimentary basins characterized by intergranular groundwater flow. Thermal regime is distinctly affected in groundwater recharge and discharge areas and free, as well as forced convection is many times more significant than conductive heat transport. Therefore, it is important to recognize the occurrence of hydrologic disturbances.

Numerous studies have been carried out regarding groundwater flow which affects the near surface thermal regime (Smith & Chapman, 1983, 1985; Čermák & Jetel, 1985). Especially applicable for the field conditions in eastern Slovenia is the paper presented by Alföldi et al. (1985). In many of our thermal springs fractured porosity exists, and convective heat flow predominates. In sedimentary basins the blanketing effect sometimes rather increases the temperature according to the equations (15) and (16).

Important source of the Earth's heat is the radiogenic heat. In the Table 4, the corresponding rates of this heat, determined mainly on rock samples from boreholes, are shown. The average radiogenic heat of 112 samples from all over Slovenia amounts to $1,6 \pm 1,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$. The highest values were obtained in samples of Carboniferous sandstones and slates ($2,0 \pm 0,4 \mu\text{W}/\text{m}^3$) as also in Pohorje tonalite ($2,5 \pm 0,6 \mu\text{W}/\text{m}^3$). To recognize the contribution of radiogenic heat source to surficial HFD, there is neither enough necessary geologic information nor sufficient data on radiogenic heat production at our disposition.

The heating of the upper crustal parts is locally possible also due to magma bodies. In the territory of Slovenia, the last important magmatism occurred during Oligocene and Miocene, i.e. 30 to 20 million years ago. It is represented by calc-alkaline igneous rocks, occurring along the Periadriatic lineament and in the crests of the Pohorje Mts. The youngest basaltic volcanism from Upper Pliocene in Lower Styria (Austria) left only scarce traces in our country close to the village Grad in NE Slovenia. Neither intrusive bodies nor extrusive magmatic rocks come into consideration as the origin of heat source. Their high initial temperatures have been long ago equalized with their surroundings.

The previously discussed thermo-tectonic events and processes which are the origin of the existing geothermal conditions refer mainly to the central and eastern Slovenia, but this situation is of a crucial difference in the Dinarides. Temperatures and HFD are low, which can be explained with a 40 to 50 km thick crust. Its about 10 km thick upper layers are composed of thermally conductive carbonate beds which are comparatively well karstified and exposed to an intensive penetration of surface water. A clear negative correlation between crustal thickness and HFD exists in Dinarides, which is obviously the case also in the extreme eastern part of Southern Alps (Julian Alps). But hitherto obtained geothermal parameters are scarce in this region. Namely, the crust thickness-HFD correlation in the Alps is generally positive (Čermák, 1979, 1984; Haenel & Staroste, 1988).

Regarding the origin of the geothermal anomaly in Ljubljana depression, the most possible explanation is for the time being the advection, which is enhanced in some parts by the blanketing effect of low conductive basin sediments.

Literatura

- Alföldi, L., Gálfi, J., & Liebe, P. 1985, Heat flow anomalies caused by water circulation. *J. Geodynamics*, 199–217, Amsterdam.
- Aljinović, B., Prelogović, E. & Skoko, D. 1987, Novi podaci o dubinskoj gradnji i seizmotektonski aktivnim zonama u Jugoslaviji. *Geol. vjesnik*, 40, 255–263, Zagreb.
- Balling, N., Kristiansen, J. I., Breiner, N., Poulsen, K. D., Rasmussen, R. & Saxov, S. 1981, Geothermal measurements and subsurface temperature modelling in Denmark. *Geoskrifter no. 16*, Aarhus University, 172 p., Aarhus.
- Bodmer, Ph., England, P. C., Kissling, E. & Rybach, L. 1979, On the correction of subsurface temperature measurements for the effects of topographic relief. Part II:

Application to temperature measurements in the Central Alps. V: Čermák, V. & Rybach, L.: Terrestrial heat flow in Europe; Springer-Verlag, 78-87, Berlin, Heidelberg, New York.

Bodmer, Ph. & Rybach, L. 1984, Geothermal map of Switzerland (Heat flow density). Géophysique no. 22. Kümmerly & Frey, 47 p. + 1 karta, Bern.

Bodri, L. 1981, Geothermal model of the Earth's crust in the Pannonian basin. Tectonophysics, Elsevier, 72, 61-73, Amsterdam.

Bodvarsson, G. 1973, Temperature inversions in geothermal systems. Geosynthesis, Elsevier, 11, 141-149, Amsterdam.

Burchfiel, B. C. 1980, Eastern European Alpine system and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics. Tectonophysics, 63, 31-61, Amsterdam.

Carslaw, H. S. & Jaeger, J. C. 1959, Conduction of heat in solids, At the Clarendon Press, 510 p., Oxford.

Chapman, D. S., Pollack, H. N. & Čermák, V. 1979, Global heat flow with special reference to the region of Europe. V: Čermák, V. & Rybach, L.: Terrestrial heat flow in Europe, Springer-Verlag, 41-48, Berlin, Heidelberg, New York.

Chapman, D. S. & Rybach, L. 1985, Heat flow anomalies and their interpretation. J. Geodynamics, 4, 3-37, Amsterdam.

Čeremenskij, G. A. 1972, Geotermija, Izdat. Nedra, 271 p., Leningrad.

Čermák, V. 1976, First heat flow map of Czechoslovakia. Geofyzikální Sborník XXIV, 245-261, Praha.

Čermák, V. & Rybach, L. 1979, Terrestrial heat flow in Europe. Springer-Verlag 328 p., Berlin, Heidelberg, New York.

Čermák, V. 1979, Heat flow map of Europe. V: Čermák, V. & Rybach, L.: Terrestrial heat flow in Europe. 3-40, Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York.

Čermák, V. 1984, Heat flow and the deep structure of Europe. V: Proceedings of the 27th Internat. Geol. Congress, Moscow 8, Geophysics, VNU Science Press, 105-154, Utrecht.

Čermák, V., Krešl, M., Šafanda, J., Nápoles-Pruna, M., Tenreiro-Perez, R., Torres-Paz, L. M. & Valdés, J. J. 1984, First heat flow density assessments in Cuba. Tectonophysics, Elsevier, 103, 283-296, Amsterdam.

Čermák, V. & Jetel, J. 1985, Heat flow and ground water movement in the Bohemian Cretaceous basin (Czechoslovakia). J. Geodynamics, 4, 285-303, Amsterdam.

Čermák, V., & Bodri, L. 1986, Temperature structure of the lithosphere based on 2-D temperature modelling, applied to Central and Eastern Europe. V: Burrus, J.: Thermal modelling in sedimentary basins. Éditions Technip, 7-31, Paris.

Čermák, V. & Haenel, R. 1988, Geothermal maps. V: Haenel, R., Rybach, L. & Stegena, L.: Handbook of terrestrial heat-flow density determination, Kluwer Academic Publishers, 261-300, Dordrecht, Boston, London.

Dövényi P. & Horváth, F. 1988, A review of temperature, thermal conductivity and heat flow data for the Pannonian basin. V: Royden, L. H. & Horváth, F.: The Pannonian basin. AAPG Memoir 45, 195-210, Tulsa.

Dövényi, P., Horváth, F., Liebe, P., Gálfi, J. & Erki, I. 1983, Geothermal conditions of Hungary. Geophysical Transactions, 1, 3-114, Budapest.

Dragašević T., Andrić, B. & Joksović, P., 1989, Strukturna karta Mohorovičićeve diskontinuitete, 1:500.000, Zvezni geološki zavod, Beograd.

Drobne, F., Premru, U., Verbovšek, R., Rogelj, J. & Marinko, M. 1979, Geotermalna energija v Ljubljanski kotlini. I in II faza. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Drobne, F., Ravnik, D., Premru, U., Verbovšek, R., Veselič, M. & Zlebnik, L. 1980, Letno poročilo. Geotermalna energija v Ljubljanski kotlini, III. faza. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Fournier, R. O. 1981, Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering. V: Rybach, L. & Muffler, L. J. P.: Geothermal systems. Principles and case histories, John Wiley & Sons, 109-143, Chichester, New York, Brisbane, Toronto.

Furlan, D. 1965, Temperature v Sloveniji. Institut za geografijo SAZU, 166 p., Ljubljana.

Galson, D. A., Wilson, N. P., Schärli, U. & Rybach, L. 1987, A comparison of the divided-bar and QTM methods of measuring thermal conductivity. Geothermics, Pergamon Press, 16, 3, 215-226, Oxford, New York, Beijing, Frankfurt, São Paulo, Sydney, Tokyo, Toronto.

Geological Survey of Japan, 1986, Development of geothermal data base system. Report no. 265, 538 p., Tsukuba-gun, Ibaraki-ken.

Grossling, B. F. 1959, Temperature variations due to the formation of a geosyncline. Geol. Soc. America, Bull, 70, 1253-1281.

- Haenel, R. 1971, Heat flow measurements and a first heat flow map of Germany. *Zeitschrift für Geophysik, Physica-Verlag*, 37, 975–992, Würzburg.
- Haenel, R. 1980, Atlas of subsurface temperatures in the European Community. Commission of the European Communities. Th. Schäfer Druckerei GmbH, 36 p. + 43 kart, Hannover.
- Haenel, R. 1983, Geothermal investigations in the Rhenish Massif. V: Fuchs, K. et al.: Plateau uplift. The Rhenish shield-A case history, Springer-Verlag, 228–246, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.
- Haenel, R. & Staroste, E. 1988, Atlas of geothermal resources in the European Community, Austria and Switzerland. Th. Schäfer Druckerei GmbH, 74 p. + 110 kart, Hannover.
- Haenel, R., Rybach, L. & Stegena, L. 1988, Fundamentals of geothermics. V: Haenel, R., Rybach, L. & Stegena, L.: Handbook of terrestrial heat-flow density determination, Kluwer Academic Publishers, 9–57, Dordrecht, Boston, London.
- Hamrla, M. 1987, Optična odsevnost nekaterih slovenskih premogov. *Geologija*, 28/29 (1985/86), 293–317, Ljubljana.
- Hamrla, M. 1988, Prispevek h geologiji premogišč zreškega okoliša in uvrstitev njegovih premogov po odsevnosti. *Geologija*, 30(1987), 349–390, Ljubljana.
- Horváth, F., Bodri, L. & Ottlik, P. 1979, Geothermics of Hungary and the tectonophysics of the Pannonian basin "red spot". V: Čermák, V. & Rybach, L.: Terrestrial heat flow in Europe, Springer-Verlag, 206–217, Berlin, Heidelberg, New York.
- Horváth, F., Berckhemer, H. & Stegena, L. 1981, Models of Mediterranean back-arc basin formation. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 300, 383–402, London.
- Horváth, F. 1988, Neotectonic behaviour of the Alpine-Mediterranean region. V: Royden, L. H. & Horváth, F.: The Pannonian basin. AAPG Memoir 45, 49–55, Tulsa.
- Jaeger, J. C. 1965, Application of the theory of heat conduction to geothermal measurements. V: Lee, W. H. K.: Terrestrial heat flow. AGU Publisher, Geophysical monograph series no. 8, 7–23, Washington.
- Jaupart, C. 1986, On the average amount and vertical distribution of radioactivity in the continental crust. V: Burrus, J.: Thermal modelling in sedimentary basins. Editions Technip, 33–47, Paris.
- Jessop, A. M. 1983, The essential ingredients of a continental heat flow determination. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, H. 1/2, 70–79, Stuttgart.
- Jones, F. W. & Oxburgh, E. R. 1979, Two-dimensional thermal conductivity anomalies and vertical heat flow variations. V: Čermák, V. & Rybach, L.: Terrestrial heat flow in Europe, Springer-Verlag, 98–106, Berlin, Heidelberg, New York.
- Kappelmeyer, O. & Haenel, R. 1974, Geothermics with special reference to application. Gebr. Borntraeger, 238 p., Berlin, Stuttgart.
- Lapajne, J., Kump, P., Kapelj, D. & Rihtar, B., 1975, Hidrogeološke raziskave mineralne vode v okolici Rogaske Slatine. Geomagnetne raziskave 1973–1975. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Lapajne, J., Premru, U., Kump, P., Drobne, F. & Marinko, M. 1976, Raziskave območja termalnih izvirov jugovzhodne Slovenije, II. faza. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Lapajne, J., Ravnik, D., Kump, P. & Mervič, I. 1977, Raziskave območja termalnih izvirov jugovzhodne Slovenije, IV faza. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Lapajne, J., Mervič, I., Milosavljević, M. & Rihtar, B. 1979, Raziskave območja termalnih izvirov jugovzhodne Slovenije, V. faza. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Lopatin, N. V. 1971, Temperatura i geološki čas v območju kak faktory uglefikacii. *Izvestja Akademii Nauk SSSR, Serja geologičeskaja*, 3, 95–105, Moskva.
- Meissner, R. & Stegena, L. 1988, Lithosphere and evolution of the Pannonian basin. V: Royden, L. H. & Horváth, F.: The Pannonian basin. AAPG Memoir 45, 147–152, Tulsa.
- Muffler, L. J. P. & Cataldi, R. 1978, Methods for regional assessment of geothermal resources. *Geothermics*, Pergamon Press, 7, 2–4, 53–89, Oxford, New York, Frankfurt.
- Nosan, A. 1973, Termalni in mineralni vreli v Sloveniji. *Geologija*, 16, 5–81, Ljubljana.
- Oberhauser, R. 1980, Der Geologische Aufbau Österreichs, Springer-Verlag, 702 p., Wien, New York.
- Pollack, H. N. 1965, Steady heat conduction in layered mediums: The half-space and sphere. *J. Geophys. Res.*, 70, 22, 5645–5648, Tulsa.
- Pollack, H. N. 1987, Heat flow in Earth. *McGraw-Hill Encycl. Science & Technology*, McGraw-Hill Book Comp., 5, 488–494, New York, St. Louis, San Francisco.
- Prelovšek, P., Babič, M. & Uran, B. 1982, Meritve toplotne prevodnosti kamenin z izboljšano metodo grelne žice. *Geologija*, 25/2, 335–339, Ljubljana.

- Prelovšek, P. & Uran, B. 1984, Generalised hot wire method for thermal conductivity measurements. *J. Phys. E: Sci. Instrum.*, G. Britain 17, 674-677.
- Ravnik, D. 1980a, Geofizička istraživanja. V: Mioč, P., Premru, U., Drobne, F., Verbovšek, R., Ravnik, D. & Pirc, S.: Geotermička istraživanja u Kočanskoj kotlini. Zaključni izveštaj. I faza, 180-219, Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Ravnik, D. 1980b, Geotermalna energija v Ljubljanski kotlini - III faza. Geotermične meritve I. 75 p. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.
- Ravnik, D. 1982a, Geofizika. V: Ravnik, D., Premru, U., Verbovšek, R. & Pirc, S.: Geotermička istraživanja u Kočanskoj kotlini, 2 faza, 16-64, Arhiv geološkega zavoda Ljubljana.
- Ravnik, D. 1982b, Splošna in uporabna geotermija ter njen pomen za SR Slovenijo. SAZU: Posvetovanje o energetiki, 37-53, Ljubljana.
- Ravnik, D. 1982c, Geofizička istraživanja geotermičkog područja o Kočanskoj kotlini. Zbornik: Rezultati dosadašnjih geofizičkih ispitivanja raznih fenomena vezanih za proučavanje gradje Zemljine kore i gornjeg omotača na teritoriji Jugoslavije, Komitet za geofiziku, 91-105, Skopje.
- Ravnik, D. 1985, Termalne vode. Registracija, obdelava in tolmačenje temperaturnih meritev v globokih vrtinah. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Ravnik, D. & Uran, B. 1984, Geotermične meritve II. Metodologija in interpretacija meritev toplotne prevodnosti in gostote toplotnega toka. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Ravnik, D., Kolbah, S., Jelić, K., Milivojević, M., Miošić, N., Tonic, S. & Rajver, D., 1987, Geothermal Atlas of Europe, Yugoslavia, 15 p. + 7 kart. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Ravnik, D. 1988, Osnovne količine toplotnega toka v geotermiji. Doktorska disertacija, Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo Univerze E. K., 253 p., Ljubljana.
- Ravnik, D. & Rajver, D. 1990, Geotermalne karte Slovenije. 70 p., + 74 datoteč. listov, Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Royden, L., Horváth, F. & Rumpel, J. 1983a, Evolution of the Pannonian basin system. *Tectonics* 2, 1, 63-90, Washington.
- Royden, L., Horváth, F., Nagymarosy, A. & Stegena, L. 1983b, Evolution of the Pannonian basin system. 2. Subsidence and thermal history. *Tectonics*, 2, 1, 91-137, Washington.
- Royden, L. H. 1988, Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. V: Royden, L. H. & Horváth, F.: The Pannonian basin. AAPG Memoir 45, 27-48, Tulsa.
- Rybach, L. 1981, Geothermal systems, conductive heat flow, geothermal anomalies. V: Rybach, L. & Muffler, L. J. P.: Geothermal systems. Principles and case histories, John Wiley & Sons, 3-36, Chichester, New York, Brisbane, Toronto.
- Rybach, L. 1986, Amount and significance of radioactive heat sources in sediments. V: Burrus, J.: Thermal modelling in sedimentary basins. Editions Technip, 311-322, Paris.
- Rybach, L. 1988, Determination of heat production rate. V: Haenel, R., Rybach, L. & Stegena, L.: Handbook of terrestrial heat-flow density determination, Kluwer, 125-142, Dordrecht, Boston, London.
- Sass, J. H., Stone, C. & Munroe, R. J. 1984, Thermal conductivity determinations on solid rock - A comparison between a steady-state divided-bar apparatus and a commercial transient line-source device. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, Elsevier, 20, 145-153, Amsterdam.
- Sikošek, B., 1971, Tolmač Geološke karte SFRJ Jugoslavije 1:500.000, 56 p., Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Smith, L. & Chapman, D. S. 1983, On the thermal effects of groundwater flow. 1 Regional scale systems. *J. Geophys. Res.*, 88, B1, 593-608, Washington.
- Smith, L. & Chapman, D. S. 1985, The influence of water table configuration on the near-surface thermal regime. *J. Geodynamics*, 4, 183-198.
- Stegen, L. 1988, Palaeogeothermics. V: Haenel, R., Rybach, L. & Stegena, L.: Handbook of terrestrial heat-flow density determination. Kluwer, 393-419, Dordrecht, Boston, London.
- Sumikama, S. & Arakawa, Y. 1976, Quick thermal conductivity meter. *Instrumentation and Automation (Japan)*, 4, 4, 60-66.
- Szabó, J. 1968, Termalne vode okoli Murske Sobote. INA-Nafta, Lendava. Raziskovalna naloga Sklada B. Kidriča. Ljubljana.
- Tollmann, A. 1985, Geologie von Österreich, Bd. 2, Franz Deuticke, 710 p. Wien.
- Ungemach, P. 1988, Reservoir engineering assessment of a low enthalpy geothermal

field. Paris basin. V: Okandan, E.: Geothermal reservoir engineering, Kluwer, 241-284, Dordrecht, Boston, London.

Uran, B. 1982, Merilnik toplotne prevodnosti na grelno žico. Diplomsko delo. VTO Fizika. Univerza E. K. Ljubljana.

Uyeda, S. & Hōrai, K. 1964, Terrestrial heat flow in Japan. J. Geophys. Res., 69, 10, 2121-2141, Washington.

Verbovšek, R. 1984, Hidrogeološke raziskave termalne vode v Kočanski kotlini. Zbornik referata VIII jugoslovenskog simpozijuma o hidrogeologiji i inženjerskoj geologiji, Knj. 1, 271-279, Budva.

Verbovšek, R. 1990, Geotermični model Krško-Brežiškega polja. Geologija, 31, 32, (1988/89) 581-592, Ljubljana.

Verbovšek, R. & Premru, U. 1980, Hidrogeologija Kočanske kotline s poudarkom na geotermiji. Zbornik referatov 6 jugosl. simpozija o hidrogeologiji in inženirski geologiji, Knj. 1, 381-389, Portorož.

Veselič, M. 1985, Letno poročilo o študiju hidrogeotermalnih potencialov Šaleške doline. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Werner, K. H. & Schulz, R. 1988, Geothermische Ressourcen und Reserven: Weiterführung und Verbesserung der Temperaturdatensammlung (Abschlußbericht). Interno poročilo Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 32 p. + 33 pril, Hannover.

Wohlenberg, J. 1979, The subsurface temperature field of the Federal Republic of Germany. Geol. Jb., E 15 3-29, Hannover.

Zvezni geološki zavod 1970, SFR Jugoslavija. Geološka karta, 1:500.000, Beograd.

Žlebnik, L. 1975, Termalne in termomineralne vode v Prekmurju in Slovenskih goricah. Radenski vestnik, Posvetovanje v Moravskih toplicah, 25-30.

Žlebnik, L. 1985, Letno poročilo o hidrogeoloških raziskavah termalnih voda v Pomurju, II. faza. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Žlebnik, L. 1987, Pregled geoloških struktur, ki so potencialni nosilci geotermalne energije v Sloveniji. Zbornik: Problematika istraživanja resursa geotermalne energije sa posebnim osvrtom na mesto i ulogu geofizičkih metoda ispitivanja, Niška Banja. Komite za geofiziko, 113-133, Beograd.

UDK 553.2/.3:551.73:552.4(497.12)=863

Metagenetska problematika železovih nahajališč v staropaleozojskih metamorfnih kameninah

Zur metallogenetischen Problematik der Erzkvorkommen in den altpaläozoischen metamorphen Gesteinsserien

Ivo Štručl

ZRC SAZU, Inštitut za raziskovanje Krasa, Titov trg 2, 66230 Postojna

Rolf Kluge

WWU-Münster, Institut für Mineralogie, Correnstr. 24, Münster

Kratka vsebina

Geološko najstarejša nahajališča železove rude na Slovenskem se pojavljajo v staropaleozojskih metamorfnih kameninah ordovicjsko silurske starosti. Na zahodnem Pohorju se sicer železova nahajališča po dosedanjih metalogenetskih interpretacijah uvrščajo med terciarna visokotemperaturno hidrotermalna ali kontaktmetamorfna rudišča, vendar kažejo nekatera znamenja, da gre tudi tu, podobno kot v štalenskogorski seriji na Lomu severno od Mežice, primarno verjetno za staropaleozojska singenetska magmatogenosedimentna orudjenja. Nastanek staropaleozojskih orudenj je možno po nekaterih značilnostih primerjati z nastankom recentnih nahajališč v sedanjih oceanih.

Zusammenfassung

Die geologisch ältesten Eisenerzkvorkommen in Slowenien treten in altpaläozoischen und altkristallinen metamorphen Gesteinsserien auf. Im westlichen Pohorje- (Bacher-) Gebirge werden die Eisenerzkvorkommen nach den bisherigen metallogenetischen Erläuterungen als hochtemperierte hydrothermale oder als kontaktmetamorphe Vererzungen angesehen und mit dem tertiären Dazitvulkanismus in Verbindung gebracht; es gibt jedoch gewisse Anzeichen, dass es sich auch hier, ähnlich wie bei den Erzkvorkommen in den basischen Metavulkaniten der Magdalensbergserie auf Lom, nördlich von Mežica um altpaläozoische syngenetische magmatogen-sedimentäre Vererzungen handelt. Die primäre Entstehung dieser Erzkvorkommen ist mit der Entstehung rezenter Vererzungen in den heutigen Ozeanen zu vergleichen.

Uvod

Železova nahajališča na Slovenskem so bila v preteklosti predmet dokaj živahne rudarske dejavnosti, ki pa je v začetku tega stoletja popolnoma zamrla.

Geološko najstarejša nahajališča se pojavljajo v metamorfnih kameninah Pohorja, Kobanskega in ravenskega kristalinika.

Železova nahajališča na Mali Kopi so po dosedanjih metalogenetskih interpretacijah uvrščena med terciarna visokotemperaturno hidrotermalna rudišča s prehodom v normalni hidrotermalni tip orudenja (Berce, 1956); za nahajališča na Lomu v ravnskem kristaliniku pa pravi Tornquist (1929), da je del rude nastal pri likvaciji magme, del pa z ekshalacijo.

Slednja so torej približno enako stara, kakor diabazi, kar pomeni, da so nastala v ordoviciju ali silurju. Obstajajo pa tudi znamenja, iz katerih lahko sklepamo, da gre v obeh primerih za staropaleozojska singenetska magmatogeno sedimentna nahajališča, katerih nastanek je deloma možno primerjati tudi z nastankom recentnih rudišč na dnu sedanjih oceanov.

Za reševanje metalogenetskih problemov je pomembno zlasti dobro poznavanje litostratigrafskih razmer širšega ozemlja, s katerim pa se na našem ozemlju še ne moremo posebno pohvaliti. Zato se bomo v pričujočem prispevku malo pogosteje kot sicer ozirali in sklicevali na litostratigrafske razmere v ekvivalentnih metamorfnih kameninah sosedne Svinške planine (Sausalpe).

Litostratigrafske značilnosti rudonosnih kamenin

Pohorje, Kobansko in območje ravskega kristalinika je del centralnega gorovja Vzhodnih Alp. Velik del tega ozemlja sestoji iz kata- in mesoconalnih metamorfnih kamenin, na katerih ležijo epimetamorfne kamenine filitne serije, ki navzgor postopoma prehajajo v anchimetamorfne kamenine ordovicijско-devonske starosti.

Kata- in mesoconalne kamenine pripadajo srednjemu vzhodnemu Alpiniku (Mittelostalpin), filitna serija in mlajše kamenine pa zgornjemu, vzhodnemu Alpiniku (Oberostalpin). Filitna serija in mlajše kamenine predstavljajo po Tollmannu (1975) sestavni del velikega krškega pokrova (Gurktaler Decke), ki sestoji iz dveh enot (delov pokrova): prva iz anchi- in nemetamorfoziranih kamenin – druga iz epimetamorfnih kamenin. Tako eni kot drugi so ordovicijско-devonske starosti.

Hinterlechner-Ravnikova (1971) deli zaporedje metamorfnih kamenin po stopnji metamorfoze na:

- anchimetamorfne kamenine štalensko-gorske serije ordovicijско-silurske starosti,
- metamorfne kamenine faciesa zelenega skrilavca in na
- metamorfne kamenine almandin-amfibolitnega faciesa.

Nad varistično diskordanco ležijo karbonske, permske in triasne kamenine. Omeniti je potrebno tudi transgresijo zgornjekrednih (gosavskih), eocenskih in zgornjemiocenskih sedimentov, ki so v eni ali drugi obliki udeleženi v dokaznem gradivu metalogenetskih interpretacij rudnih nahajališč na tem ozemlju.

Kamenine epimetamorfne kompleksa

Kompleks epimetamorfnih kamenin je debel okoli dva tisoč metrov in sestoji iz raznovrstnih filitoidnih kamenin, od nizkometamorfnih filitoidov do filitov, ki kažejo že značilnosti sljudnih skrilavcev. Vmes pa se pojavljajo tudi raznovrstne druge metamorfne kamenine.

Mioč in Žnidarčič (1978) izdvajata spodnji del filitne serije kot kobansko serijo, ki jo glede na podobnost z enakimi skrilavci na širšem ozemlju Jugoslavije

uvrščata v rifej-kambrij. Sklicevati se na podobnost pa je lahko zelo varljivo, zlasti če imamo opravka s kameninami, ki jih ločuje tako velika tektonska dislokacija, kot je periadriatski šiv. Na Svinški planini (Sausalpe) so namreč v marmorjih našli krinoide pokambrijske starosti (Kleinschmidt et al., 1975 a), v drugih pa spiriferoide, ki kažejo na zgornji llandovery ali devonsko starost.

Kamenine filitne serije pripadajo epiconi oziroma faciји zelenih skrilavcev tipa Barrow (B1), ki jo Winkler (1967) deli na tri subfacije oziroma cone:

(B1.1) kremen-albit-muskovit-klorit,

(B1.2) kremen-albit-epidot-biotit in

(B1.3) kremen-albit-epidot-almandin,

kar pomeni, da sta v filitni seriji odločilni dve izogradi; prva s pojavom biotita (na primer v biotitovo-albitovih skrilavcih) in druga s pojavom almandina oziroma rogovače v rogovačevo-epidotovo-kloritovih skrilavcih ali amfibolitih.

V kompleksu epimetamorfni kamenin prevladujejo sicer sericitni filiti in kremeno-sericitni filiti, toda tudi biotitovega filita ni tako malo. Med navedenimi skrilavci pa najdemo skozi večji del serije tudi različno debela plastja, leče ali plasti marmorjev, kvarcitov, grafitnih skrilavcev, amfibolitnih skrilavcev ali amfibolitov ter kalcitnih filitov. Na zahodnem Pohorju na Mali Kopi, kjer najdemo dele epimetamorfni kamenin sredi dacitnih prebojev, pa se pojavljajo tudi granatovci, epidotovci in hedenbergititi.

Sericitni filit je metalno sive barve, toda zaradi vsebnosti klorita je pogosto tudi zelenkasto obarvan, in to v različnih odtenkih. Sestoji iz sericita (okoli 50 %), kremena (30 %), klorita (do 10 %) in albita (okoli 5 %). Sporadično pa se v njem pojavljajo še turmalin, apatit, granat, rutil in cirkon. Opaki minerali (magnetit, pirit in grafit) so tu in tam prisotni tudi v večjih količinah.

Kremenov sericitni filit se od sericitnega filita v bistvu razlikuje le po vsebnosti kremena. Debelina lamin in plasti variira v zelo širokih mejah – v milimetrskih, centimetrskih pa tudi metrskih dimenzijah. Medplastna nagubanost je sorazmerno pogost pojav. Najbolj zanimive in še kar pogoste so izoklinalne gube različnih velikosti. Kremenov sericitni filit sestoji pretežno iz kremena (okoli 70 %), sericita in muskovita (do 20 %) ter plagioklaza (5–10 %). Nekateri primerki vsebujejo tudi do 3 % turmalina ali granata. Sporadično pa se v njem pojavljajo epidot, apatit, cirkon, rutil, grafit in drugi opaki minerali, ki so včasih prisotni tudi v večjih količinah.

Precej razširjeni so **kvarciti**. Najdemo jih praktično v vseh delih zaporedja, povečini sicer v zanemarljivo majhnih debelinah, večkrat pa so plastja debela tudi do nekaj deset metrov. Vsebnost kremena se v kvarcitihi giblje med 30 do 89 %, vsebnost sericita in muskovita pa od 2–70 %, zato kvarcit tudi ni uporaben kot kremenova surovina. Nekateri kvarciti vsebujejo tudi precej grafita, toda redkokdaj nad 10 %.

Kot že rečeno, so za filitno serijo značilni tudi raznovrstni **marmorji**. Poglejmo najprej marmorje z območja ravskega kristalinika, potem pa še genetsko sporne marmorje z rudonosnega območja na Mali Kopi. V ravskem kristaliniku ločimo tri vrste marmorjev: modrikasto sivega, temno sivega in marogastega (Schmidt, 1985; Štručl, 1983–89).

Modrikasto sivi marmor vsebuje razen kalcita še 2–3 % pirita, 1 % muskovita in 1 % kremena. Zrnavost se giblje med 0,05 in 0,5 mm. Po legi v zaporedju sodimo, da leži modrikasto sivi marmor v enem od višjih nivojev filitne serije, kar se ujema tudi z razširjenostjo le-tega na Svinški planini (Kleinschmidt, 1968). Podobno kot v kvarcitu najdemo tudi v modrikasto sivem marmorju izoklinalno nagubane plasti, ki so lepo vidne zlasti v plasteh, ki sestojajo iz laminarnega marmorja.

Temno sivi marmor sestoji razen iz kalcita še iz kremena (1–3 %) in muskovita (okoli 1 %). Vsebuje pa tudi plagioklaz, turmalin in rutil. Kamenina je popolnoma rekristalizirana, v poprečju so zrna velika 60 µm, posamezna tudi do 100 µm. V litostratigrafskem zaporedju leži temno sivi marmor vedno pod belim pasastim marmorjem, ki doseže debelino do 30 m. Zrnavost variira v širokih mejah in se spreminja od plasti do plasti med 20 in 150 µm; odtod tudi značilna pasasta tekstura. Podoben marmor opisujeta Neugebauer in Kleinschmidt (1970) s Svinške planine, v katerem so našli spiriferoide spodnje- do srednjeordovicijske starosti.

Marogasti marmor se od drugih razlikuje po bolj pestri mineralni sestavi. Kalcita vsebuje okoli 60 %, kremena (10 %), muskovita (10 %), plagioklaza (do 10 %), tremolita (okoli 5 %) in klorita (3 %). Razen teh vsebuje še mikroklin, titanit in klorozoisit.

Germovšek (1954) in Berce (1956) sta marmorja na Mali Kopi uvrstila med kontaktnometamorfne kamenine. Razdelila sta jih na relativno čiste marmorje in marmorje s silikatnimi minerali. Oba avtorja sta izhajala iz domneve, da so marmorji nastali iz zgornjekrednih apnencev. Prav marmorji pa so pomembno znamenje, če že ne dokaz, da prikamenine rudnih nahajališč na Mali Kopi ne pripadajo niti mezozojskim plastem niti anchimetamorfni štalenskogorski seriji, temveč globljemu delu filitne serije, če celo ne zgornjemu delu retrogradno spremenjene serije sljudnih skrilavcev.

Na območju Male Kope ločimo naslednje vrste marmorjev:

- bolj ali manj bele marmorje, ki razen kalcita (tega je okoli 96–98 %) vsebujejo le majhne količine kremena, muskovita ali sericita;
- sive in sivo bele marogaste marmorje, ki vsebujejo 1–5 % grafita, 1–3 % klorita, precej muskovita in sericita (ponekod tudi do 20 %), plagioklaza (do 5 %), diopsida (0–10 %) in epidota (0–15 %);
- temno sive ali marogaste marmorje z lečastimi ali nepravilnimi filitnimi vložki, ki sestojijo iz biotita, muskovita, kremena, rogovače, kalcita, klorita in rudnih mineralov.

Zadnje omenjeno vrsto marmorjev lahko primerjamo s tako imenovanim »phyllit-flatschen Marmor«-jem na Svinški planini (Saualpe), za katerega navajajo Kleinschmidt in sodelavci (1975 a), naslednjo mineralno sestavo: 70–80 % kalcita, 10–20 % filitnih vključkov, 4–10 % kvarcitnih komponent, 4–10 % kremena, 5–10 % sericita, 3–5 % glincev, 1–10 % biotita ter 1–3 % rude. Čisti marmorji so praviloma bolj enakomerno zrnati, v manj čistih pa je zrnavost kalcita precej odvisna od količine in razporeditve silikatnih komponent.

Amfiboliti in amfibolski skrilavci so značilni predvsem za spodnji del filitne serije, nastopajo pa tudi v zgornjem delu serije sljudnih skrilavcev.

Na Svinški planini (Kleinschmidt et al., 1975 a) se amfiboliti ene in druge serije razlikujejo predvsem po sestavi anortitne komponente v plagioklazih. Amfiboliti filitne serije sestojijo v glavnem iz albita, amfiboliti serije sljudnih skrilavcev pa iz oligoklaza. Rentgenske in mikroskopske preiskave amfibolitov iz ravskega kristalnika, pa tudi s Pohorja (Schmidt, 1985; Kluge, 1988; Štruel, 1983–89), kažejo podobne rezultate, le v treh vzorcih smo z rentgenskim difraktometrom namesto albita našli oligoklaz, vendar so bili vsi trije vzorci iz globljih nivojev filitne serije.

Rogovača je povečini močno pleohroična in modro zelene barve, kar pomeni, da imamo opravka z barroisitom. Z rentgenskimi in mikroskopskimi preiskavami pa so bili ugotovljeni še naslednji minerali amfibolske skupine: tremolit, navadna rogovača in magnezijev riebeckit.

Na območju železovih nahajališč na Mali Kopi, Planini in v Hudem kotu so

amfiboliti s prehodi v amfibolitski skrilavec sestavni del rudonosnih zaporedij kamenin, saj jih najdemo praviloma na vseh območjih, kjer so kdaj kopali ali iskali železovo rudo. Mineralna sestava amfibolitov, ki so bili zajeti z dacitom in ležijo v njem v različno velikih čokih, skupaj z drugimi kameninami (s sljudnimi skrilavci, filiti, marmorji in skarni), se od mineralne sestave amfibolitov sljudne serije v Maroltovem grabnu razlikujejo po tem, da vsebujejo do 20 % diopsida, pa tudi večjo količino rudnih mineralov. Sestojе pa tudi iz oligoklaza, kar pomeni, da bi morali amfibolite uvrščati že v serijo sljudnih skrilavcev ali vsaj v prehodno cono med filitom in sljudnimi skrilavci.

V družbi doslej opisanih kamenin se na zahodnem Pohorju na Mali Kopi, Planini in v Hudem kotu pojavljajo tudi epidotovec, granatovec in druge manj pogoste »skarnovske« kamenine. Večina raziskovalcev povezuje pojem »skarn« s kontaktno-metamornimi procesi, čeprav lahko skarnovske rude in kamenine nastanejo tudi z regionalnimi metamornimi procesi.

Epidotovec je na ožjem rudonosnem območju zahodnega Pohorja precej pogosta kamenina, saj ga najdemo skorajda na vsaki haldi, toda praviloma vedno v družbi z drugimi regionalnimi metamornimi kameninami. Povečini je drobnozrnat, pogosto pa sestoji tudi iz srednjezrnatih kristalnih agregatov. V epidotovcu je praviloma tudi precej kalcita, kremenca, glincev in klorita. Tudi rudne minerale vsebuje v različnih količinah, in sicer magnetit, hematit, halkopirit, pirit in pirotin. Struktura je povečini granoblastična, epidotova zrna pa so idioblastična in tudi ksenoblastična, z vsemi vmesnimi oblikami. Idioblastična zrna se pojavljajo zlasti v porah, v katerih je preostali prostor zapolnjen s kalcitom ali kremenom. Germovšek (1954) pravi, da prehaja epidotovec postopoma v marmor, polmarmor ali celo neposredno v apnenec. Takih primerov pri naših raziskavah nismo zasledili, smo pa našli mnogo primerov, da se epidotovec menjava s tipičnimi metamornimi kameninami, ki so nedvomno nastale z regionalno metamorfozo, to je s sljudnimi skrilavci, filiti, marmorji in amfiboliti. Menjavanje plasti je povečini v milimetrskih ali centimetrskih dimenzijah, tu in tam pa so debele tudi več decimetrov. Razlike med plastmi pa se ne kažejo zgolj v mineralni sestavi, temveč tudi v zrnavosti, in to v zelo širokih mejah. V laminarnih teksturah odsevajo deloma primarne sedimentacijske teksture, v glavnem pa seveda teksture, ki so nastale med regionalno metamorfozo.

Razen jasno diferenciranih plasti in lamin epidotovca sredi drugih kamenin obstajajo tudi raznovrstna diskordantna nakopičenja epidota, najsi bo to v obliki nepravilnih kristalnih agregatov, zapolnitev razpok ali nakopičenj vzdolž teh razpok. Toda diskordantna nakopičenja epidota segajo praviloma le nekaj centimetrov ali največ nekaj decimetrov zunaj plastovnih epidotovcev. V jami pod Perkavsem (ime prihaja očitno od nemške besede Berghaus) najdemo tudi primere diskordantnega kontakta epidotovca z dacitom, toda v isti jami, ki je široka le poldrug meter, dolga pa dva metra, najdemo tudi konkordantne kontakte, ki so posebno zanimivi. Kontakti so zelo ostri, toda pod mikroskopom najdemo v dacitu vključke epidotovca, v njem pa nadomeščanje (prežemanje) le-tega s kremenom ter glinenci, s podobno zrnavostjo kakor v dacitu. Iz tega lahko sklepamo, da je dacit mlajši od epidotovca.

Epidot nastaja na zelo različne načine, tako v pogojih regionalne kakor tudi v pogojih kontaktne metamorfoze. V metamornih kameninah facije zelenih skrilavcev ga najdemo predvsem v metapelitih, metagrauwackah, marmorjih in v metabazičnih magmatskih kameninah. V slednjih se pojavlja tudi v kameninah amfibolitnega faciesa. V pogojih kontaktne metamorfoze nastaja epidot praviloma iz karbo-

Epidot nastaja iz bazičnih magmatskih kamenin predvsem s spremembo glinenec, lahko pa tudi kot stranski proizvod pri kloritizaciji Ca-Mg silikatov. Po preiskanim kameninskem materialu z Male Kope lahko sklepamo, da je velik del epidota nastal med regionalno metamorfozo, in sicer v pogojih globljega dela facije zelenih skrilavcev ali v epidotovo-amfibolitnem faciesu, precejšen del pa je lahko nastal tudi med retrogradnimi metamorfnimi procesi kot stranski proizvod kloritizacije Ca-Mg silikatov. Izhodnega materiala za nastanek epidotovcev je bilo več kot dovolj, saj najdemo ob njem in marmorju vedno tudi ostanke filita, grauwanke, amfibolite ali amfibolitske skrilavce.

Ker pa se v filitni seriji praviloma pojavljajo tudi karbonatno silikatne kamenine, obstaja seveda še vedno tudi dvom o možnosti kontaktnometamorfne nastanka epidotovca.

Granatovec sodi v splošnem med najbolj tipične kamenine kontaktnometamorfne porekla, čeprav lahko nastaja tudi v pogojih regionalne metamorfoze. Granatovci niti ne izstopajo toliko zaradi mineralne sestave kot zaradi zrnivosti, ki je v njih bistveno večja kakor v drugih kameninah. Ker spadajo granatovci na zahodnem Pohorju k talninskemu delu filitne serije ali k zgornjemu delu serije sljudnih skrilavcev (Kluge, 1988; Štručl, 1983–89), so precej verjetno, podobno kakor na Svinški planini, lahko nastali z regionalno metamorfozo. Tudi tam se namreč v talnini filitne serije pojavlja granatovec z granati v premeru 3–5 cm, in to daleč v stran od mlajših magmatskih kamenin. Zaradi sorazmerno visokih vsebnosti železa in titana domnevajo Kleinschmidt in sodelavci (1975a), da gre za kamenino, ki bi lahko nastala iz bazičnega tufita, ne izključujejo pa možnost, da gre za edukt lateritskega preperevanja. Tudi v ravanskem kristaliniku smo med kameninami filitne serije našli kose granatovca z do centimeter velikimi granati. Resnici na ljubo pa moramo omeniti, da obstajajo med enimi in drugimi granatovci precejšnje razlike, zlasti v mineralni sestavi.

Granatovec s Svinške planine sestoji namreč iz granata (40 %), biotita (20 %), kremena (18 %), plagioklaza (8 %), rude (8 %), muskovita (5 %) in apatita (1 %); granatovec z Male Kope pa iz andradita (30–50 %), hedenbergita (0–30 %), rude (5–30 %), epidota (1–30 %), klorita (1–10 %), kremena (1–10 %), kalcita (1–5 %), plagioklaza (0–15 %), diopsida (0–15 %) in rogovače (0–15 %).

Granatovci na Mali Kopi sestoje v glavnem iz andradita, toda rentgenske raziskave kažejo tudi na prisotnost izomorfne zmesi andradita in grosularja. Granati so povečini conarno grajeni in so le izjemoma izotropni. Praviloma so skoraj vsi granati kataklazirani, razpoke v njih pa zapolnjene z rudo, kremenom, kalcitom, epidotom in drugimi silikatnimi minerali. Podobno kot epidotovci se tudi granatovci izmenično menjavajo po plasteh z drugimi kameninami. Obstajajo primeri, ko granatovec zvezno prehaja v epidotovec z granati, ta pa v čisti epidotovec, ni pa to pravilo. Granati nastopajo pogosto tudi v obliki razpršenih porfiroblastov ali v obliki nepravilnih kristalnih agregatov, najsi bo v epidotovcu, amfibolitu ali epidotovem hedenbergitu. Tu in tam (na primer na Progotovem vrhu) pa se granatovci pojavljajo sredi dacita tudi v večjih čreih. Nastanek teh je seveda malo težje razlagati z regionalno metamorfozo, toda upoštevati moramo, da imamo v dacitu le posamezne dele več sto metrov debele skladovnice filitne serije, v katerih so lahko plasti in leče granatovcev različno debele. Očitno pa imamo na območju železovih nahajališč na Pohorju vedno opravka z delom skladovnice serije sljudnih skrilavcev ali filitov, ker bi sicer ne našli skupaj vedno ene in iste kamenine.

Anchimetamorfne in nemetamorfozirane kamenine

Kamenine epimetamornega kompleksa prehajajo navzgor v manj metamorfozirane kamenine, ki jih velik del geologov istoveti s kameninami štalenskogorske serije, ki pa predstavlja pravzaprav le spodnji, magmatogeno sedimentni del tega zaporedja.

Mioč in Žnidarčič (1978) ter Mioč (1983) ločijo v štalenskogorski seriji spodnji in zgornji del, ki pa nista povsem usklajena z razvojem na Štalenski gori, zato je prišlo tudi do razhajanj pri starostni opredelitvi kamenin. Riehl-Herwisch (1970) je štalenskogorsko serijo uvrstil od caradoka do wenlocka, Mioč in Ramovš (1973) pa od ordovicija do spodnjega devona.

Tollmann (1975) je po podatkih Strehla (1962), Clara (1963), Groschopfa (1970) in Riehl-Herwisch (1970) sestavil litostratigrafsko zaporedje (glej razpredelnico), ki je primerljivo tudi z razvojem ekvivalentnih kamenin na našem ozemlju.

Anchi – in nemetamorfozirani stari paleozoik skrilavega faciesa Krškega pokrova po Tollmannu (1975)

Starost	Debelina	Litološki opis
devon	300 m	skrilavci (glinovci), podrejeno pa peščenjaki in apnenci s konodonti <i>Polygnatus linguiformis</i> Hinde, <i>Palmatolepis transitans</i> Müller in več vrst <i>polygnatusa</i> je določena srednje- in spodnjedevonska starost
silur	100 m	glinovci, kvarciti, kvarcitni skrilavci in karbonati v obliki apnenčevih leč in dolomitnih grud. Starost (Llandovery in Wenlock) je določena s konodonti <i>Pygodus</i> , <i>Spathognathodus</i> in <i>Ambalodus</i>
silur/ordovicij	15 m	kremenov porfirit in kremenov porfiritni tuf
ordovicij	700 m	Štalenskogorska serija s. str. – Bazičini vulkaniti in odgovarjajoči tufi in tufiti (diabaz itd.) ter glinovci. Seelmeier (1919) je v krovninskih tufih našel brahiopode: <i>Orthis patera</i> Salt, <i>O. vespertilio</i> Sow, <i>Strophomena grandis</i> Sow, <i>S. expansa</i> Sow in <i>Leptaena</i> sp., s katerimi je bila določena caradoška starost. V približno istih nivojih pa je našel Riehl Herwisch (1970) konodontno favno z dvanajstimi elementi, med njimi: <i>Acodus similis</i> Rhodes, <i>Ctenognathus pseudofissilis</i> Lindström, <i>Oistidus abundans</i> Br. & Mehl in <i>Walliserodus debolti</i> (Rexroad), ki govorijo za višji caradoc in ashgill.

Zgornji del prikazanega zaporedja je na našem ozemlju ohranjen le redkokje, kar lahko sodimo tudi po razprostranjenosti in legi postorogenskih klastičnih sedimentov zgornjekarbonske (?) in permotriasne starosti, ki ležijo povečini tektonsko ali transgresivno na različno globoke dele štalenskogorske serije (s. str.) pa celo tudi na kamenine filitne serije, ki so na Osnovni geološki karti SFRJ označene z (O, S). Obstajajo pa seveda tudi izjeme, kot na primer na Remšniku, kjer sta Mioč in Ramovš (1973) v mikritnem apnencu našla konodonte spodnjedevonske starosti. Tudi pri Rehtu nad Mežico leži neposredno pod karavanškim narivom precej debelo zaporedje glinovcev, kvarcitov, kvarcitnih skrilavcev in karbonatov, ki so mlajši od kamenin štalenskogorske serije in starejši od permotriasnih kamenin.

Tektonska zgradba metamornega kompleksa

Iz preglednih tektonskih kart listov Slovenj Gradec in Ravne na Koroškem (Mioč & Žnidarčič, 1978; Mioč, 1983) sledi, da sestoji metamorni kompleks Pohorja, Kobanskega in ravenskega kristalinika iz naslednjih enot: pohorskega horst-antiklinorija, kobanskega bloka (oziroma strojanskega in dravograjskega nariva) ter Remšniškega pokrova. Po razlagi obeh avtorjev je tektonska zgradba nastala v različnih geotektonskih ciklih, kjer je vsak mlajši cikel deformiral ali zbrisal vse prejšnje oblike. Pohorski horstantiklinorij predstavlja najgloblji del metamornega kompleksa. Foliacija kamenin vpada v glavnem proti zahodu in jugozahodu, lineacija pa kaže dve smeri. Starejšo smer severozahod-jugovzhod povezujeta Mioč in Žnidarčič (1978) z bajkalskimi premiki, mlajšo severovzhod-jugozahod pa s tektonsko fazo kaledonsko-variscijske orogeneze. Narivi (strojanski, dravograjski in remšniški) pa so po njunem mnenju nastali med alpidsko orogenezo.

Tudi na sosedni Svinški planini so Kleinschmidt in sodelavci (1975b) znotraj filitne skupine izločili tri narivne enote, toda po povsem drugih kriterijih. Ugotovili so namreč, da se pojavlja svetel marmor z grobimi vključki kalijevega keratofirja znotraj filitnega zaporedja tri- do štirikrat drug nad drugim, in to s svetlim marmorjem v krovnini. Enako velja za nekatere druge dele zaporedja. Ugotovili so tudi, da so fosilne najdbe v kameninah filitne serije identične oziroma iste starosti, kakor fosili v štalenskogorski seriji ter kamenine nad njo, kar pomeni, da ležita obe seriji tektonsko druga na drugi.

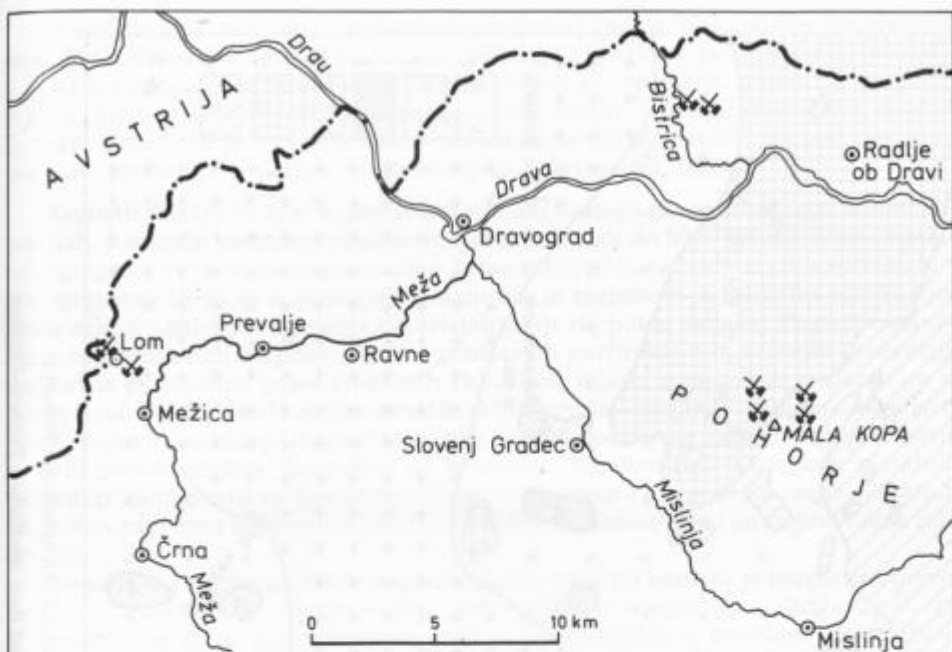
Z narivno tektoniko so bile prizadete torej ordovicijske, silurske in devonske plasti. O starosti tektonike pa obstajajo še zelo nasprotujoča si mnenja. Kleinschmidt in sodelavci (1975b) dajejo prednost varistični starosti, medtem ko uvršča Tollmann (1975), tako kot Mioč in Žnidarčič (1978), narive v alpidsko orogenezo.

Vse tri enote so bile v sedanjem zaporedju in legi prizadete z metamorfozo, zato tudi postopen prehod iz ene v drugo subfacijo. V zgornji enoti prevladujejo kamenine subfaciesa (B 1.1) Barrowega tipa, v srednji (B 1.2), v spodnji pa kamenine subfaciesa (B 1.3). Na osnovi razlik v kristalnosti illita v slabo metamorfoziranih staropaleozojskih in zgornjekarbonsko-permskih kameninah menijo Kleinschmidt in sodelavci (1975a), da pride za narivno tektoniko v poštevek obdobje med devonom in zgornjim karbonom.

Če pričujoča razlaga drži, pomeni, da so tudi kovinska nahajališča v vulkanogeno sedimentnih kameninah štalenskogorske in filitne serije lahko približno enake starosti, vendar so bila pozneje podvržena različnim stopnjam metamorfoze.

Nahajališča železove rude v metamornih kameninah

V staropaleozojskih metamornih kameninah Vzhodnih Alp je cela vrsta nahajališč železove rude, ki jih po prevladujočem rudnem mineralu lahko delimo na karbonatna, oksidna in sulfidna železova nahajališča (Friedrich, 1953; Tufar, 1965, 1968). Največ je karbonatnih in sulfidnih, toda tudi oksidnih ni tako malo. Najdemo jih v različnih nivojih več tisoč metrov debele skladovnice metamornih kamenin, zato tudi takšna raznovrstnost tako v rudni kakor v prikameninski mineralni sestavi. V Hüttenbergu, ki je eno najbolj znanih železovih rudišč v Vzhodnih Alpah, so na primer ugotovili preko sto različnih mineralov. Na slovenskem ozemlju



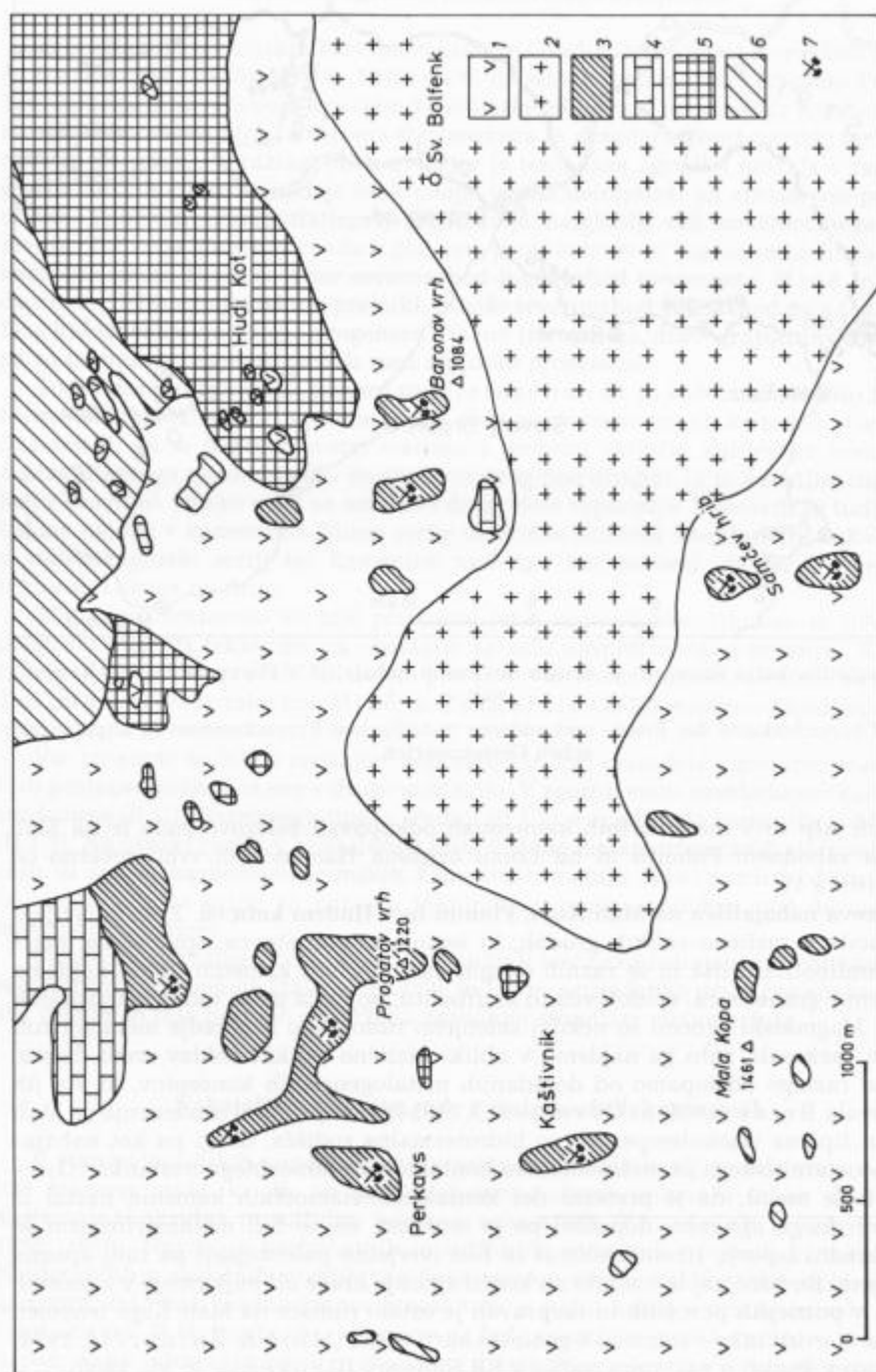
Sl. 1. Pregledna karta železovih in drugih kovinskih nahajališč v staropaleozojskih kameninah

Abb. 1. Übersichtskarte der Eisen- und anderen metallischen Erzvorkommen in altpaläozoischen Gesteinsserien

Vzhodnih Alp so v metamorfnih kameninah odkopavali železovo rudo le na Mali Kopu na zahodnem Pohorju in na Lomu oziroma Hamunovem vrhu severno od Mežice (slika 1).

Železova nahajališča na Mali Kopu, Planini in v Hudem kotu (sl. 2) se pojavljajo sredi dacita v različno velikih grudah, ki sestoje iz granatovca, epidotovca, marmorja, amfibolita, filita in še raznih drugih metamorfnih kamenin. Rudo najdemo v glavnem v granatovcu, epidotovcu in amfibolitu, pojavlja pa se tudi v samostojnih plasteh. Magmatski procesi so nekdanje sklenjeno rudonosno zaporedje metamorfnih kamenin razkosali, zato ga najdemo v obliki različno velikih enklav sredi dacita. S takšno razlago odstopamo od dosedanjih metalogenetskih konceptov, ki sta jih izoblikovala Berce (1956) in Germovšek (1954). Prvi je opisal orudnenja na Mali Kopu kot tipična visokotemperaturno hidrotermalna rudišča, drugi pa kot nahajališča pneumatolitskega in metasomatsko kontaktno metamorfnega nastanka. Germovšek je menil, da je pretežni del kontaktnometamorfnih kamenin nastal iz zgornjekrednega apnenca, dopuščal pa je možnost, da so bili metamorfozirani še zgornjekredni laporji, triasni dolomit in filit (verjetno paleozojski) pa tudi apnene leče v njem. Rudišče naj bi nastalo ob koncu zgornje krede ali najkasneje v miocenu.

Tudi v poznejših poročilih in razpravah je ostalo rudišče na Mali Kopu fenomen terciarne starosti tako v tolmaču h geološki karti SFRJ (Mioč & Žnidarčič, 1978) kakor tudi v študiji o nastanku rudišč v SR Sloveniji (Drovenik et al., 1980).



Sl. 2. Geološka skica območja rudnih nahajališč na zahodnem Pohorju

Abb. 2. Geologische Skizze der Erzvorkommen auf dem westlichen Pohorje-Gebirge

Mineralna sestava rude in prikamenin je precej pestra. Nahajališča označujemo sicer kot železova, v resnici pa imamo marsikje opravka s polimetalnimi rudami, v katerih nastopa cela vrsta rudnih mineralov, kot so: magnetit, hematit, halkopirit, pirotin, pirit, sfalerit, bismutit, galenobismutit, cosalit, scheelit, molibdenit, galenit in barit. Razen teh je seveda še cela vrsta sekundarnih mineralov. Najbolj tipični in zanimivi primeri so prikazani v slikovni prilogi prispevka (table 1–5).

Magnetit (tabli 1 in 2) je najpomembnejši, saj nastopa ponekod v bogatih koncentracijah, v katerih vsebujejo posamezni rudni kosi tudi do 56 % železa. Zrna kristalnih agregatov so povečini ksenomorfnna. Idiomorfna so navadno le ob robovih kristalnih agregatov ali pa če se pojavljajo posamično in razpršeno po silikatni osnovi, kjer pride njihovo splošno nagnjenje do kristalizacije do polne veljave. Magnetit zapolnjuje tu in tam tudi razpoke, zlasti v granatovih porfiroblastih. Starejša generacija magnetita je navadno polna silikatnih vključkov, mlajša v razpokah in porah pa je dokaj čista. Veliko število drobnozrnatih vključkov daje magnetitovim zrnom gobasti videz. Pogosto pa kažejo magnetitova zrna le skeletne obrise metakristalov. Pogoste so tudi psevdomorfoze magnetita po hematitu. Posebno lepe smo našli v rudnih vzorcih iz kamnoloma na Samčevem hribu. V magnetitu pa najdemo razen silikatnih vključkov tudi zrna halkopirita, pirita, scheelita in bizmutita, ki pa so praviloma zelo drobna.

Hematit je sicer sorazmerno pogost mineral, toda po količini je magnetitu precej podrejen. Povečini je psevdomorfno nadomeščen z magnetitom (tabla 2, sl. 2). V hematitu se tu in tam srečujemo tudi z deformacijskimi lamelami. Hematitovi lističi po (0001) so včasih tudi poviti, vendar ne tako izrazito in pogosto kot v rudnih vzorcih iz Bistriškega jarka.

Pirotin sicer ni najbolj pogost sulfidni mineral, nastopa pa včasih v precej bogatih koncentracijah, na primer nad Perkavsem. Pojavlja se skupaj z magnetitom ali pa tudi samostojno. Nad Perkavsem se pojavljajo koncentracije pirotina v amfibolitu ali amfibolitnem skrilavcu, v katerem se glinenci laminarno menjavajo z rogovačo, in to v milimetrskih plasteh. Pirotin nastopa pogosto skupaj s halkopiritom, ki ga včasih tudi nadomešča. Najbolj značilna pa so nadomeščanja s piritom in to v različnih oblikah, med drugim tudi v obliki, ki je znana kot struktura ptičjega očesa (tabla 3, sl. 3).

Halkopirit je po magnetitu najbolj pogost mineral v granatovcu, epidotovcu ali amfibolitu. Nastopa vedno le v manjših količinah, samostojno ali v obliki drobnih vključkov v magnetitu in sfaleritu.

Sfalerit. Izredno zanimive in bogate kose rude s sfaleritom smo našli na Kaštivnikovem, in sicer na haldi pred zarušenim rovom na nadmorski višini 1200 m. V teh kosih se premer ksenomorfnih in hipidiomorfnih sfaleritnih zrn giblje med 0,5 in 3 mm. Zrna so razpršena v kremenovokalcitni osnovi in se med seboj dotikajo le tu in tam. Razen sfaleritnih zrn najdemo v njej tudi posamična druga mineralna zrna, zlasti piritova, cosalitova in baritova. Sfalerit je razmeroma bogat s slednimi prvimi, kar kaže tabela 1.

1 dazit; 2 tonalit; 3 skarni in razne druge kamenine – sljudni skrilavci, filiti, marmorji in amfiboliti; 4 marmor; 5 filit; 6 sljudni skrilavec in amfibolit; 7 opuščena rudarska dela

1 Dazit; 2 Tonalit; 3 Skarne und verschiedene andere Gesteine – Glimmerschiefer, Phyllit, Marmor und Amphibolit; 4 Marmor; 5 Phyllit; 6 Glimmerschiefer und Amphibolit; 7 ehemaliger Bergbau

Tabela 1. Mikroanaliza sfalerita z rudnega nahajališča Kaštvnik na Mali Kopi (v %)

Tabelle 1. Zinkblende Mikroanalyse vom Erzvorkommen Kaštvnik auf Mala Kopa (in %)

	Zn	Fe	Cu	Cd	Mn	In
1	59,11	3,25	0,51	1,08	0,34	0,37
2	60,56	3,33	0,52	1,11	0,35	0,38

Sfalerit vsebuje zlasti dosti izločin halkopirita (tabla 4, sl. 1) katerih premer se giblje med 0,003 in 0,01 mm. Njihova oblika je zelo različna: okrogla, eliptična, žilna in nepravilna. Povečini so izločnine razporejene zelo nepravilno, toda včasih kažejo razporeditev po kristalnih ali razkolnih ploskvah. Povsem druge narave so vključki magnetita, cosalita, hematita in silikatnih mineralov. Magnetitovi vključki so veliki 0,03–0,5 mm, najdemo jih pa v vsakem sfaleritnem zrnju. Povečini so ksenomorfni in razpokani, nekateri pa so tudi idiomorfni. Vključki prikamenine so v splošnem manjši od magnetitovih. Nekateri so orudeni s hematitom ali cosalitom, včasih pa tudi z obema.

Cosalit in drugi bizmutovi minerali (tabla 4, sl. 1 in 2; tabla 5, sl. 3) so za železova nahajališča na Mali Kopi dokaj tipični, saj jih najdemo skorajda v vsakem rudnem vzorcu. Vse kaže, da so ga v preteklosti povečini zamenjavali z galenitom. Glede svinečvo-bizmutovih mineralov obstajajo sicer še določene negotovosti. Po kemični sestavi so najbližje cosalitu, toda posamezna zrna ali deli zrn so bližje galenobizmutu. V rudi pa nastopajo tudi drugi bizmutovi minerali, ki po razmerju med žveplom in bizmutom ustrezajo bizmutinitu, bismutu in bizmutitu.

Razen opisanih rudnih mineralov smo v rudi z Male Kope našli tudi **scheelit** (tabla 5, sl. 1 in 2), **molibdenit**, **galenit** in **barit**, ki so pa že bolj redki.

Rudni pojavi v Bistriškem jarku se pojavljajo v zaporedju kamenin, ki sestoji iz kloritno-amfibolovega skrilavca, amfibolita, uralitiziranega diabaza in marmorja. Mineralizacije niso posebno bogate, pravzaprav lahko govorimo le o zanimivih mineralnih pojavih. Omenjamo jih pa predvsem zaradi tega, ker kažejo podobno mineralno sestavo (glej tablo 6) kakor železova nahajališča na Pohorju, s to razliko, da nikjer ni prebojev dacita.

V dveh od treh dostopnih rogov so sledovi halkopirita, v enem pa smo našli tudi 0,5 m dolgo in 10 cm debelo lečo s hematitom, magnetitom, halkopiritom in molibdenitom.

Magnetit se pojavlja v glavnem v starejši drobnnozrnati silikatni osnovi, hematit pa v mlajši, pozno- ali postmetamorfni žilnini iz silikatnih mineralov. Ob magnetitu najdemo precej rutila, tu in tam pa tudi drobne luske molibdenita. Med hematitom se pojavljata pirit in halkopirit. Ker je slednji mlajši, ga najdemo kot polnilo med spletom hematitovih ploščic. Hematitovi lističi so precej deformirani in poviti, praviloma pa kažejo tudi za hematit značilne deformacijske lamele.

Železova ruda na Lomu, severno od Mežice, to je na Navršnikovem in Hamunovem vrhu, se pojavlja v bazičnih vulkanitih štalenskogorske serije. Tornquist (1929) jih primerja s kameninami oziroma skrilavci graškega paleozoika. Ta primerjava je že zato zanimiva, ker se tudi tam pojavljajo železova orudjenja Lahn-Dillskega tipa.

Diabaz na Navršnikovem vrhu sestoji iz stilpnomelana, klorita, albita, avgita

kremena in kalcita, kar pomeni, da imamo opravka z metabazitom kloritne cone (Q-Al-Mu-Chl subfacije) Barrowega modela. Skupaj z diabazom pa se pojavlja tudi diabazov tuf, ki sestoji iz albita, klorita, avgita, kremena, muskovita oziroma sericitita ter magnetita in hematita.

Podobno kot na Pohorju, lahko orudjenja na Lomu raziskujemo le po kameninskem in rudnem materialu s hald pred zarušenimi rovi; na srečo pa imamo od tu vsaj malo podrobnejši opis Tornquista (1929), ki je – kot kaže – sem prihajal v času, ko so bili rovi dostopni in ko so železovo rudo kopali za potrebe topilnice mežiškega rudnika.

Tornquist opisuje dve vrsti orudenj: likvidno magmatske magnetitove leteče (Magnetitzüge) in žilna orudjenja s kremenovo hematitovo magnetitno rudo. Prvo omenjena orudjenja se pojavljajo na območju Adama in Navršnika, druga pa pod Hamunovo kmetijo.

Medtem ko sestoji magnetitova ruda iz magnetita, hematita, pirita, halkopirita, plagioklaza in klorita, je v hematitovi rudi dosti kremena, v manjših količinah pa so prisotni tudi karbonati. Najzanimivejši so zraščenci magnetita in kromspinel (tabla 7), ki je ksenomorfen ali pa kaže kristalno obliko magnetita, ki ga vključuje. Povečini je prehod iz magnetita v kromspinel postopen, včasih pa je tudi precej oster. Razpoke v kromspinelu so praviloma zapolnjene z magnetitom. Vključki kromspinel so tu in tam nadomeščeni z rutilom, ponekod pa najdemo tudi lamele navadnega spinela po (100). Zato tudi take razlike v kemični sestavi posameznih vključkov, ki smo jih raziskali z elektronskim mikroskopom. Z energijsko disperzijsko rentgensko mikroanalizo smo določili približno kemično sestavo posameznih vključkov kromspinel in ugotovili, da se ta zelo spreminja.

Tabela 2. Približna kemična sestava vključkov kromspinel v magnetitu iz Loma severno od Mežice (v %)

Tabelle 2. Approximative chemische Zusammensetzung vom Chrom Spinell Einschlüsse im Magnetit von Lom, nördlich von Mežica (in %)

Cr ₂ O ₃	36,79	22,83	8,43
Al ₂ O ₃	23,00	11,70	0,46
FeO	25,82	58,88	62,53
TiO ₂	1,80	4,56	28,36
MgO	12,54	0,70	-

Analize in opis vključkov kromspinel nama je posredoval prof. dr. W. Tufar, za kar se mu najlepše zahvaljujemo. Po kemični sestavi v tabeli 2 pripadajo raziskani vključki v magnetitu izomorfnim zmesem med pikotitom, ulvitom in ilmenitom.

Metalogenetska vloga magmatskih kamenin

Da je nastanek železovih in polimetalnih orudenj v ordovicjsko silurskih kameninah povezan z magmatskimi procesi, ni nobenega dvoma; za nekatere od njih je vprašanje le, s katerimi.

Na Lomu oziroma v štalenskoškogorski seriji je povezava z vulkanizmom, ki je prinesel diabaze, dokaj očitna. Na Pohorju pa je ta problem že precej bolj zamotan,

čeravno imamo tudi tu podobne kamenine, toda s to razliko, da so bile metamorfozirane v amfibolit. Tudi v Bistriškem jarku je metalogenetska povezava z amfibolitom dokaj očitna.

Verjetno tudi na Pohorju ne bi bilo problemov, če ne bi bilo mlajših dacitov in tonalitov ter nekaj drugih dejavnikov, ki so morda le povezani z mlajšimi magmat-skimi procesi. Tu mislimo predvsem na skarne, ki jih večina geologov uvršča med tipične kontaktnometamorfne kamenine in le nekaj njih dopušča možnost, da bi nastali tudi z regionalno metamorfozo, kar ugotavljajo celo za skarnovske rude švedskih rudišč, od koder pride ime skarn in pomeni ruda.

Daciti in tonaliti na Pohorju so dokaj podrobno raziskani. Izsledke teh raziskav je podrobno opisal Faninger (1970), ki je osebno tudi veliko prispeval k poznavanju pohorskega tonalita in njegovih diferenciatov. O dacitu, ki mu pripisujejo očetovstvo pri nastanku železovih rudišč na zahodnem Pohorju, pravi, da je to svetlo siva kamenina s porfirsko strukturo in mikrokristalno ali kriptokristalno osnovo, z vtrošniki plagioklaza (andezina), kremenca in femičnih mineralov, v glavnem klorita, biotita in rogovače. Po Mioču in Žnidarčiču (1978) predira dacit silursko-devonske plasti in kredne apnenice. Ob kontaktu dacita z apnenčevimi lečami staropaleozojske starosti naj bi nastal granatovec, ob kontaktu s skrilavcem pa rogovec. Podobnega mnenja je bil Germovšek (1954).

Problematika pa je zagotovo precej bolj zamotana. Ne smemo namreč prezreti, da so tonaliti in daciti predrli v kompleks kamenin, ki so bili metamorfozirani že pred prebojem tonalitov in dacitov. Ugotovitev nemških geologov na Svinški planini (Sausalpe), da sestoji več tisoč metrov debela skladvrnica metamorfnih kamenin tega območja iz več ponavljajočih si zaporedij kamenin iste starosti (ordovicij-devon), vendar z različno stopnjo metamorfoze (od anchi- do katacone), nam po eni strani metalogenetsko problematiko sicer še bolj zapleta, po drugi pa si s tem lažje razlagamo tudi vse raznolikosti staropaleozojskih orudenenj v metamorfoziranih magmatogeno sedimentih kameninah. Raznolikost je odvisna seveda tudi od primarnih metalogenetskih procesov.

Da so sljudni skrilavci, filiti, amfiboliti in marmorji, kot pomemben sestavni del rudonosnega zaporedja nastali z regionalno metamorfozo, ne more biti nobenega dvoma, da so takrat nastali tudi epidotovci, granatovci in hedenbergititi, pa pravimo, da je teoretično to sicer možno, da pa je lažje njihov nastanek razlagati s kontaktnometamornimi procesi. Ob tem se moramo vprašati, zakaj so kontaktnometamorfne kamenine nastale le na ožjem območju Male Kope, ko pa je toliko drugih kontaktov z dacitom brez rude in tudi brez kontaktnometamornih sprememb v prikamenini. Takih primerov, bodisi z marmorjem, še več pa s filitom, je tudi na ožjem rudonosnem območju precej. Vprašljivo je tudi, ali lahko s hidrotermalnimi, pneumatolitskimi ali kontaktnometamornimi procesi razlagamo milimetrsko do decimetrsko menjavanje plasti s skarnovskimi minerali, ko ležijo orudena zaporedja diskordantno na kontakt z dacitom. Take primere najdemo namreč v jami pod Perkavsem, na Samčevem hribu in v jami na Kopnikovem vrhu. Omenimo naj tudi še enkrat primer konkordantnega kontakta orudenega epidotovca z dacitom iz jame pod Perkavsem. Ta bi namreč moral jasno pokazati genetsko povezavo med dacitom in epidotovcem, kaže pa prav nasprotno.

Tudi iz geokemične sestave dacitov in bazičnih metavulkanitov oziroma amfibolitov sledi, da so slednji mnogo bolj sorodni z rudonosnimi prikameninami ali rudo kakor dacit (glej tabeli 3 in 4), kar navsezadnje ni nič kaj posebnega ali novega, saj je

Tabela 3. Kemična sestava diabazov in amfibolitov magmatogenosedimentnega zaporedja štalenskogorske in filitne serije (glavne sestavine v %, sledne prvine v µg/g)

Tabelle 3. Chemische Zusammensetzung der Diabasen und Amphiboliten in der Magdalensbergserie und Phyllitgruppe (Hauptbestandteile in %, Spurenelemente in µg/g)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	45,86	48,06	41,55	46,81	46,51	46,18	43,18	51,00	63,29	68,52
TiO ₂	3,52	4,91	4,76	4,24	1,73	2,28	3,40	2,11	0,50	0,32
Al ₂ O ₃	14,75	15,16	14,64	13,88	11,80	14,61	15,91	17,20	17,60	15,85
Fe ₂ O ₃	14,08	12,88	15,34	14,79	11,47	9,38	12,77	9,62	3,95	2,50
MnO	0,17	0,16	0,29	0,21	0,10	0,32	0,25	0,15	0,05	0,03
MgO	4,65	3,69	7,71	6,34	5,04	8,59	8,60	4,06	1,73	0,78
CaO	4,60	5,01	8,84	6,31	9,46	13,81	8,63	5,86	4,10	2,62
Na ₂ O	2,79	5,07	2,53	4,83	1,91	1,74	2,82	5,73	3,89	4,33
K ₂ O	1,57	0,90	1,66	0,16	5,57	0,77	1,59	1,73	2,93	3,37
P ₂ O ₅	0,48	0,69	0,70	0,44	0,35	0,34	0,63	0,72	0,24	0,14
So ₃	0,03	0,05	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
LOI	7,30	3,20	1,26	0,95	5,14	1,49	1,60	1,23	1,09	0,84
Skupno Total	99,80	99,79	99,28	99,45	99,29	99,51	99,37	99,40	99,38	99,30
Ni	43	61	90	38	73	52	60	27	8	5
Co			50	56	37	20	41	44	31	20
Mo	3	5	7	6	10	3	7	4	3	3
Cr			180	54	127	89	51	26	15	15
V			110	138	89	248	270	93	72	33
Cu	38	109	80	55	909	11	23	497	19	10
Zn	113	126	103	88	51	93	83	65	41	15
Pb	6	5	5	5	5	8	6	11	14	10
Ba			1,428	0	1,733	46	624	390	1,095	1,193
Ce			173	153	0	25	117	117	65	75
La			95	58	36	29	55	36	33	42
Sc			38	34	28	26	29	10	8	3
Rb	38	18	48	13	90	46	97	63	108	110
SR	199	321	468	198	108	383	596	349	609	513
Th	9	6	13	10	6	5	9	5	19	16
Y	30	36	42	33	19	31	31	41	23	12
Zr	289	342	325	218	107	144	278	341	170	160
Nb	39	50	53	33	19	38	59	77	13	18

Analitika - Analytiker:

Lodziak/Requard, BGR Hannover

Analitika - Analytiker: Lodziak/Requard, BGR, Hannover

1, 2 diabaz, Javorje; 3-5 amfibolit, Bistriški graben; 6-8 amfibolit, Pohorje-Plavžnica, Colarjev graben, Samec; 9 dazit, Progatov vrh; 10 tonalitni porfirit, Bolfenk
 1, 2 Diabas, Javorje; 3-5 Amphibolit, Bistriški graben; 6-8 Amphibolit, Pohorje-Plavžnica, Colarjev graben, Samec; 9 Dazit, Progatov vrh; 10 Tonalitporphyrit, Bolfenk

Tabela 4. Kemična sestava rudonosnih kamenin in prikamenin zahodnega Pohorja (glavne sestavine v %, sledne prvine v µg/g)

Tabelle 4. Chemische Zusammensetzung der vererzten Gesteine und Nebengesteine auf dem Pohorje Gebirge (Hauptbestandteile in %, Spurenelemente in µg/g)

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	38,92	42,58	8,61	2,08	57,82	64,77	65,05
TiO ₂	0,60	1,42	0,28	0,01	1,07	1,12	1,15
Al ₂ O ₃	8,32	10,61	2,82	0,13	19,87	16,05	17,19
Fe ₂ O ₃	16,42	11,57	3,59	0,60	7,75	7,20	3,54
MnO	0,66	0,26	0,22	0,13	0,05	0,07	0,08
MgO	1,91	5,64	0,06	20,33	2,35	0,76	0,51
CaO	31,54	23,42	47,44	30,34	0,22	0,52	0,54
Na ₂ O	0,00	0,13	0,01	0,00	1,31	0,08	1,66
K ₂ O	0,01	0,02	0,47	0,01	3,81	3,63	5,38
P ₂ O ₅	0,09	0,29	0,09	0,01	0,21	0,20	0,20
SO ₃	0,00	0,57	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
LOI	1,10	2,63	36,06	45,89	4,98	4,78	3,89
Skupno Total	99,57	99,14	99,58	99,53	99,44	99,18	99,19
Ni	17	314	11	6	58	23	39
Co	20	33	20	20	33	20	20
Mo	3	3	3	3	3	3	3
Cr	20	660	18	15	91	68	83
V	79	93	48	17	141	102	102
Cu	20	28	15	10	35	50	31
Zn	35	35	25	77	114	42	58
Pb	6	9	6	15	10	20	13
Ba	15	15	65	15	485	468	1,190
Ce	20	29	20	20	95	73	99
La	42	39	20	20	42	38	23
Sc	5	36	2	2	18	15	16
Rb	3	3	19	7	157	164	202
Sr	9	399	265	103	49	64	280
Tr	8	5	5	5	12	15	12
Y	31	16	12	3	39	31	37
Zr	180	93	33	5	153	393	366
Nb	26	13	3	3	18	21	21
W	10	13	10	10	10	10	49
As	17	24	10	10	10	10	10
Bi	11	10	10	10	10	10	10
Sn	20	20	20	20	20	20	20
Ta	10	10	10	10	10	10	10
U	6	6	5	5	5	5	7

Analitika – Analytiker: Lodziak/Requard, BGR, Hannover

nastanek mnogih železovih nahajališč povezan z bazičnim vulkanizmom. Zato poglejmo, kako je s temi kameninami na obravnavanih območjih.

Amfiboliti so skorajda zagotovo nastali iz bazičnih magmatskih kamenin in njihovih tufov. Lahko bi sicer nastali tudi iz apnencev in silikatnokarbonatnih kamenin, toda le z dovodom silicija, magnezija in železa. Zagovornikom kontaktno-metamorfne porekla železovih nahajališč je druga razlaga seveda bolj všeč, toda vprašanje je, ali obstajajo za to kakršnikoli dokazi. Da drugi način nastanka ne pride v poštev, lahko sklepamo tudi po razmeroma visokih vsebnostih titana, niklja, kobalta, kroma, vanadija, cesija in niobija v amfibolitih (glej tabelo 3). Zanimarjati tudi ne smemo njihove regionalne razsežnosti, kar pa ne velja le za amfibolite, temveč tudi za marmorje, granatovce in še za marsikatero drugo kamenino. Najlepši primer, iz katerega je možno razbrati genetsko zvezo med amfibolitom in rudo, je orudena golica ob cesti na Progatovem vrhu, nad opuščeno kmetijo Samec, kjer sestoji zaporedje metamorfnih kamenin razen iz amfibolita še iz granatovca, epidotovca, marmorja in filita. Vse te kamenine ležijo sredi dacita, toda v zaporedju so ohranjeni vsi strukturni in petrološki elementi regionalne metamorfoze, kontakt z dacitom pa je diskordanten. Magnetitova ruda leži vzporedno z amfibolitom, in to v lečah centimetrskih debelin.

Po mineralni sestavi imamo v glavnem opravka s piroksenovim amfibolitom, ki sestoji iz rogovače (40 %), diopsida (20 %), kremena (20 %), biotita (10 %), plagioklaza (5 %) in rude (5 %). Od akcesornih mineralov je omembe vreden zlasti rutil, ki odseva z razmeroma visokimi vsebnostmi titana in niobija tudi v kemičnih analizah. V amfibolitu na Samčevem vrhu je zanimiva tudi anomalna vsebnost bakra $497 \mu\text{g/g}$, kar se ujema tudi z drugimi ugotovitvami na terenu, kjer se v granatovcu ob amfibolitu pojavlja brochantit. Drug primer, ki govori v prid vlogi amfibolitov oziroma njihovih izhodiščnih bazičnih vulkanskih kamenin pri nastanku železovih in polimetalnih mineralizacij, pa so rudni pojavi bakrovih in železovih mineralov v Bistriškem jarku, kjer daleč na okrog ni dacitov, toda tudi granatovcev in epidotovcev ni nikjer, kar pa seveda našo razlago zopet otežuje. Enako velja to tudi za nahajališča železove rude na Lomu, kjer pa o genetski povezavi med železovo rudo in diabazom ni nobenih dvomov.

Primerjave z nastajanjem recentnih nahajališč

Metalogenetska problematika staropaleozojskih polimetalnih in železovih nahajališč je seveda še polna vrzeli in nasprotij. Temu se navsezadnje niti ne smemo čuditi, saj je od njihovega nastanka preteklo štiristo do štiristopetdeset milijonov let, v katerih je vsak mlajši geološki proces (diagenetski, metamorfni, tektonski ali magmatski) spreminjal predhodne oblike in geološke značilnosti ozemlja. Predvsem pa so se seveda spreminjale osnovne sestavine – kamenine in rudni minerali. Kljub

1 granatovec, Progat; 2 epidotovec, Antonski Kopnik; 3 sivi marmor z epidotom, Antonski Kopnik; 4 beli marmor, Antonski Kopnik; 5 filit, Antonski Kopnik; 6 sljudni skrilavec, Sajsnik; 7 sljudni skrilavec, Osrednik

1 Granatfels, Progat; 2 Epidotfels, Antonski Kopnik; 3 grauer epidotführender Marmor, Antonski Kopnik; 4 weisser Marmor, Antonski Kopnik; 5 Phyllit, Antonski Kopnik; 6 Glimmerschiefer, Sajsnik; 7 Glimmerschiefer, Osrednik

velikim spremembam pa najdemo vseeno tu in tam nekatere elemente, ki omogočajo primerjave z recentnimi geološkimi dogajanji. Ker se je prvo omenjeni avtor tovrstnih raziskav tudi osebno udeležil v okviru projekta OLGA (Ozeanische Lagerstätten: Geologisch-mineralogische Analyse), na katere ga je povabila Philippsova univerza iz Marburga oziroma vodja odprave prof. dr. Werner Tufar, bomo poskusili zapažanja s teh odprav povezati oziroma primerjati s problematiko obeh fosilnih rudišč. To seveda še ne pomeni, da jih lahko popolnoma istovetimo.

V obeh primerih imamo opravka z rudami v vulkanogeno sedimentnih kameninah, katerih nastanek je povezan z submarinskimi magmatskimi procesi.

Za oceanske skorje so z geofizikalnimi in podmorskimi geološkimi raziskavami ugotovili, da se le-te obnavljajo z bazaltno lavo na stikih razmikajočih se tektonskih plošč, ki na nasprotnem koncu tonejo pod kontinentalno skorjo, kjer pride v kameninah oceanske skorje do metamorfnih procesov pa tudi do narivanja.

Tudi za staropaleozojske metamorfne kamenine pravimo, da so nastale iz geosinklinalnih sedimentov in produktov inicialnega vulkanizma, le metamorfozo si predstavljamo malo drugače, in sicer jo pripisujemo mlajši sinmetamorfni narivni tektoniki. Ob tem se sprašujemo, ali ne bi bilo nagrmadenje in metamorfozo staropaleozojskih kamenin, ki sestojijo iz večkrat ponavljajočih si zaporedij vulkanogeno sedimentnih kamenin ordovicijsko-devonske starosti možno pripisati subdukcijskim procesom. Z močno narivno tektoniko se namreč soočamo tudi v več tisoč metrov debeli skladovnici mladopaleozojskih in mezozojskih kamenin, ki pa povečini le niso metamorfozirane.

Šivi tektonskih plošč pa niso znani le po izlivih bazaltne lave, temveč tudi po vročih hidrotermalnih vrelcih (black smokers), ki na morskem dnu ustvarjajo zanimiva nahajališča železovih, cinkovih ter bakrovih sulfidov in oksidov (Tufar et al., 1984, 1985), kar pomeni, da je tudi sestava kovin in slednih prvin podobna sestavi le-teh v staropaleozojskih železovih nahajališčih. Na območju Galapagosa vsebujejo vroči vrelci okoli 100 μg železa in po nekaj μg cinka, bakra in niklja. (Edmond & von Damm, 1985). Nastajajo pa tako, da predira morska voda v špranje in razpoke bazalta oceanske skorje in se v bližini magmatskega ognjišča segreje na več sto stopinj celzija, nakar se pod pritiskom dviga in se na morskem dnu zopet pojavi v obliki hidrotermalnega vrelca ali črnega dimnika (black smoker). Posledice tega procesa pa so intenzivne kemične reakcije morske vode z bazaltom, pri katerih se voda obogati s silicijem, železom, manganom, cinkom in bakrom. Brž ko pride tako nastala kislá hidrotermalna raztopina v stik z mrzlo alkalno morsko vodo, se na kraju samem izločajo železovi, cinkovi in bakrovi sulfidi, deloma pa tudi oksidi. Tako lahko na morskem dnu nastajajo različna orudjenja: žilnoimpregnacijska v bazaltu in bazaltnem grušču, več metrov visoki rudni stebri in rudni sedimenti. V oksidnih razmerah, kakršne vlada na primer na območju Vzhodnega tihoceanskega grebena, se sulfidi ohranijo le tedaj, če jih v doglednem času pokriva lava, če ne, sčasoma, toda sorazmerno hitro, oksidirajo. Namesto rudnih stebrov ostanejo nepravilna nakopičenja železovih oksidnih mineralov z ostanki sulfidov.

Z oksidacijo se spremeni tudi prvotno razmerje železa, cinka in bakra v rudi, in to v močno korist železovih oksidnih mineralov, medtem ko se cink in baker v morski vodi pretežno raztopita. V oksidacijskih produktih in sedimentih se kot težje topljiva komponenta obogati tudi SiO_2 , bodisi v obliki kremena ali opala. Na ta način si je možno predstavljati nastanek razmerij med posameznimi kovinami, pa tudi med oksidi in sulfidi v rudi staropaleozojskih železovih rudišč. Gre pa tako rekoč za iste kovine in tudi iste sledne prvine.

Da sta mineralna sestava in oblika rudnih teles drugačna, je samo po sebi umevno, saj so staropaleozojska nahajališča pretrpela velike spremembe, tako diagenetske kakor epigenetske. Magmatogeno sedimentne kamenine ordovicijsko-silurske starosti so namreč pretrpele metamorfne spremembe, ki obsegajo celo vse metamorfne stopnje, od anchi- do katacone. Rudni minerali pa pri tem ne morejo biti izjema. Dopuščamo možnost, da izhajajo nekatere spremembe tudi zaradi prebojev dacita, tonalitporfirja in tonalita, toda zato jih še vseeno ne moremo obravnavati kot metalogenetske nosilce železovih in polimetalnih orudenenj.

Sklepna beseda

Nahajališča železove rude v metamornih kameninah slovenskega ozemlja Centralnih Alp se med seboj sicer razlikujejo, vendar imajo tudi precej skupnih značilnosti, zaradi katerih menimo, da so dosedanje metalogenetske razlage precej vprašljive, zlasti glede starosti in možnosti nastanka rude na zahodnem Pohorju.

Ker kažejo litostratigrafske raziskave na sosedni Svinški planini (Sausalpe), da sestoji več tisoč metrov debela skladovnica metamornih kamenin iz več ponavljajočih si zaporedij ordovicijsko-devonske starosti, je verjetno, da velja nekaj podobnega tudi za naše ozemlje, ki je del tega velikega metamornega kompleksa. S tem lahko razložimo tudi vse raznolikosti staropaleozojskih orudenenj v različno metamorfoziranih magmatogeno sedimentnih kameninah.

Da je nastanek železove rude v štalenskogorski seriji na Lomu, severno od Mežice, povezan z diabazi, ni nobenih dvomov, da pa velja nekaj podobnega tudi za orudenenja na zahodnem Pohorju, sicer še ni tako zagotovo, vendar je vedno več znamenj, ki govore v prid paleozojski starosti teh orudenenj.

Zahvala

Raziskave so omogočili: Raziskovalna skupnost Slovenije, DAAD (Deutscher Akademischer Austauschdienst) ter Philippsova univerza iz Marburga, za kar se jim najiskreneeje zahvaljujemo. Za vsestransko pomoč se zahvaljujemo tudi prof. dr. W. Tufarju.

Zur metallogenetischen Problematik der Erzvorkommen in den altpaläozoischen metamorphen Gesteinsserien

Auszug

In Slowenien gibt es eine Reihe von Eisenerzvorkommen, die in der Vergangenheit eine rege Bergbautätigkeit hervorgerufen haben. Sie treten in verschiedenen litostratigraphischen Einheiten auf. Im vorliegenden Beitrag wollen wir uns die geologisch ältesten, vererzten Gesteinsserien des Pohorje- und Kobansko- (Posruck-) Gebirges, sowie auf das Kristallin von Ravne beschränken.

Das gesamte Gebiet gehört zu den Zentralalpen und besteht aus einer mehreren tausend Meter mächtigen metamorphen Gesteinsabfolge, wovon ein Großteil der Kata- und Mesozone (Gneis- und Glimmerschiefergruppe) angehört. Darüber liegen in unterschiedlicher Mächtigkeit und Entwicklung die epizonalen Gesteine der

Phyllitgruppe, die im Hangenden von den anchimetamorphen Gesteinen der Magdalensbergserie überdeckt werden. Die darüberfolgenden oberkarbonischen, permischen und triadischen Gesteinsserien sind durch die variszische Diskordanz getrennt, welche transgressiv von den oberkretazäischen Gosauschichten sowie von verschiedenen tertiären Sedimenten diskordant überdeckt werden.

Die mehrere tausend Meter mächtigen Gesteinsserien der Phyllit und Glimmerschiefergruppe umfassen ausser typischen Phylliten und Glimmerschiefern auch verschiedene Marmore und Quarzite, sowie Graphitschiefer, Amphibolitschiefer als auch Amphibolite. In Zusammenhang mit diesen Gesteinen sind auf dem Pohorje-Gebirge (Mala Kopa, Planina und Hudi kot) verschiedene Kalksilikatfelse, sogenannte »Skarne«, vorzufinden, von denen besonders der Granat-, Epidot- und Pyroxenfels erwähnenswert sind. Eng verknüpft mit diesen Gesteinen treten verschiedene polymetalische Eisenerzvorkommen auf.

Der Granatfels besteht vorwiegend aus Andradit. Die anhand einer röntgendiffraktometrische Pulveraufnahme durchgeführte Berechnung der Kantenlänge (a^0) der Elementarzelle de Granates ergibt einen Wert (12,02 Å) nahe am Andradit-Endglied der isomorphen Ugranditreihe. Die Entstehung von Andradit ist vermutlich auf kalkigmergelige Sedimente mit einem erhöhtem Eisengehalt zurückzuführen. Mikroskopisch sind drei Arten von Granatfels zu unterscheiden: pyroxenführender Granatfels, pyroxenfreier Granatfels und epidotführender Granatfels. Diese werden ausserdem noch von den verschiedensten kalksilikatführenden Übergangsgesteinen begleitet.

Die häufigsten Fundpunkte von Granatfels sind zahlreiche alte Bergbauhalden. Des weiteren findet man Granatfels auch klippenbildend auf dem Gipfel des Progov vrh und beim Baronovo. Oberhalb des verlassenen Hofes Samec findet man den Granatfels in einem als Steinbruch genützten Teil eines Pingenfeldes in Wechsellagerung mit Epidot-, Plagioklas- und Pyroxenfels sowie Amphibolit aufgeschlossen. Granatfels kann einerseits zu mehreren Metern mächtigen Lagen anschwellen, anderseits Zentimeter dünne, oftmals verfaltete Bänder, die zwischen anderen Bändern liegen, bilden. Häufig befinden sich Granataggregate auch im Epidotfels oder Pyroxen-Amphibolit. Meistens weisen die Granatkristalle im Granatfels unter dem Mikroskop einen deutlichen Zonarbau auf.

Nicht weniger häufig als Granatfels tritt auch Epidotfels als Nebengestein der Vererzung auf, hierbei jedoch immer in Gesellschaft bzw Wechsellagerung mit verschiedenen Glimmerschiefern und Phyllitgesteinen, Marmoren oder Pyroxen-Amphiboliten, die ohne Zweifel der Regionalmetamorphose zuzuordnen sind. Im Handstück wie auch unter dem Mikroskop erkennt man einen deutlich ausgeprägten Lagenbau der vom heterogranularen Epidot-Aggregaten abgebildet wird. Gelegentlich ist Epidot auch in diskordante, jedoch streng begrenzte, Kluftsysteme eingedrungen. In einem Stollen unterhalb von Perkavs (der Name stammt vom deutschen Begriff Berghaus ab) gibt es zahlreiche Beispiele für diskordante und konkordante Kontakte von Epidotfels zu Dazit. Im Handstück ist jeweils ein scharfer Übergang von Dazit zu Epidotfels zu beobachten; jedoch findet man unter dem Mikroskop Einschlüsse von Epidotfels im Dazit vor, die älter als die Dazitintrusionen sind, da sie beim Eindringen des Dazites aus dem kristallinen Nebengestein herausgerissen wurden. Daher weist die Bildung auf ein früheres metamorphes Ereignis, als es die Intrusion des Dazites darstellt, hin.

Die Entstehung von Epidot als Hauptgemengteil von Epidotfels kann unter verschiedenen Bedingungen zustande kommen. Bei einer Kontaktmetamorphose

bildet sich Epidotfels meist aus SiO_2 -führenden Karbonaten. In basischen Magmatiten kann Epidotfels durch die Epidotisierung von Feldspat und ferner auch als Nebenprodukt bei der Chloritisierung von Ca-Mg Silikaten entstehen. Im vorliegenden Falle ist es naheliegend anzunehmen, dass ein Grossteil des Epidots durch regionale metamorphe Vorgänge im Epidot Amphibolitfaziesbereich, ein Teil jedoch auch durch retrograde metamorphe Prozesse, entstanden ist. Da aber in der Phyllitserie in der Regel auch Karbonat-Silikate auftauchen, kann eine Kontaktmetamorphose nicht ganz ausgeschlossen werden.

Eisenerzvorkommen

Die Eisenerzvorkommen in den Glimmerschiefern und Phylliten des Altkristallins und Altpaläozoikums sowie in den anchimetamorphen Gesteinen der Magdalensbergserie im Norden Sloweniens setzen sich neben Eisenoxiden und -sulfiden aus zahlreichen anderen Erzmineralien zusammen. Neben Magnetit und Hämatit enthalten die Vererzungen noch Magnetkies, Pyrit und Kupferkies, im westlichen Teil des Pohorje-Gebirges auch noch Zinkblende, Bismutit, Galenobismutit (Cosalit), Scheelit, Molibbdänglanz, Bleiglanz und Schwerspat. Magnetit und Hämatit sowie gelegentlich auch Kupferkies und Zinkblende sind die Hauptbestandteile der Vererzung, jedoch erreichen sie nirgendwo grössere Mengen, wodurch der Abbau wirtschaftlich interessant werden könnte.

Nach den bisherigen metallogenetischen Erläuterungen werden die Eisenerzvorkommen des westlichen Pohorje-Gebirges als hochtemperierte hydrothermale oder auch als kontaktmetamorphe Erzbildungen angesehen und mit dem tertiären Dazitvulkanismus in Verbindung gebracht. Nach unseren Untersuchungen gibt es jedoch auch hier, ähnlich wie bei den Erzvorkommen in den Gesteinen der Magdalensbergserie nördlich von Mežica auf Lom, gewisse Anzeichen, dass es sich um altpaläozoische syngenetische magmatogensedimentäre Vererzungen handeln könnte.

Von grosser Bedeutung zur Aufklärung der metallogenetischen Problematik der verschiedenen Vererzungen scheint uns, die von Pilger und Weissenbach (1975) sowie Kleinschmidt et al. (1975b) in der Saualpe postulierte lithostratigraphische und tektonische Entwicklung der metamorphen Abfolge, zu sein. Nach deren Untersuchungen besteht nämlich die mehrere tausend Meter mächtige metamorphe Gesteinsabfolge aus mehrfachen, tektonisch hervorgerufenen, Wiederholungen von Karbonatgesteinen und Metabasiten in Schiefer- oder Gneisgrundmassen, die vom Liegenden in der Katazone bis zum Hangenden in der Anchizone reichen. Daraus kann der Analogieschluss gezogen werden, dass die Erzvorkommen in der Magdalensbergserie und die in tieferen Abschnitten liegenden Vererzungen in Wechsellagerung mit Glimmerschiefern und Phylliten nicht nur gleichaltrig, sondern auch unter ähnlichen Bedingungen entstanden sein können. Da diese Schichtenfolgen auf jugoslawischem Gebiete der Zentralalpen noch relativ wenig untersucht worden sind, kann dies jedoch nur als vorläufige These aufgestellt werden. Die primäre Entstehung dieser Vererzungen kann in gewisser Hinsicht mit der Genese rezenter Lagerstätten in den heutigen Ozeanen verglichen werden.

Die Herkunft der polymetallischen Vererzungen in den ordovizisch-silurischen Gesteinen steht im engen Zusammenhang mit magmatogenen Vorgängen. Umstritten ist jedoch noch immer die Frage, mit welchem Magmatismus dies geschah? Auf der nördlich von Mežica in der Magdalensbergserie gelegenen Eisenerzlagerstätte Lom

ist die Entstehung zweifelsohne an den Diabasvulkanismus gebunden. Auch auf dem Pohorje Gebirge gibt es in der vererzten Gesteinsserie basische Metavulkanite, die als Erzbringer in Frage kommen könnten. Da aber diese, zusammen mit anderen Gesteinen im tertiären Dazit eingeschlossen sind, schien es für die früheren Bearbeiter am naheliegensten den Ursprung der Erze mit dem jüngeren tertiären Vulkanismus in Zusammenhang zu bringen. Als Beweismaterial werden die sogenannten »Skarne« angeführt, deren Bildung durch die Dazitintrusionen bedingt sein soll. Jedoch gibt es nirgendwo eine Bestätigung, dass die Kalksilikatfelse bzw »Skarne« durch Kontaktmetasomatose bzw durch Zufuhr leichtflüchtiger Substanzen aus der Dazitmagma entstanden sind. Dazitintrusionen weisen zum Nebengestein in der Regel eine scharfe Abgrenzung auf und schneiden meist diskordant die Wechselfolge der Kalksilikatfelse und der anderen regionalmetamorph gebildeten Gesteine (Schiefer; Marmor und Amphibolite). Auch aus der geochemischen Zusammensetzung der Daziten und basischen Metavulkaniten (siehe Tabelle 3 und 4) geht hervor, dass die Amphiboliten zu den Erzen eine weit engerere Verwandtschaft zeigen als die Daziten.

Zum Schluss möchten wir noch einmal darauf hinweisen, dass die Regionalmetamorphose ein präalpidisches Ereignis (variszisch oder kaledonisch-variszisch) darstellt, während die Platznahme des Tonalitplutons und die damit verbundene anschließende Intrusion und Extrusion von Dazit einem alpidischen Ereignis zuzuordnen sind.

Literatura

- Berce, B. 1956, Pregled železnih nahajališč LR Slovenije. Prvi jugoslovanski geološki kongres, 235–259, Ljubljana.
- Clar, E., Fritsch, W., Meixner, H., Pilger, A. & Schönenberg, R. 1963, Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten). *Carinthia II* 153/73, 23–51, Klagenfurt.
- Drovenik, M., Drovenik, F. & Pleničar, M. 1980, Nastanek rudišč v SR Sloveniji. *Geologija* 23, I del, 1–157, Ljubljana.
- Edmond, J. M. & von Damm, K. 1985, Heiße Quellen am Grund der Ozeane. *Spektrum der Wissenschaft: Ozeane und Kontinente*, 216–229, Heidelberg.
- Faninger, E. 1970, Pohorski tonalit in njegovi diferenciaciji. *Geologija* 13, 35–104, Ljubljana.
- Friedrich, O. M. 1935, Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. *Radex-Rundschau*, H. 7/8, 371–407, Radenthein.
- Germovšek, C. 1954, Petrografske raziskave na Pohorju v letu 1952. *Geologija* 2, 191–210, Ljubljana.
- Groschopf, R. 1970, Zur Petrographie und Tektonik des schwach-metamorphen Altpaläozoikums im nordöstlichen Klagenfurter Becken (Ostalpen). *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 19, 215–271, Wien.
- Hinterlechner-Ravnik, A. 1971, Pohorske metamorfne kamenine. *Geologija* 14, 187–226, Ljubljana.
- Kleinschmidt, G. 1968, Der geologische Aufbau der südlichen Saualpe in Kärnten im Grenzbereich von Phyllit – und Glimmerschiefergruppe. *Diss. Univ. Tübingen*, 151 p., Tübingen.
- Kleinschmidt, G., Neugebauer, J. & Schönenberg, R. 1975a, Gesteinsinhalt und Stratigraphie der Phyllitgruppe in der Saualpe. *Geologie der Saualpe, Clausthaler Geologische Abhandlungen, Sonderband I*, 11–44, Clausthal-Zellerfeld.
- Kleinschmidt, G., Neugebauer, J. & Schönenberg, R. 1975b, Die Tektonik der Phyllitgruppe in der Saualpe. *Geologie der Saualpe, Clausthaler Geologische Abhandlungen, Sonderband I*, 45–60, Clausthal-Zellerfeld.
- Mioč, P. & Ramovš, A. 1973, Erster Nachweis des Unterdevons im Kozjak Gebirge (Posruck), westlich von Maribor (Zentralalpen). *Bull. sci. Cons., Acad. sci. Yougosl. (A)*, 18/7–9, 135–136, Zagreb.

Mioč, P. & Žnidarčič, M. 1978, Osnovna geološka karta SFRJ, Tolmač za list Slovenj Gradec, 75p., Beograd.

Mioč, P. 1983, Osnovna geološka karta SFRJ, Tolmač za list Ravne na Koroškem, 69p., Beograd.

Neugebauer, J. & Kleinschmidt, G. 1970, Stratigraphie im metamorphen Altpaläozoikum der Ostalpen. Nachr. der geol. Ges., 2, 35–37, Hannover.

Pilger, A. & Weissenbach, N. 1975, Die tektonische Entwicklung des Hochkristallins der Saualpe. Geologie der Saualpe, Clausthaler Geologische Abhandlungen, Sonderband I, 115–130, Clausthal-Zellerfeld.

Riehl-Herwisch, G. 1970, Zur Alterstellung der Magdalensbergserie in Mittelkärnten. Österreich. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, 195–214, Wien.

Seelmeier, H. 1939, Die stratigraphische Eingliederung der Diabase und Diabastuffe des Christophberges bei Klagenfurt. Anz. österr. Akad. Wiss., 75, 110–113, Wien.

Strehl, E. 1962, Die geologische Neuaufnahme des Saualpen Kristallins IV. Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Klein St. Paul und Brückl. Carinthia II, 72, 46–74, Klagenfurt.

Štruel, I. 1986, O naravnih danostih Koroške krajine in njihovi problematiki. Zbornik – Med Peco in Pohorjem, 9–20, Ravne na Koroškem.

Tollmann, A. 1975, Geologie von Österreich. Bd. I, Die Zentralalpen, Deuticke Verl. XVI, 766p., Wien.

Tufar, W., 1965 Die alpidische Metamorphose an Erzlagerstätten am Ostrand der Alpen. Geol. Bundesanst. Verh., Sonderheft G, 256–264, Wien.

Tufar, W., 1968, Der Alpen-Ostrand und seine Erzparagenesen. Freiburger Forschungsheften C 230, Mineralogie-Lagerstättenlehre: Probleme der Paragenese von Mineralen, Elementen und Isotopen, 1, Breithaupt-Kolloquium 1966, 275–294, Freiberg.

Tufar, W., Gundlach, H., & Marchig, V. 1984, Zur Erzparagenese recenter Sulfid-Vorkommen aus dem Südlichen Pazifik. Mitt. österr. geol. Ges. 77, 185–245, Wien.

Tufar, W., Gundlach, H., Marchig, V. 1985, Ore Paragenesis of Recent Sulfide Formations from the East Pacific Rise. Monograph Series on Mineral Deposits 25, 75–93, Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart.

Tornquist, A. 1929, Liquidmagmatische Diabas-Magnetit-Lagerstätten und ihre Begleiter in den Ostalpen. Mitt. des Naturwissensch. Vereines für Steiermark, Bd. 66, 164–185, Graz.

Winkler, H. G. F. 1967, Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer Verl., 2. Aufl., VIII. 237p., Berlin-Heidelberg-New York.

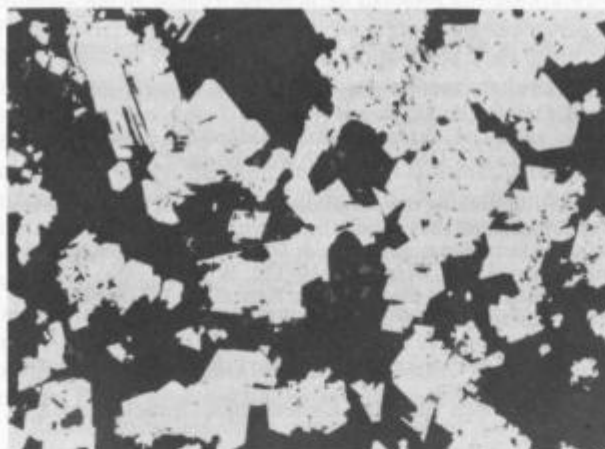
Neobjavljena dela

Kluge, R. 1988, Zur Geologie und Lagerstättenführung des Bacher Gebirges im Bereich der Mala Kopa in Slowenien (Jugoslawien). Philipps-Universität Marburg.

Schmidt, R. 1985, Geologische Kartierung im Kristallin von Ravne na Koroškem Jugoslawien und mineralogisch-petrographische Untersuchungen der Flotationskonzentrate von Pegmatoid-Gesteinen. Philipps-Universität, Marburg.

Štruel, I. 1983–1989, Metalogenetska problematika kovinskih nahajališč v metamorfnih kameninah. Poročila o delu za leta 1983–1989. Raziskovalna Skupnost Slovenije, Ljubljana.

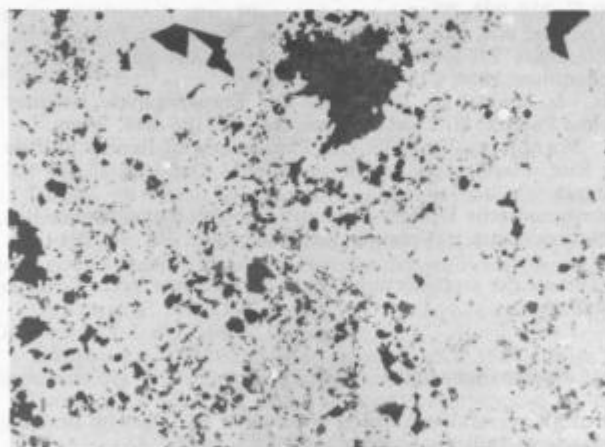
Tabla 1 – Tafel 1



Sl. 1 – Abb. 1

Magnetit z drobnimi vključki (ostanki) silikatnih mineralov). Mala Kopa, Kašivnik, odsečna svetloba, povečava 60 ×

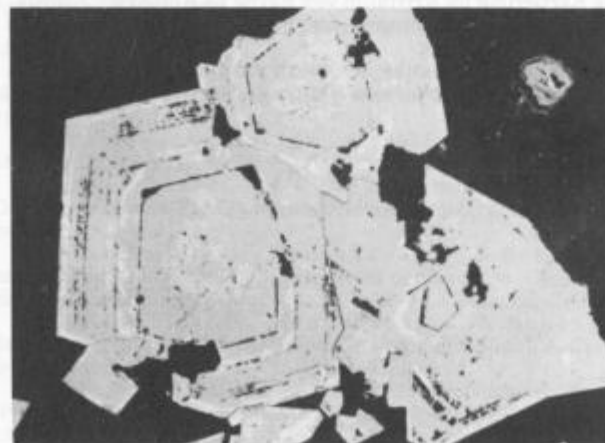
Magnetit mit Gangart-Einschlüssen. Mala Kopa, Kašivnik, Anschliff, Vergr. 60 ×



Sl. 2 – Abb. 2

Ksenomorfni agregat magnetita s številnimi vključki prikamenine ter nekaj drobnih zrn pirita. Mala Kopa, Kašivnik, odsečna svetloba, povečava 60 ×

Xenomorpher Magnetit – Aggregat mit zahlreichen Einschlüssen von Gangart und untergeordnet Pyrit. Mala Kopa, Kašivnik, Anschliff, Vergr. 60 ×



Sl. 3 – Abb. 3

Kristalni agregat magnetita z jasno conarno zgradbo in začetno martitizacijo. Perkavstajzlov vrh, odsečna svetloba, povečava 75 ×

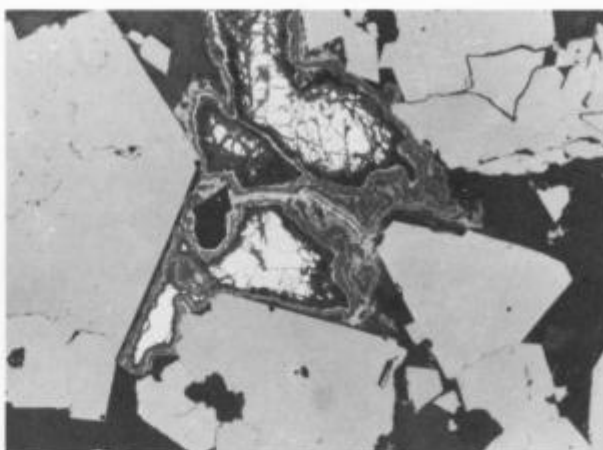
Kristallaggregat von Magnetit mit deutlichem Zonarbau und beginnende Martitisierung. Perkavstajzlov vrh, Anschliff, Vergr. 75 ×

Tabla 2 – Tafel 2

Sl. 1. – Abb. 1

Conarno raščeni metablasti magnetita in oksidiran halkopirit v granatovcu. Mala Kopa, Kaštivnik, odsevna svetloba, povečava 60 ×

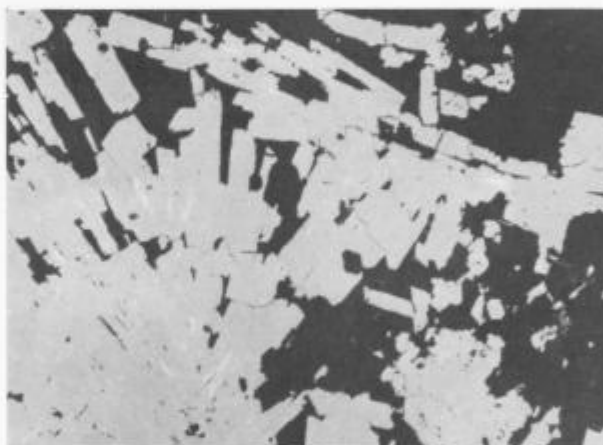
Zonar gewachsene Magnetit-Metablasten und oxydierter Kupferkies im Granatfels. Mala Kopa, Kaštivnik, Anschliff, Vergr. 60 ×



Sl. 2 – Abb. 2

Pseudomorfoza magnetita po žarkasto raščениh tabličastih kristalih hematita. Mala Kopa, Kaštivnik, odsevna svetloba, povečava 60 ×

Pseudomorphose von Magnetit nach strahlig gewachsenen tafeligen Hämatit. Mala Kopa, Kaštivnik, Anschliff, Vergr. 60 ×



Sl. 3 – Abb. 3

Conarno raščeni magnetit z vključenim tabličastim hematitom. Mala Kopa, Kaštivnik, odsevna svetloba, povečava 125 ×

Zonar gewachsener Magnetit mit eingeschlossenen Eisenglanz-blättchen. Mala Kopa, Kaštivnik, Anschliff, Vergr. 125 ×

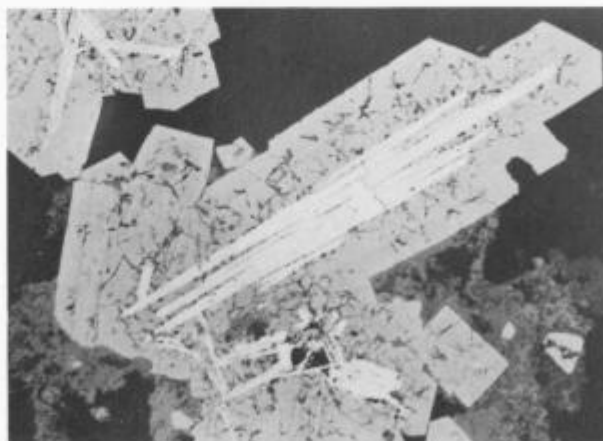
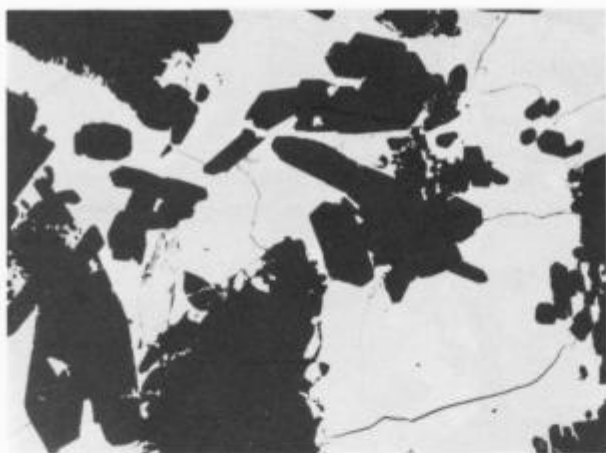


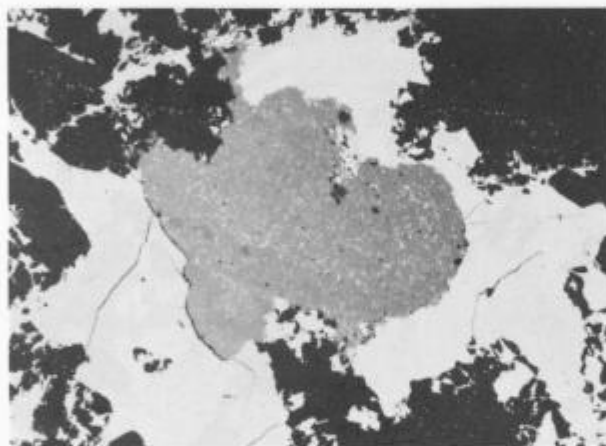
Tabla 3 – Tafel 3



Sl. 1 – Abb. 1

Idiomorfni silikatni minerali v piritinu in začetek nadomeščanja le-tega s piritom. Progov vrh, rov pri Antonskem Kopniku, odsečna svetloba, povečava 78 ×

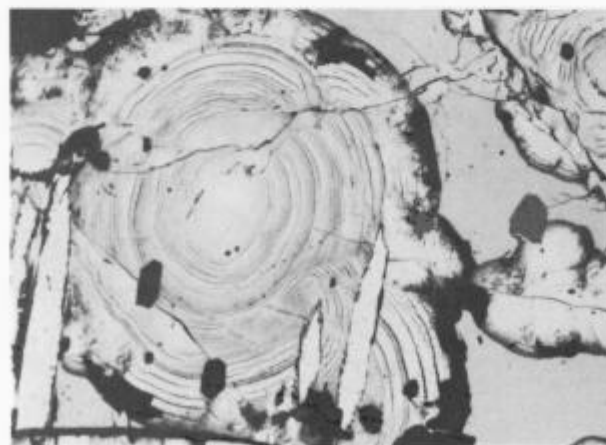
Magnetkies mit idiomorphen Einschlüssen von Kalksilikatmineralien weist beginnende Umwandlung in Pyrit auf. Progov vrh, Stollen bei Antonski Kopnik, Anschliff, Vergr. 78 ×



Sl. 2 – Abb. 2

Nadomeščanje pirovina z magnetitom, v katerem so še številni drobni vključki pirovina – prikamenina je amfibolit. Progov vrh, rov pri Antonskem Kopniku, odsečna svetloba, povečava 78 ×

Verdrängung von Magnetkies durch Magnetit. Magnetit weist zahlreiche Magnetkieseinschlüsse auf. Erzgestein – Amphibolit. Progov vrh, Stollen bei Antonski Kopnik, Anschliff, Vergr. 78 ×



Sl. 3 – Abb. 3

Pretvorba pirovina v pirit s strukturo ptičjega očesa in takojenovanega celičnega pirovina (Zellpyrit). Progov vrh, rov pri Antonskem Kopniku, odsečna svetloba, povečava 78 ×

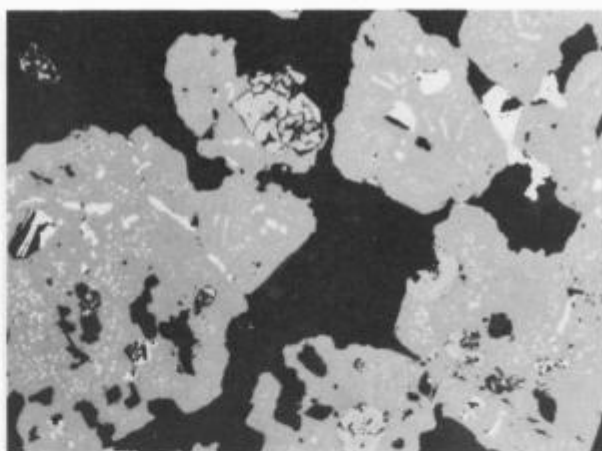
Umbildung von Magnetkies über Zwischenprodukt in »Vogelaugenpyrit« und »Zellpyrit«. Progov vrh, Stollen bei Antonski Kopnik, Anschliff, Vergr. 78 ×

Tabla 4 – Tafel 4

Sl. 1 – Abb. 1

Sfaleritna zrna z izločninami halkopirita (drobna zrna), vključki cosalita in/ali galenomizmutita (bela zrna), magnetita, hematita ter ostanki prika-menine. Mala Kopa, Kašivnik, odsečna svetloba, povečava 32 ×

Zinkblende mit Entmischungen von Kupferkies sowie Einschlüssen von Cosalit und/oder Galenobismutit, Magnetit, Eisenglanz und Gangart. Mala Kopa, Kašivnik, Anschliff, Vergr. 32 ×



Sl. 2 – Abb. 2

Ksenomorfni cosalit z vključnim magnetitom v kalcitno-silikatni osnovi. Mala Kopa, Kašivnik, odsečna svetloba, povečava 125 ×

Xenomorpher Cosalit mit eingeschlossenem Magnetit in kalzitisch-silikatischer Gangart. Mala Kopa, Kašivnik, Anschliff, Vergr. 125 ×



Sl. 3 – Abb. 3

Halkopirit in pirit v razpokanem granatu. Najmlajša razpoka je zapolnjena z limonitom. Mala Kopa, Kašivnik, odsečna svetloba, povečava 78 ×

Kupferkies und Pyrit verkitten zusammen mit Gangmineralen kataklastisch zerbrochenen Granat. Die jüngste Kluft ist mit Limonit ausgefüllt. Mala Kopa, Kašivnik, Anschliff, Vergr. 78 ×

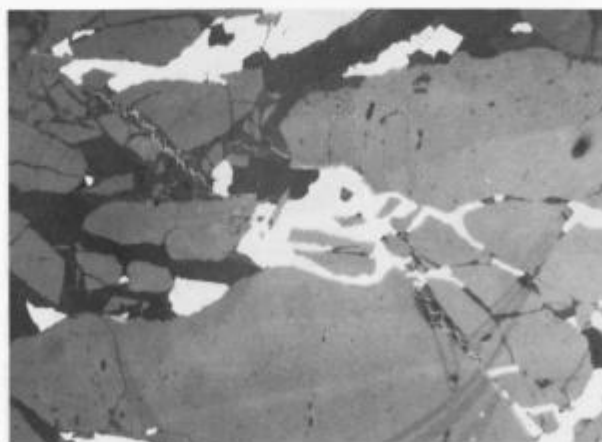
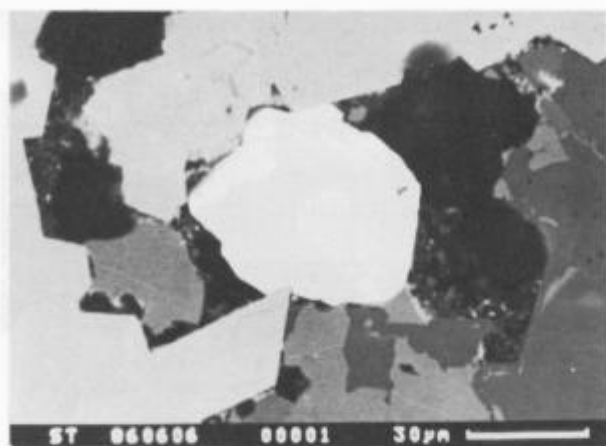


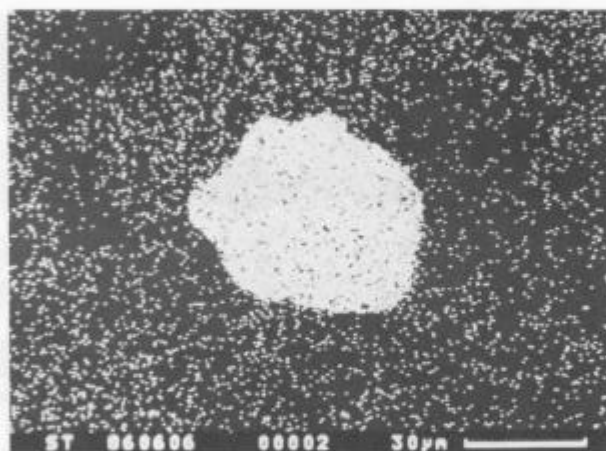
Tabla 5 – Tafel 5



Sl. 1 – Abb. 1

Scheelitno zrno v magnetitovi rudi. Velika Kopa, Samec, povečava 483 × z elektronskim mikroskopom

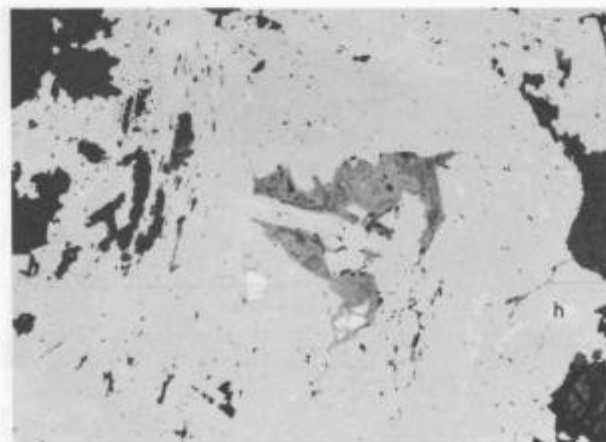
Scheelit im Magnetiterz. Velika Kopa, Samec, Vergr. 483 × mit Rasterelektronenmikroskop



Sl. 2 – Abb. 2

Razdelitev volframa na sliki 1

Die Wolframverteilung auf Abbildung 1



Sl. 3 – Abb. 3

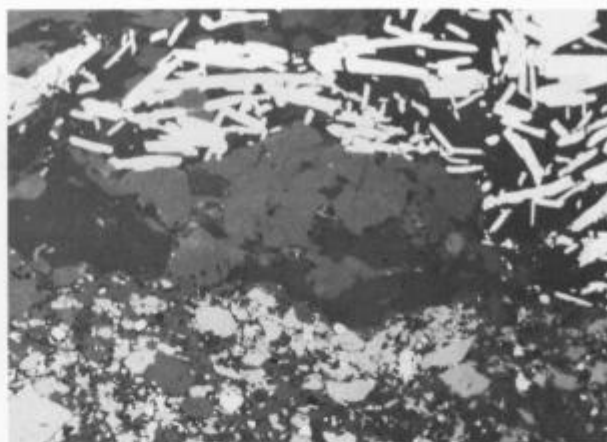
Bismut ali bismutit (temneje siv) z ostanki bismutinita (bela zrna) v magnetitu, v katerem so tudi vključki oziroma ostanki hematita (h). Velika Kopa, Samec, odsečna svetloba, povečava 63 ×

Bismut oder Bismutit (dunkler grau) mit Resten von Bismutinit (Weiss) in Magnetit, der noch zahlreiche Reste von Eisenglanz (h) enthält. Velika Kopa, Samec, Anschliff, Vergr. 63 ×

Tabla 6 – Tafel 6

Sl. 1 – Abb. 1

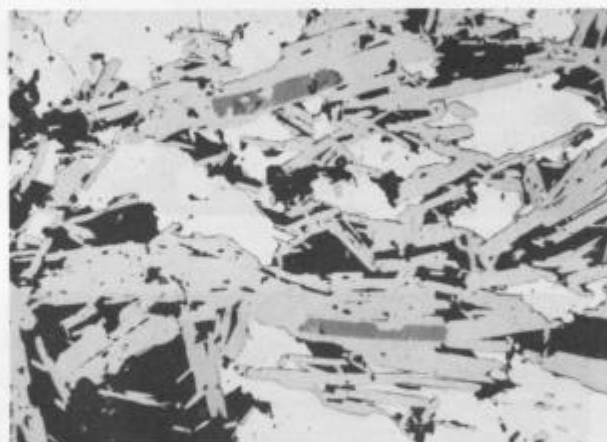
Z magnetitom in hematitom oruden amfibolit. Magnetit je razpršen v drobnnozrnati osnovi, v kateri je tudi precej rutila, hematit pa v debelozrnati pozno-metamorfni ali postmetamorfni osnovi amfibolita. Bistriški jarek, odsečna svetloba, povečava 63 ×



Mit Magnetit und Hämatit vererzter Amphibolit. Magnetit ist an die feinkörnige rutilreichere Matrix, Hämatit dagegen an die grobkörnige spätmetamorphe Phase des Amphibolits gebunden. Bistriški Graben, Anschliff, Vergr. 63 ×

Sl. 2 – Abb. 2

Kristalni agregat idiomorfne hematita (svetlo siv) in ksenomorfne halkopirita (bel) v amfibolitu. Hematit je delno nadomeščen z magnetitom (temno siv) in halkopiritom. Bistriški jarek, odsečna svetloba v olju, povečava 15 ×



Kristall-Aggregat von idiomorphen hämatit (mittelgrau) und xenomorphem Kupferkies (weiss) im Amphibolit. Hämatit wird zum Teil durch Magnetit (dunkelgrau) und Kupferkies verdrängt. Bistriški Graben, Anschliff, Ölimmersion, Vergr. 150 ×

Sl. 3 – Abb. 3

Izoklinalno naguban hematit. Bistriški jarek, odsečna svetloba, povečava 125 ×

Isoklinal verfalteter Hämatit, Bistriški Graben, Anschliff, Vergr. 125 ×

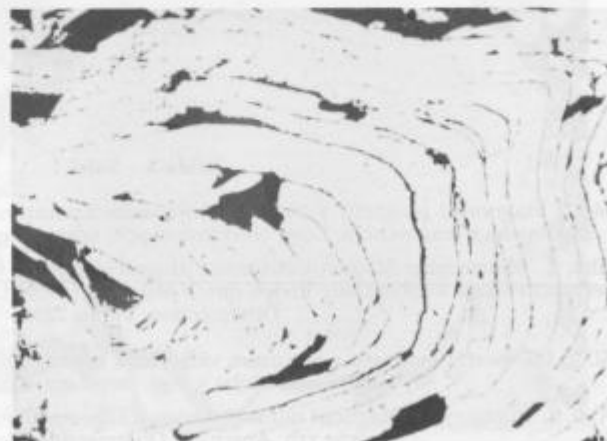




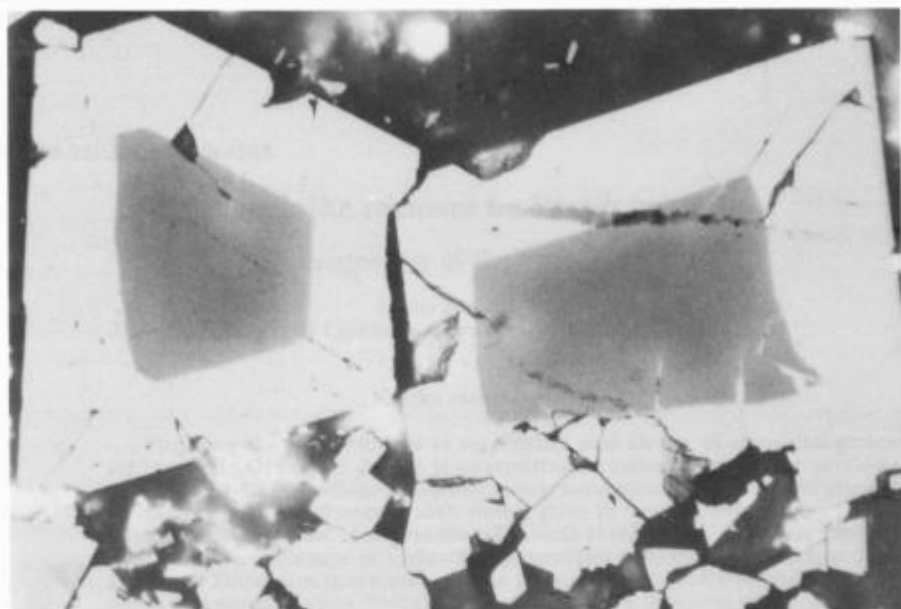
Tabla 7 – Tafel 7

Sl. 1. Idiomorfni magnetit s conarno vključenim kromspinelom. Razpoke v kromspinelu so zapolnjene z magnetitom. Lom, Navršnikov vrh, odsevna svetloba v olju, povečava 1300 ×

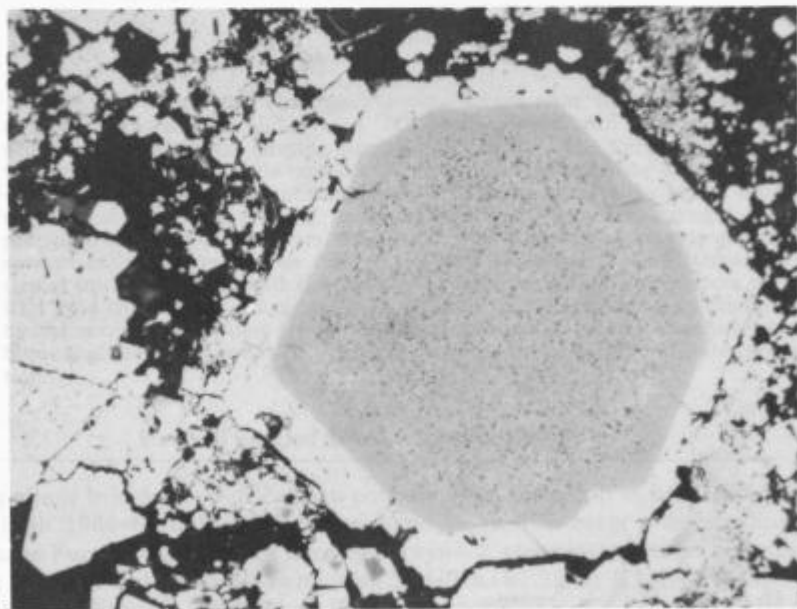
Abb. 1. Idiomorpher Magnetit mit zonar eingeschlossenem Chromspinell. Dieser ist teilweise zerbrochen und wird entlang Rissen durch Magnetit verheilt. Lom, Navršnikov vrh, Anschliff, Ölimmersion, Vergr. 1300 ×

Sl. 2. Idiomorfni magnetit s poroznim vključkom kromspinela Lom, Navršnikov vrh, odsevna svetloba v olju, povečava 300 ×

Abb. 2. Idiomorpher Magnetit mit zonar eingeschlossenem porösen Chromspinell, Lom, Navršnikov vrh, Anschliff, Ölimmersion, Vergr. 300 ×



1



2

UDK 556.32/334(497.12)=863

Hidrogeološke razmere na Ptujskem polju

Hydrogeology of the Ptuj field

Ljubo Žlebnik

Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Ptujsko polje je ravnina, ki se razprostira med Dravo, Slovenskimi goricami ter Ptujem in Ormožem. Zasuto je s prepustnim kvartarnim dravskim prodom, ki je debel od 4–22 m. Podlago proda sestavljajo neprepustne ali zelo slabo prepustne terciarne plasti, konglomerat, zbiti pesek, glina in lapor. V kvartarnem prodru se nahaja podtalna voda, ki se pretaka od zahoda proti vzhodu približno vzporedno s tokom Drave. Napaja se v glavnem iz poniklih padavin, delno tudi iz Drave. Izliva se v Zvirenčine pod visoko prodno teraso v Muretincih, Forminu in Osluševcih in tudi nazaj v Dravo. Podtalno vodo izkoriščajo v skrajnem vzhodnem delu pri Mihovcih za ormoški vodovod. Hidroelektrarna Formin le malenkostno vpliva na podtalno vodo, kajti pri njeni gradnji so bili opravljeni vsi potrebni ukrepi, da bi bila v kar največji možni meri zavarovana.

Abstract

Ptuj field is the plain stretching between Drava river, Slovenske gorice hills and the towns of Ptuj and Ormož. The field is filled with Quaternary gravel deposits with thickness varying from 4 to 22 meters. The Tertiary base of the Quaternary gravel deposits consists of conglomerate sand, clay and marl, with very low permeability. The underground water flows through the gravel deposits in the east direction, parallel to the Drava river. It is recharging from the precipitations and partly from the Drava river and discharging to numerous springs called Zvirenčine on foot of the high Quaternary gravel terrace. The Ormož town is supplied with drinking water from the wells on the eastern part of Ptuj field Quaternary gravel aquifer. The spillway water channel of the Formin hydroelectric power plant affected the underground water in a very low extent because all necessary interventions were made for the underground water protection.

Uvod in pregled dosedanjih raziskav

Ptujsko polje je bilo že pred pričetkom podrobnejših geoloških in hidrogeoloških raziskav v letih 1984–86 dokaj dobro raziskano in sicer v zvezi z načrtovanjem hidroelektrarne Formin (prvotno HE Srednja Drava – 2. stopnja) in v zvezi z gradnjo črpališča za ormoški vodovod (Nosan, 1961; Žlebnik, 1981; Kralj, 1984).

Za potrebe projektiranja HE Srednja Drava – 2. stopnja oz. HE Formin so bile od

leta 1959 naprej izvrtane številne strukturne, geomehanske in piezometrične vrtine, in to na mestih predvidenih pregrad v Budini, Zabovcih in Markovcih, vzdolž predvidenega dovodnega in odvodnega kanala ter na mestih predvidenih strojnic v Mali vasi in Forminu. Izvrtanih je bilo prek 250 vrtin globine 10–50 m. V okviru študije o vplivu gradnje HE Formin na podtalno vodo Ptujškega polja je bilo izvrtanih preko 70 strukturnih piezometriških vrtin v več profilih sever–jug preko polja, vzdolž obrambnih nasipov akumulacijskega jezera in vzdolž celotnega odvodnega kanala elektrarne (Žlebnik, 1966, Rismal, 1973; Žlebnik, 1974; Božović, 1975).

Leta 1965 so začele Dravske elektrarne z rednimi opazovanji gladin podtalne vode v omenjenih vrtinah in dodatno še v nekaterih vaških vodnjakih. Z opazovalno mrežo vrtin in vaških vodnjakov je bilo tako enakomerno prekrito celotno Ptujsko polje in prek tega je bilo mogoče izdelati zelo podrobne karte gladin podtalne vode na polju za različno stanje vode (Drobne et al., 1969). Celotna opazovalna mreža Dravskih elektrarn je obsegala 177 opazovalnih objektov. Do leta 1978 so opravljali meritve gladin podtalnice en- do dva-krat mesečno. Od leta 1984 naprej so opazovalno mrežo Dravskih elektrarn močno skrčili, opazovanja na tej skrčeni mreži pa nadaljujejo.

Morfološki opis

Ptujsko polje se razprostira na levem bregu Drave od Ptuja proti vzhodu do Velike Nedelje oziroma Ormoža; na severu ga omejuje gričevje Slovenskih goric, na jugu pa reka Drava. Ima obliko zelo raztegnjenega trikotnika s površino približno 90 km². Ozemlje sestavlja geografsko in morfološko enoto. Površje polja je položeno nagnjeno od zahoda proti vzhodu. Sestavljajo ga pleistocenske in holocenske prodne naplavine. V dolini Pesnice pri Dornavi in Pacinju so prekrite z 2–4 m debelo plastjo rjave peščene gline.

Površje polja sestavljata v morfološkem pogledu dve dravski terasi. Večji del polja zajema visoka terasa, vzdolž Drave pa se razprostira nizka terasa. Ježa visoke terase poteka v smeri severozahod–jugovzhod od Rogožnice preko Brstja, Spuhlje, Zabovcev, Markovcev do Nove vasi, od tam naprej pa v smeri jugozahod–severovzhod preko Stojncev, Muretincev, Formina, Cvetkovcev in Trgovišča do Mihovcev. V zahodnem delu polja je ježa terase visoka 7–8 m, v osrednjem delu 4,5 m in v vzhodnem delu 2–3 m. V osrednjem in vzhodnem delu polja izvirajo pod ježo visoke terase tri studenčnice: Muretinska, Forminska in Osluševska Zvirenčina.

Nizka dravska terasa, ki je bila pred gradnjo hidroelektrarne izpostavljena poplavam, je v zahodnem delu na območju Ptuja, Budine in Spuhlje široka 1,0–1,5 km. Med Zabovci in Novo vasjo in Forminom je široka 1,5 km. Vzhodno od Formina se nizka terasa razširi na 2,5–4 km in zavzema večji del polja.

Z dograditvijo hidroelektrarne Formin je bilo Ptujsko polje presekano z 8,5 dolгим dovodnim kanalom med Markovci in Forminom ter 8 km dolгим odvodnim kanalom med Forminom in Ormožem.

Hidrografski opis

Glavni vodotok na našem območju je reka Drava. Teče po južnem robu polja od Ptuja do Ormoža. Med Markovci in Ptujem je z dograditvijo HE Formin nastalo

Ptujsko jezero; dolgo okrog 5 km in široko največ 1,2 km. Vzdolž jezerskih bregov so zgrajeni bočni nasipi in vzdolžni drenažni kanali za odvajanje preniklih voda iz jezera. Voda v jezeru in v dovodnem kanalu je na koti ok. 220 m, v odvodnem kanalu pa na koti ok. 191 m. Vzdolž 8 km dolgega odvodnega kanala je bila na obeh bregovih v dolžini 6 km zgrajena neprepustna diafragma za zavarovanje podtalnice v vzhodnem delu Ptujkega polja.

Reka Drava ima izrazito fluvioglacialni režim pretoka. Dolgoletna opazovanja kažejo za VP Ptuj naslednje karakteristične pretoke:

nizki pretok nQ_n	70,3 m ³ /s
srednji pretok Q_n	301 m ³ /s
visoki pretok Q_v	1937 m ³ /s
verjetnostni konični pretok	2363 m ³ /s

Z dograditvijo hidroelektrarne Formin je režim pretoka po strugi Drave in energetskih kanalih mogoče nadzorovati. Po dovodnem kanalu elektrarne je mogoče prevajati 450 m³/s vode, preko jezua v Markovcih pa 4200 m³/s vode, kar je skoraj dvakrat več, kot znašajo najvišji pretoki. Ob nizkih vodah se po stari strugi Drave pretaka le 5–10 m³/s vode, od izliva Dravinje naprej pa nekoliko več.

S severa priteče na Ptujsko polje pri Dornavi reka Pesnica, ki nato teče po sredini polja vse do izliva v Dravo pri Ormožu. Opazovanja kažejo naslednje karakteristične pretoke za VP Zamušani:

nizki pretok nQ_n	0,23 m ³ /s
srednji pretok Q_n	5,02 m ³ /s
visoki pretok Q_v	87,9 m ³ /s

S severa pritečeta v Pesnico iz Slovenskih goric dva manjša pritoka, Podgorski potok in Sejanski potok; njuni pretoki pa niso merjeni.

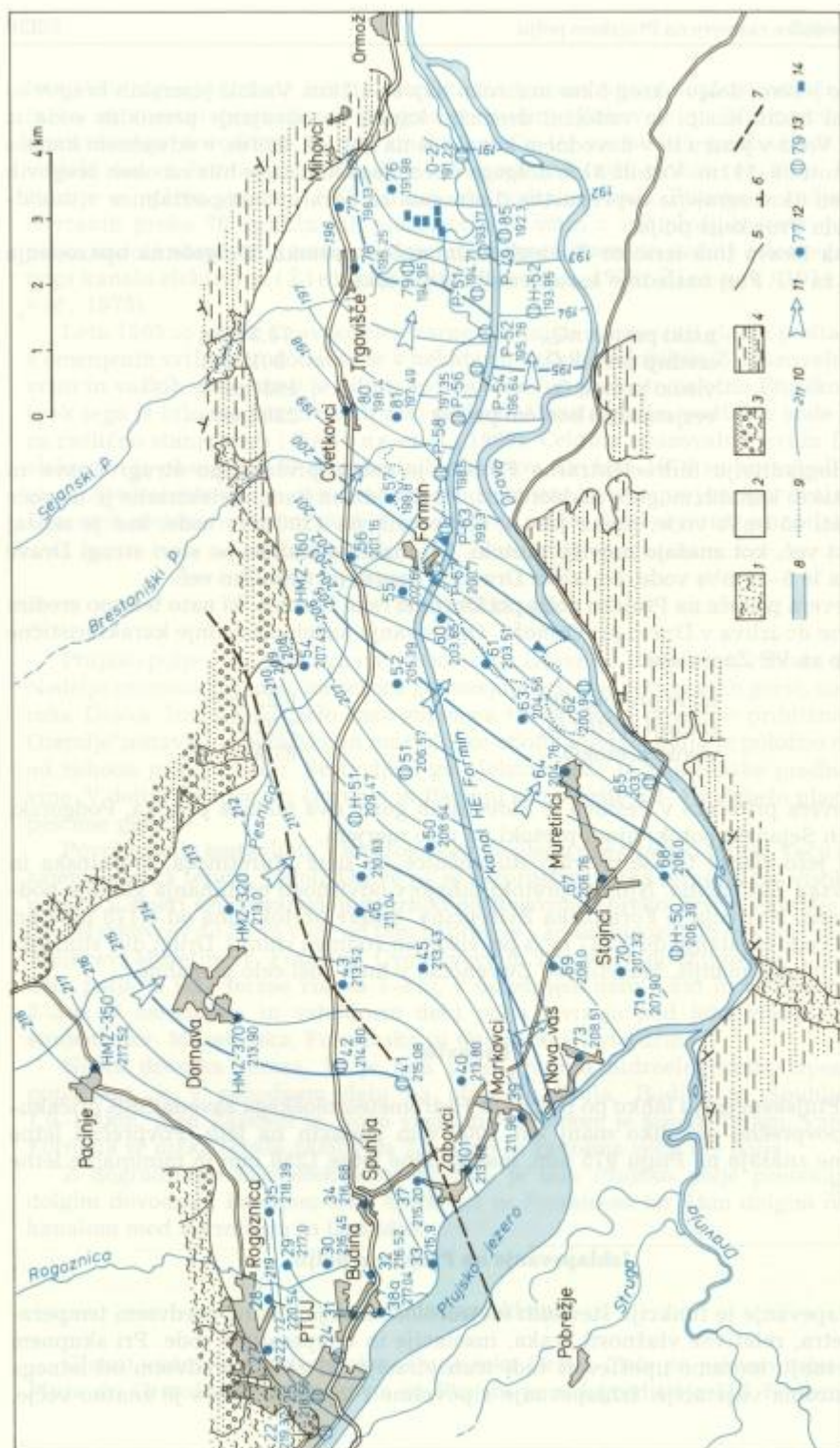
Pod ježo visoke terase izvirajo studenčnice, in sicer Muretinska, Forminska in Osluševska Zvirenčina. Njihovi pretoki nihajo v odvisnosti od nihanja gladine podtalne vode. Največja je Forminska Zvirenčina, katere pretok niha od 0,178 m³/s pri nizkem vodnem stanju do 0,327 m³/s pri visokem vodnem stanju. Drugi dve studenčnici sta mnogo manjši. Muretinska Zvirenčina v hudi suši celo presahne.

Padavine

Na Ptujskem polju lahko po podatkih Hidrometeorološkega zavoda SRS pričakujemo, povprečno nekoliko manj kot 1000 mm padavin na leto. Povprečne letne padavine znašajo na Ptuj 975 mm, maksimalne letne 1250 mm in minimalne letne 750 mm.

Izhlapevanje na Ptujskem polju

Izhlapevanje je funkcija številnih meteoroloških dejavnikov, predvsem temperature, vetra, relativne vlažnosti zraka, insolacije in temperature vode. Pri skupnem izhlapevanju moramo upoštevati tudi transpiracijo, ki zavisi predvsem od letnega časa oziroma vegetacije. Izhlapevanje s površine Ptujkega jezera je znatno večje,



Sl. 1. Pregledna hidrogeološka karta Ptujkega polja
Fig. 1. General hydrogeologic map of the Ptuj Field

vendar na bilanco podtalne vode Ptujskega polja nima večjega vpliva. Na Ptujskem polju ni lizimetske postaje; zato so vrednosti evapotranspiracije le ocenjene, in to na podlagi izkustvenih obrazcev. Nedavno je bila zgrajena lizimetska postaja pri črpališču v Bohovi na Dravskem polju, vendar podatki meritev še niso obdelani. Po izkustveni enačbi L. Turca znaša evapotranspiracija pri minimalnih letnih padavinah 478 mm/leto, pri maksimalnih letnih padavinah pa 546 mm/leto. Na ravninskem delu Ptujskega polja ni površinskega odtoka, zato se vsa preostala padavinska voda precedi v podtalno vodo in jo s tem napaja; pri minimalnih letnih padavinah 750 mm se precedi v podtalno vodo povprečno 272 mm/leto padavin, pri maksimalnih letnih padavinah 1250 mm pa 704 mm/leto. Površina ravninskega dela Ptujskega polja je 90 km² (90 000 000 m²); pri minimalnih letnih padavinah se precedi v podtalno vodo 24 480 000 m³ padavinske vode (povprečno 0,78 m³/s), pri maksimalnih pa 63 360 000 m³ padavinske vode (povprečno 2,0 m³/s).

$$E = \frac{P}{0,9 + P^2/L^2}$$

E = evapotranspiracija v mm/leto

P = letne padavine v mm

L = 300 + 25 T + 0,05 T²

T = povprečna letna temperatura zraka v °C

Pregledni geološki opis

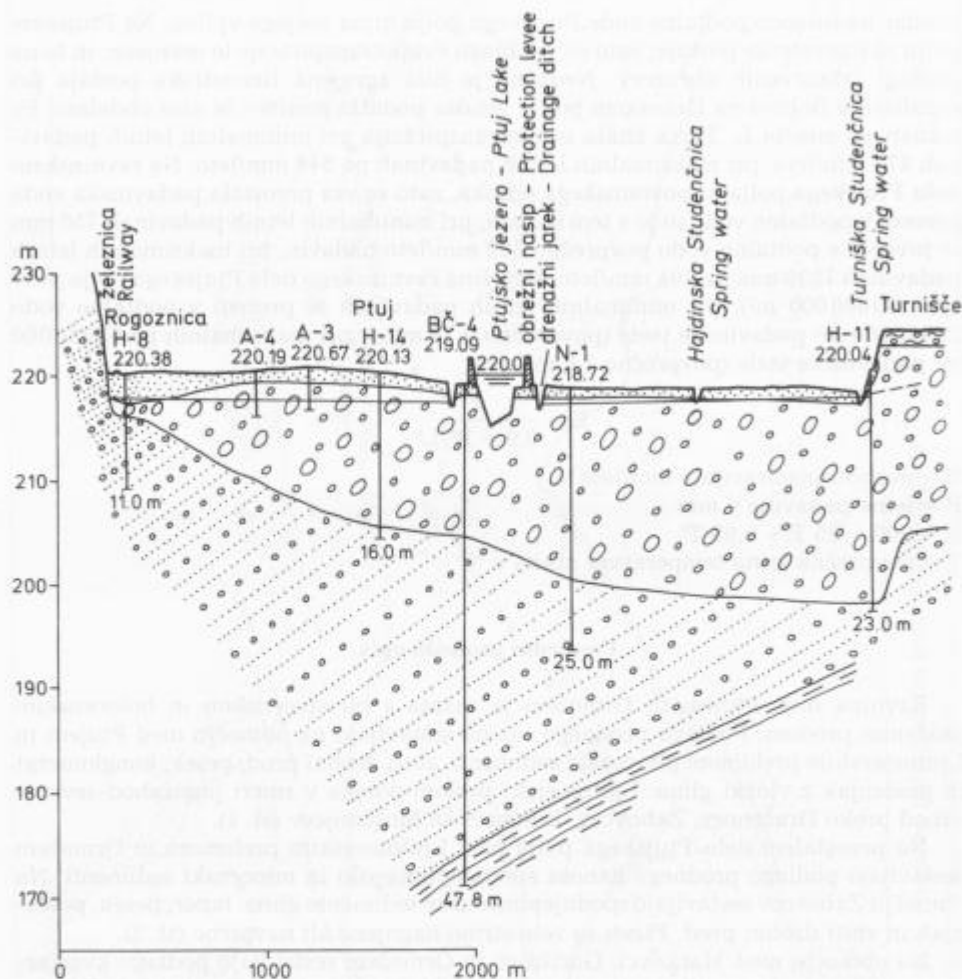
Ravnina med Ptujem in Ormožem je zasuta s pleistocenskim in holocenskim peščenim prodrom. Podlago prodnega zasipa sestavljajo na območju med Ptujem in Ljutomerskim prelomom pliocenski sedimenti, zbiti drobní prod, pesek, konglomerat in peščenjak z vložki glin. Ljutomerski prelom poteka v smeri jugozahod-severovzhod preko Dražencev, Zabovcev, Borovcev in Moškanjcev (sl. 1).

Na preostalem delu Ptujkega polja med Ljutomerskim prelomom in Ormožem sestavljajo podlago prodnega nanosa spodnjepliocenski in miocenski sedimenti. Na območju Zabovcev sestavljajo spodnjepliocenske sedimente glina, lapor, pesek, peščenjak in zbiti drobní prod. Plasti so zelo strmo nagnjene ali navpične (sl. 2).

Na območju med Markovci, Gorišnico in Ormožem sestavljajo podlago kvartarnega prodnega nanosa miocenske plasti, od spodnjeapanonskih do tortonskih. Prevladujeta lapor in peščeni lapor z vložki zbitega peska. Plasti so pri Markovcih zelo

1 glinaste in prodne naplavine potokov – holocen; 2 prodne naplavine Drave – holocen in pleistocen; 3 prod, pesek in glina – pliocen; 4 lapor, peščenjak, delno konglomerat – miocen; 5 geološka meja; 6 vpad plasti; 7 verjeten potek ljutomerskega preloma; 8 kanal hidroelektrarne; 9 studenčnice (Zvirenčine); 10 hidroizohipse dne 7.–8. 11. 1985; 11 smer toka podtalne vode; 12 vaški vodnjak z oznako; 13 piezometriška vrtina z oznako; 14 vodnjaki v črpališču Ormož

1 Clay and gravel deposits of brooks – Holocene; 2 Gravel deposits of the Drava river – Holocene and Pleistocene; 3 Gravel, sand and clay – Pliocene; 4 Marl, sandstone, partly conglomerate – Miocene; 5 Geologic boundary; 6 Strike and dip of strata; 7 Ljutomer fault (supposed); 8 Spillway of the hydroelectric power plant; 9 Spring water (Zvirenčine); 10 Ground water contour lines of low waters on November 7 and 8, 1985; 11 Ground water flow direction; 12 Village well with sign; 13 Observation well with sign; 14 Wells in the water supply station Ormož

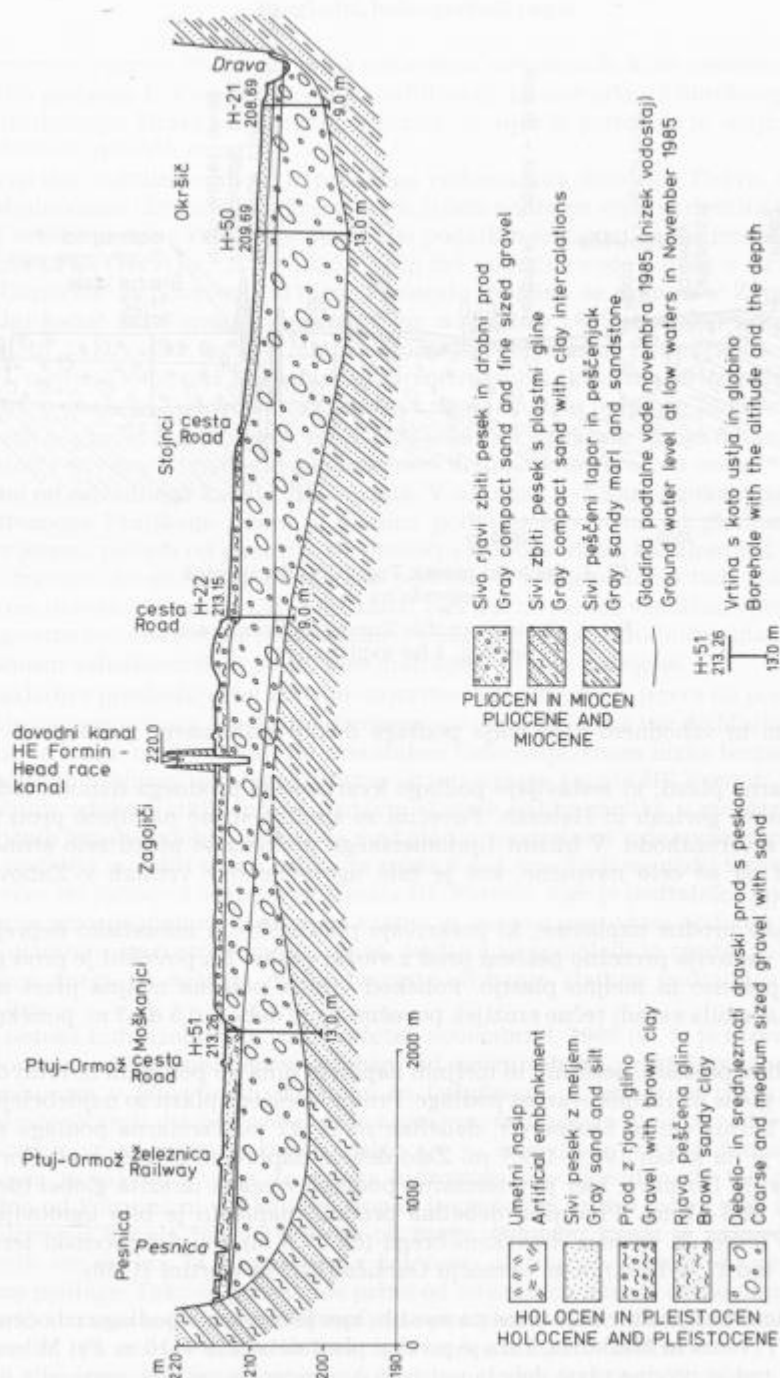


Sl. 2. Geološki presek Rogoznica-Ptuj-Turnišče
Legenda na sl. 3

Fig. 2. Geologic profile Rogoznica-Ptuj-Turnišče
See Fig. 3 for explanation

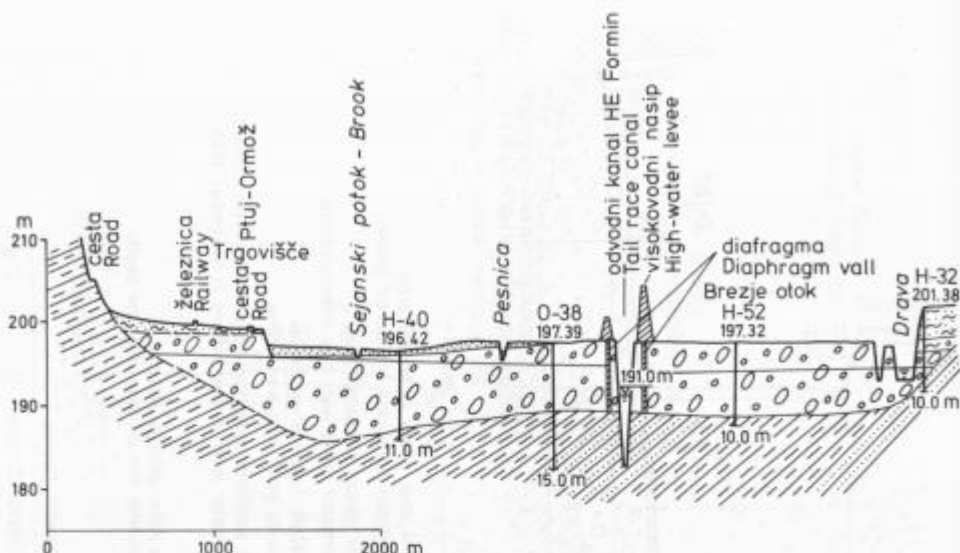
strmo nagnjene v smeri proti severu oziroma severozahodu (55°), medtem ko so na ostalem območju položno nagnjene v isti smeri (sl. 3, 4).

Po podatkih iz številnih vrtin, izvrtanih na Ptujem polju, površina terciarnih plasti pod prodnim zasipom ni ravna, ampak močno valovita. Iz podatkov izvečenih vrtinskih jeder je razvidno, da je na Ptujem polju v reliefu terciarne podlage več izrazitih globokih vdolbin. Med Budino in Šturmovci je v podlagi okrog 10 m globoka kotanja. Prav tako je v podlago zarezana okrog 5 m globoka kotanja na območju Okršiča južno od Stojncev ter med Dornavo in Forminom. Med Markovci, Zagojiči in Borovci je neprepustna podlaga 5–10 m dvignjena in sestavlja nekakšno polico. Na



Sl. 3. Geološki presek Moškanjci-Stojinci-Okrišič-Drava

Fig. 3. Geologic profile Moškanjci-Stojinci-Okrišič-Drava



Sl. 4. Geološki presek Trgovišče-Brezje otok
Legenda na sl. 3

Fig. 4. Geologic profile Trgovišče-Brezje otok
See Fig. 3 for explanation

osrednjem in vzhodnem delu polja podlaga dokaj enakomerno pada proti jugovzhodu.

Terciarni plasti, ki sestavljajo podlago kvartarnega prodnega nanosa, izdajajo v Slovenskih goricah in Haložah. Povečini so srednje strmo nagnjene proti severu oziroma severozahodu. V bližini Ljutomerskega preloma so plasti zelo strmo nagnjene ali pa so celo navpične, kot je bilo ugotovljeno v vrtinah v Zabovcih in Markovcih.

Dravske prodne naplavine, ki prekrivajo pliocensko in miocensko neprepustno podlago, sestavlja pretežno peščen prod z vložki peska. Na površini je prod prekrit s tenko peščeno in meljno plastjo. Ponekod vrhnja peščena meljna plast manjka (odnešena je bila zaradi rečne erozije), povečini pa je debela 0,5 do 3 m, ponekod celo več.

Debelina prodnih, peščenih in meljnih naplavin niha po podatkih iz vrtin od 4 do 22 m pač glede na izoblikovanost podlage. Prodno-peščene plasti so najdebelejše med Budino, Turniščem in Šturmovci; debeline so 15–22 m. Terciarna podlaga na tem območju je na kotah 197,9–199,7 m. Zelo debele naplavine so tudi med Gorišnico, Moškanjci in Dornavo, kjer je v terciarno podlago vrezana izrazita globel (debelina proda je 12,8–15 m). Precejšna debelina prodnih naplavin je bila ugotovljena na Ptuj na levem in desnem dravskem bregu (do 17,3 m), na pleistocenski terasi pri Forminu (od 11,3–12 m) in na območju Okršiča (12,2 m v vrtini H-50).

Zelo tenke so prodne naplavine na mestih, kjer je terciarna podlaga izbočena-med Borovci, Prvenci in Markovci. Tam je prodna plast debela le 4–10 m. Pri Mihovcih in južno od tod je prodna plast debela največ 6,8 m, sicer pa večidel manj od 6,0 m.

Pregledni hidrogeološki opis

Prodne naplavine Ptujskega polja sestavljajo vodonosnik, ki se pretežno napaja iz poniklih padavin, le v manjši meri pa z infiltracijo hudournikov z obrobnege gričevja in z infiltracijo Drave. Infiltracija Pesnice in njenih pritokov je majhna zaradi zablatenosti njihovih strug.

Večji del podtalne vode se iz prodnega vodonosnika drenira v Dravo, manjši del pa v studenčnice (Zvirenčine). Precejšna količina podtalne vode se drenira v drenažni kanal vzdolž nasipov Ptujskega jezera; po podatkih matematičnega modela znaša ta količina 62 l/s (Brilly, 1984, 1985). Večji del podtalne vode odteka v strugo Drave med Okršičem in Zavrcem (517 l/s). Preostala količina se drenira v Zvirenčine ali odvodni kanal HE Formin. V zelo sušnem novembru 1985 je znašal skupni pretok Zvirenčin 211 l/s. Od tega je bila najmočnejša Forminska Zvirenčina s pretokom 197 l/s, medtem ko je bila Muretinska Zvirenčina suha. Približno 50 l/s vode črpajo za potrebe ormoškega vodovoda v skrajnem vzhodnem delu polja pri Mihovcih.

Meritve gladin podtalnice v letih 1983–1985 so pokazale, da je nihanje gladine podtalnice odvisno od padavin na pretežnem delu polja severno od ceste Ptuj-Borl in severno od odvodnega kanala HE Formin. V ozkem 1,0–1,5 km širokem pasu vzdolž zaježitvenega Ptujskega jezera je gladina podtalnice odvisna od gladine zaježene vode v jezeru, pa tudi od padavin. Na območju nad odvodnim kanalom HE Formin in staro dravsko strugo vpliva na gladino podtalnice poleg padavin tudi gladina vode v starem dravskem koritu. Odvodni kanal elektrarne zaradi vzdolžne obojestranske neprepustne betonske stene (diafragme) le malo vpliva na podtalnično gladino, razen v skrajnem vzhodnem delu polja, kjer diafragma ni bila narejena.

V skladu s prevladujočim vplivom zaježitvenega Ptujskega jezera na podtalnico je nihanje njene gladine v 1,0–1,5 km širokem pasu vzdolž jezera vse do Markovcev zelo majhno in znaša od 0,2–0,6 m. Na preostalem delu polja, razen nizke terase južno od Bukovcev in Stojncev ter območja južno od odvodnega kanala HE Formin, je nihanje podtalnice odvisno izključno od padavin. Zaradi velike razlike v množini padavin v različnih letnih obdobjih je razlika med gladino podtalnice v deževnem spomladanskem obdobju in sušni jeseni velika in znaša 0,6–1,6 m. Tudi na nizki terasi južno od Bukovcev ter južno od odvodnega kanala HE Formin, kjer je podtalnica pod vplivom Drave, je nihanje gladine podtalnice znatno. V sušnem jesenskem obdobju se namreč rečna gladina v stari strugi močno zniža, medtem ko spomladi in zgodaj poleti zaradi topljenja snega in deževja močno naraste. Nihanje gladine podtalnice znaša tu 0,8–1,0 m.

Iz poteka hidroizohips za sušni začetek novembra l. 1985 (sl. 1) je razvidno, da je tok podtalne vode usmerjen v glavnem od severozahoda proti jugozahodu, proti studenčnicam v Muretincih, Forminu in Osluševcih, v katere se izliva velik del podtalnice. Manjši del podtalnice teče naprej proti vzhodu vzdolž odvodnega kanala HE Formin in se izliva v Dravo, delno pa jo izkoriščajo v črpališču ormoškega vodovoda za oskrbo z vodo. Iz poteka hidroizohips je razvidno, da tok podtalnice vzhodno od Formina ni več enoten, ampak je razdeljen na dve ločeni veji, in sicer na eno južno od kanala in eno severno od njega. Odvodni kanal je namreč na obeh bregovih vse do km 14,0 zatesnjen z betonsko diafragmo, ki sega do neprepustne laporne podlage. Tako se podtalnica južno od odvodnega kanala delno napaja tudi iz Drave in ne samo iz padavin, medtem ko se podtalnica severno od kanala napaja le iz padavin in le v manjši meri z infiltracijo Pesnice in njenih pritokov.

Na območju, kjer je podtalnica pod vplivom zaježitvenega Ptujskega jezera, je

njena gladina zelo položno nagnjena proti jugovzhodu; strmec gladine je 1,14‰. Na osrednjem delu polja, do območja studenčnic (Zvirenčin) pri Muretincih in Forminu, je strmec gladine nekoliko večji; znaša od 1,66 do 2,5‰. Na območju studenčnic, tj. na robu visoke terase, pa je strmec izredno velik, saj znaša 4‰. Vzhodno od Male vasi, Formina in Osluševcev je gladina podtalnice v glavnem nagnjena proti vzhodu, njen strmec pa je znatno manjši kot na območju studenčnic, saj doseže največ 1,2‰. Na vplivnem območju ormoškega vodovoda pri Mihovcih je strmec zaradi vpliva črpanja podtalne vode povečan na 2‰.

Gladina podtalne vode je na večjem delu Ptujkega polja sorazmerno plitvo pod površino. V odvisnosti od vodnega stanja se pa spreminja in to za 0,2–1,6 m. Najplitvejša je na nizki terasi vzdolž Ptujkega jezera ter na nizki terasi vzdolž Drave med Novo vasjo in Mihovci, kjer je bila pri zelo nizkem vodnem stanju jeseni 1985 v globini 1,9 do največ 3,6 m. Pri visokem vodnem stanju se gladina dvigne za 0,2–1 m. Na visoki terasi je gladina pri nizkem vodnem stanju v osrednjem delu polja, v globini 3,6–10 m, v vzhodnem delu polja pa v globini 2,8–8,3 m. Pri visokem vodnem stanju je gladina za 0,6–1,6 m višja. V dolini Pesnice severno od Dornave je gladina podtalnice plitvo pod površino. Na nizki terasi v vzhodnem delu polja je pri nizkem vodnem stanju gladina v globini 2,1–2,5 m in naraste pri visokem vodnem stanju za 0,8–1 m.

Za pravilno oceno izdatnosti zajetij pitne vode v prodnih vodonosnih plasteh so najvažnejši podatki o debelini vodonosne prodne plasti in njeni prepustnosti. Debelina vodonosne plasti se nekoliko spreminja glede na nihanje gladine podtalnice. Na Ptujkem polju je bila ugotovljena najmanjša debelina vodonosnika na območju med Borovci, Prvenci in Markovci (0,5–2,5 m), kjer je neprepustna podlaga močno izbočena v obliki polkrožnega hrpta. Le-ta predstavlja nekakšno podzemno razvodnico, ki deli tok podtalne vode Ptujkega polja na dva dela. En del toka je usmerjen od Brstja in Spuhlje proti Markovcem, Novi vasi in Okršiču, drugi del pa odteka iz doline Pesnice (od Pacinja in Dornave) preko Moškanjcev proti vzhodnemu robu polja, kjer je črpališče ormoškega vodovoda.

Na območjih vzdolž glavnih smeri pretakanja podtalne vode je vodonosna prodna plast dokaj debela. Tako je vzdolž toka podtalne vode od Budine preko Spuhlje, Zabovcev, Markovcev, Nove vasi do Okršiča vodonosna prodna plast debela 5–12 m. Najdebelejša je v Budini (do 12 m), nato pa se v smeri proti jugovzhodu tanjša (v Spuhlji ok. 10 m, v Zabovcih ok. 7 m, v Markovcih in Novi vasi ok. 5 m ter na Okršiču ok. 9 m).

Na območju vzdolž toka podtalne vode, ki teče po Pesniški dolini, je vodonosna prodna plast debela 7–10 m. Najdebelejša je v Dornavi (ok. 10 m), nato pa se proti jugovzhodu tanjša (v Moškanjcih je debela ok. 8,5 m, v Cunkovcih ok. 7 m, v Forminu ok. 7 m). V vzhodnem delu polja je vodonosna prodna plast povečini tenka, saj niha njena debelina od 4–6 m, le redko doseže 7,5–8 m. Na območju ormoškega vodovoda je debela le 3,5–5,5 m.

Vodonosna prodna plast na Ptujkem polju je močno prepustna. Njena prepustnost je bila preiskana s črpalnimi in nalivalnimi poskusi v vrtinah na Ptujcu ter na levem in desnem dravskem bregu med Ptujem in Zabovci. Nadalje je bila prepustnost proda preiskana v vrtinah pri Markovcih in Šturmovcih, v vrtini vzhodno od Formina in v več vrtinah na območju črpališča ormoškega vodovoda. Črpalni poskusi, ki so bili opravljeni v vrtinah, so pokazali, da je vrednost koeficienta prepustnosti najpogostejše $2,3 \cdot 10^{-3}$ – $3,5 \cdot 10^{-3}$ m/s. V posameznih primerih so bile ugotovljene tudi znatno manjše vrednosti, do $4,9 \cdot 10^{-4}$ m/s. Pri Forminu pa so bile ugotovljene dokaj visoke

– Tabela 1. Podatki o pretokih Zvirenčin v letu 1985
 Table. 1. The discharge of the Zvirenčine springs in the year 1985

Datum Date	Pretok Q m ³ /s Discharge Q m ³ /s			Skupaj Total
	Muretinska Zvirenčina	Forminska Zvirenčina	Osluševska Zvirenčina	
23.5.1985	0,090	0,327	0,025	0,442
8.8.1985	0,069	0,178	0,018	0,265
7.11.1985	suha dry	0,197	0,014	0,211

vrednosti koeficienta prepustnosti, celo do $4,6 \cdot 10^{-2}$ m/s. Visoke vrednosti koeficienta prepustnosti k (nad $3 \cdot 10^{-3}$ m/s) so bile ugotovljene v vrtnah na Ptuj, znatno manjše pa v Zabovcih, Markovcih in na območju črpališča vodovoda Ormož pri Mihovcih. Prepustnost prodnih naplavin v osrednjem delu Ptujkega polja ni znana, sklepamo pa, da je podobna kot na drugih delih polja.

Bilanca podtalne vode na Ptujskem polju

Omenili smo že, da je pri minimalnih letnih padavinah 750 mm infiltracija v podtalnico Ptujkega polja 272 mm/leto, kar je povprečno 780 l/s na celotnem polju. V matematičnem modelu toka podtalnice je bila privzeta infiltracija 20 mm/mesec, tj. 240 mm/leto oziroma na celotnem ravninskem delu polja 733 l/s. Pri ponovnem umerjanju modela l. 1985 so bili upoštevani vsi na novo pridobljeni podatki o gladini podtalne vode, globini neprepustne podlage in pretokih studenčnic. Za umerjanje modela je bila uporabljena podtalnična gladina, ki je bila izmerjena 3. 10. 1984 (srednje vodno stanje). Iz podatkov modela in na osnovi tega izdelane vodne bilance je razvidno, da znaša dotok padavinske vode v podtalnico v malo namočenem letu (infiltracija 20 mm/mesec) 733 l/s, v skrajno sušnem obdobju leta (infiltracija 5 mm/mesec) pa le 183 l/s. Za dotok hudourniških voda z obrobja je bilo predvideno 72 l/s. Pretok studenčnic (Zvirenčin) bi se po podatkih modela pri tej skrajno nizki infiltraciji padavin zmanjšal na 25 l/s. Tako nizek pretok Zvirenčin doslej še ni bil izmerjen. Infiltracija rečne vode iz Drave med Markovci in kolenom Drave pri Okršiču bi znašala 341 l/s, med Zavrčem in Lovrenčanom pa 25 l/s. Skupno napajanje podtalnice Ptujkega polja bi znašalo po podatkih modela v skrajni suši (pri mesečni infiltraciji padavin le 5 mm), 328 l/s. Pri povprečni mesečni infiltraciji padavin v podtalnico v višini 20 mm (v slabo namočenem letu) pa bi znašalo napajanje podtalnice povprečno 805 l/s. Od vse te količine podtalnice je izkoriščeno le 50 l/s vode za oskrbo Ormoža z vodo iz črpališča pri Mihovcih. Ves preostali del podtalne vode odteka v Dravo in studenčnice. Največji del podtalne vode se drenira v Dravo med Okršičem in Zavrčem ter ob sotočju z odvodnim kanalom elektrarne; v skrajno sušnem obdobju pri mesečni infiltraciji padavin 5 mm odteka na tem območju v Dravo 259 l/s, pri mesečni infiltraciji padavin 20 mm pa 353 l/s. V Zvirenčine odteka po podatkih matematičnega modela v skrajno sušnem obdobju pri mesečni infiltraciji 5 mm le 25 l/s vode.

Meritve pretokov Zvirenčin v zelo suhi jeseni 1985 kažejo, da je odtok podtalnice v studenčnice večji, kot kaže matematični model. V letu 1985 so bili izmerjeni pretoki Zvirenčin, ki jih prikazuje tabela 1.

Na koncu zelo sušne jeseni 1985, dne 7. 11. 1985, je bil izmerjen skupni pretok studenčnic 211 l/s, medtem ko naj bi znašal po podatkih matematičnega modela dotok podtalnice v studenčnice v tako suhem obdobju (oktobra 1985 je bilo 3 mm padavin) le 25 l/s. Iz tega sledi, da matematični model ni dobro umerjen in da ga bo treba izpopolniti na osnovi dodatno dobljenih zanesljivejših podatkov. Predvsem ni zanesljivih podatkov o infiltraciji padavin in velikosti evapotranspiracije; v modelu privzeta infiltracija 5 mm/mesec za sušno obdobje je očitno prenizka. Skupni pretok podtalnice na Ptujskem polju, ki znaša po podatkih modela v najbolj sušnem obdobju 328 l/s, je torej prenizko izvrednoten in je tudi v takih skrajnih razmerah večji.

Možnosti zajetja podtalne vode na Ptujskem polju

Na osnovi podatkov matematičnega modela ter podatkov o debelini vodonosne prodne plasti, njeni prepustnosti in oceni pretokov podtalne vode sklepamo, da sta najugodnejši mesti za zajetje podtalne vode na območju Okršiča južno od Bukovcev in zaselka Brezje-otok. Tam bi bilo mogoče črpati večje količine podtalne vode. Zmogljivost črpališč, ki bi jih zgradili, pa je v prvi vrsti odvisna od zablatenosti dravske struge, kajti pri močnejšem črpanju vode se infiltracija dravske vode močno poveča, seveda če struga ni zablatena. V tem primeru izdatnost črpališča ne bi bila večja, kot je sedanjí pretok podtalnice: na območju Okršiča 34 l/s in na območju Brezje-otok 25 l/s, oboje pri skrajni suši. Za povečanje izdatnosti črpališča bi bilo v tem primeru potrebno umetno bogatenje podtalnice iz Drave.

Strukturna vrtina H-50 v Okršiču je pokazala, da je vodonosna prodna plast debela 8,93 m (v sušnem avgustu 1985). Območje Okršiča je nenaseljeno in delno pogozdeno in torej tudi zato ugodno za gradnjo črpališča. Da bi bilo mogoče zanesljiveje oceniti izdatnost vodnjakov, s katerimi bi zajeli podtalno vodo, smo v bližini vrtine H-50 (9,3 m daleč) izvrtali črpalno vrtino notranjega premera 15,5 cm do globine 12,5 m. Neprepustna laporna podlaga je bila ugotovljena v globini 12,5 m. Gladina podtalne vode je bila 14. 8. 1985 v globini 3,27 m pod ustjem vrtine. V vrtini smo od 14. do 17. avgusta 1985 opravili črpalni poskus z dvema količinama in sicer s 4,8 l/s in 6,7 l/s. Pri prvem črpanju je padla vodna gladina v črpalni vrtini za 1,32 m, v bližnji vrtini H-50 pa za 0,36 m; pri drugem črpanju je padla vodna gladina v črpalni vrtini za 2,27 m, v vrtini H-50 pa za 0,53 m. Vrednost koeficienta prepustnosti, izračunana po Jacobovi enačbi, znaša $9,37 \cdot 10^{-3}$ – $9,94 \cdot 10^{-3}$ m/s.

$$T = \frac{0,183 \cdot Q}{s'}$$

T = koeficient prevodnosti prodnega vodonosnika (m^2/s)

k = koeficient prepustnosti (m/s) $\left(k = \frac{T}{H} \right)$

Q = črpana količina vode (m^3/s)

s' = popravljenó znižanje gladin v opazovalni vrtini v času 1 log deкаде

$$\left(s' = s - \frac{s^2}{H} \right)$$

s = izmerjeno znižanje gladine v opazovalni vrtini v času 1 log deкаде

H = naravna debelina vodonosne prodne plasti (vodonosnika)

Izračunana vrednost koeficienta k je sorazmerno velika glede na znatno znižanje gladine v črpalni in opazovalni vrtini med črpanjem. Zato smo izračunali vrednost koeficienta prepustnosti k tudi po Dupuitovi in Thiemovi enačbi za stacionarno pretakanje podtalne vode. Pri tem smo v enačbo vnesli podatke znižanja gladin pri črpanju $Q = 4,8 \text{ l/s}$, ko se je gladina v črpalni in opazovalni vrtini povsem ustalila. Po Dupuitovi enačbi je vrednost

$$k = \frac{Q \cdot \ln \frac{a}{r}}{(H^2 - h^2)} = 6,56 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$$

h = debelina vodonosne prodne plasti med črpanjem (m)

a = razdalja do Drave

r = polmer črpalne vrtine

Iz podatkov poskusnega črpanja ter znanih podatkov o vrednosti koeficienta k in debelini vodonosne plasti H smo izračunali zmogljivost vodnjaka, ki bi ga izkopali na mestu vrtine H-50. Le-ta je v glavnem odvisna od največje dopustne hitrosti odtekanja podtalne vode v vodnjak.

Če upoštevamo Sichardtove in Dupuitove kriterije je največja teoretična izdatnost vodnjaka pri nizkem vodnem stanju le 11 l/s . Za črpanje 34 l/s podtalne vode na tem območju (pretok 34 l/s podtalnice skozi to območje kažejo podatki matematičnega modela), bi bilo potrebno izkopati 3 vodnjake, globine $12\text{--}13 \text{ m}$ in v medsebojni razdalji $100\text{--}200 \text{ m}$. Vodnjake bi bilo potrebno razporediti s smeri sever-jug.

Za določitev najugodnejše lokacije črpališča na območju Okršiča bodo potrebne še dodatne raziskave, predvsem 3–4 strukturne vrtine in nato na najugodnejšem mestu še poskusni vodnjak.

Druga ugodna lokacija črpališča podtalne vode je med odvodnim kanalom HE Formin in staro dravsko strugo pri naselju Brezje-otok in zahodno od tam. Območje je nenaseljeno. Vodonosna prodna plast je sicer tanjša, debela je $6,5 \text{ m}$, vendar je njena prepustnost dobra. Iz umerjanja matematičnega modela je razvidno, da je vrednost koeficienta prepustnosti $k = 8 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$. Če upoštevamo, da je na bližnjem črpališču ormoškega vodovoda pri Mihovcih vodonosna prodna plast debela le $3,5\text{--}5,5 \text{ m}$ in da tam črpajo iz šestih vodnjakov ok. 50 l/s vode, potem upravičeno sklepamo, da bo na tem območju mogoče zajeti vsaj 25 l/s vode, kolikor znaša po podatkih matematičnega modela naravna infiltracija Drave. Za zajetje te vode bi bilo potrebno izkopati 2–3 vodnjake, globoke 10 m . Z umetnim bogatenjem podtalnice iz dovodnega kanala elektrarne bi bilo mogoče zmogljivost črpališča močno povečati, če ne bi bilo z intenzivnejšim črpanjem mogoče povečati infiltracije dravske vode iz stare struge.

Zaenkrat je to območje še premalo raziskano, da bi lahko natančneje opredelili

najugodnejše mesto za gradnjo črpališča. Če se bodo pokazale potrebe za razširitev ormoškega vodovoda, bi bila gradnja novega črpališča na tej lokaciji ena od možnih variant. Seveda bi bilo potrebno pred odločitvijo o gradnji črpališča območje podrobneje raziskati.

Vpliv gradnje HE Formin na podtalno vodo

Vsi objekti hidroelektrarne Formin so postavljeni na Ptujskem polju. Zaježitveni bazen je na obeh bregovih obdan z nasipi, ki so na notranji (vodni) strani asfaltirani, na zunanji strani pa potekata vzdolž obeh nasipov drenažna kanala. V jezeru je gladina vode višja od površja terena zunaj nasipov, zato se kljub asfaltni oblogi preceja skozi nasipe nekaj vode, ki jo odvajata drenažna kanala vzdolž obeh nasipov. V začetku se je pretakalo po vsakem od obeh drenažnih kanalov $2\text{ m}^3/\text{s}$ vode, nato pa se je z zablatenjem jezera dotok vode zmanjšal. V drenažne kanale pa se niso izcejale le vode iz jezera, ampak tudi podtalna voda iz dela Ptujskega polja med Ptujem in Markovci. Po vsem sodeč sta bila drenažna kanala preplitvo izkopana in nista mogla zajeti vse precejajoče se vode iz jezera. Ta je odtekala pod dnom kanala proti Markovcem in zajela odtok podtalne vode s Ptujskega polja proti drenažnemu kanalu. Kot posledica se je posebno pri visokem vodnem stanju močneje dvignila gladina podtalne vode v Budini in Spuhlji in preplavila kleti nekaterih hiš (Žlebnik & Brilly, 1980). V zvezi s tem je potekal dolgoletni sodni spor med lastniki hiš in Elektrogospodarstvom, ki je bil nazadnje rešen s plačilom odškodnine lastnikom hiš. Izdelava dodatnih drenaž na tem območju bi bila namreč izredno draga.

Od pregrade v Markovcih, ki je zgrajena na neprepustnem miocenskem laporju, poteka dovodni kanal do Formina. Dovodni kanal je asfaltiran in neprepusten ter na tem delu polja ne vpliva na podtalno vodo.

Strojnica v Forminu je zgrajena na neprepustnem miocenskem laporju. Od strojnice poteka odvodni kanal do Ormoža. Kanal je v začetnem delu od Formina pa skoraj do vasi Brezje-otok izkopan globoko v miocenski lapor, pri čemer je bila presekana 5–10 m debela plast zgoraj ležečega kvartarnega proda. Vrodu je podtalna voda, s katero se še sedaj oskrbujejo mnoge vasi v vzhodnem delu Ptujskega polja. Če ne bi bila vzdolž kanala napravljena zaščitna tesnilna stena, bi se v tem delu polja močno znižala gladina podtalne vode, vsi vaški vodnjaki pa bi se posušili. Z izvedbo te vzdolžne tesnilne stene na obeh straneh kanala se je na tem območju ohranila prvotna gladina podtalne vode (glej sl. 4), kar kažejo meritve gladin podtalne vode po l. 1978, ko je elektrarna začela obratovati. Nekoliko se je znižala gladina podtalne vode med odvodnim kanalom in staro dravsko strugo, kajti zaradi neprepustne tesnilne stene vzdolž kanala je ta odrezana od podtalnice Ptujskega polja. Na tem območju se podtalna voda napaja skoraj izključno z infiltracijo dravske vode iz stare rečne struge.

Podtalna voda na Ptujskem polju je dokaj onesnažena zaradi intenzivnega kmetijstva, ogroženo je tudi črpališče za ormoški vodovod. Da bi si zagotovili rezervni vodni vir za primer, če bi prišlo do močnejšega onesnaženja podtalnice, so v novjšem času usmerili raziskave prav na območje med odvodnim kanalom in Dravo, kjer je podtalna voda ločena od druge podtalnice na Ptujskem polju. To območje ni močneje naseljeno in intenzivno obdelano, zato je podtalna voda verjetno primerna za pitno vodo; a to bodo pokazale še nadaljnje raziskave.

Kakovost podtalne vode na Ptujskem polju

Za pregled kakovosti podtalnice in vode iz potokov, ki pritečejo na Ptujsko polje iz Slovenskih goric, smo izbrali deset odzemnih mest, ki smo jih enakomerno razporedili po polju. Vzorce vode smo odvzeli za kemično in bakteriološko analizo avgusta in novembra leta 1985 na naslednjih mestih:

vertina H-50 Okršič,
vertina H-51 Moškanjci,
vertina H-52 Brezje-otok,
vodnjak št. 37, Spuhlja 68,
vodnjak HMZ-370, Dornava 132,
izvir Forminske Zvirenčine pri Mali vasi,
vodnjak št. 6 v črpališču Ormož,
Sejanski potok pri Trgovišču,
Pesnica pri jezu v Zamušanih in
Podgorski potok v Cvetkovcih.

Odvzete vzorce so analizirali na Zavodu za zdravstveno varstvo Maribor (1986). Rezultati analiz vzorcev vode, ki so bili odvzeti avgusta in novembra, se med seboj razlikujejo. Voda iz vodnjaka št. 6 v ormoškem vodovodu je bila pri obeh odvzemih kemično in bakteriološko primerna. Tudi voda iz črpalne vrtine HČ-50 na Okršiču je bila pri prvem odvzemu bakteriološko in kemično primerna, pri drugem pa je bila malenkostno previsoka vsebnost nitritov. Tudi voda iz vrtine H-52 pri zaselku Brezje-otok je bila pri drugem odvzemu v glavnem primerna, le vsebnost nitritov je bila nekoliko večja, kot dopušča pravilnik. Voda iz vrtine H-51 v Moškanjcih ima preveč nitratov, nitritov pa tudi herbicidov. Voda iz vodnjaka v Spuhlji št. 68 je bila prvič kemično primerna, drugič pa je vsebovala preveč amoniaka in nitritov. Tudi v vodnjaku v Dornavi št. 132 je bila kemično neprimerna zaradi previsoke vsebnosti nitritov.

Od površinskih voda je najkvalitetnejša studenčnica v Mali vasi, medtem ko je voda Pesnice, Podgorskega in Sejanskega potoka zelo obremenjena z organskimi snovmi; v vzorcih, ki so bili odvzeti avgusta, pa je bila ugotovljena tudi prisotnost herbicidov.

Podatki kemičnih analiz podtalne vode kažejo na močno onesnaženost, ki izvira iz uporabe umetnih gnojil in pesticidov v kmetijstvu. Zato je podtalna voda na večjem delu Ptujkega polja neprimerna za pitno vodo. Izjema so le nenaseljeni in pogozdeni predeli pri Okršiču in vasi Brezje-otok. Tam bi bilo mogoče za oskrbo s pitno vodo zajeti znatne količine kakovostne podtalne vode.

Literatura

Božović, M. 1975, Hidrogeologija akumulacijskega bazena srednje Drave 2. stopnja (diplomska naloga), Arhiv Univerze EK v Ljubljani.

Brilly, M. 1984, Matematični model za simulacijo toka podtalnice Ptujkega polja. Arhiv Fakultete za gradbeništvo Univerze v Ljubljani.

Brilly, M. 1985, Matematični model za simulacijo toka podtalnice Ptujkega polja 2. faza. Arhiv Fakultete za gradbeništvo Univerze v Ljubljani.

Drobne, F., Novak, D. & Babič, Ž. 1970, Regionalna hidrogeološka študija porečja zgornje Drave in Mure. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani.

Kralj, P. 1984, Poročilo o črpalnem poizkusu na novo zgrajenem vodnjaku V-6/84 na območju črpališča v Ormožu. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani.

Nosan, A. 1961, Poročilo o rezultatih hidrogeoloških raziskovalnih del za vodovod Ormož. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani.

Rismal, M. 1973, Študija vplivov HE SD₂ na podtalnico Ptujkega polja. Arhiv Zavoda za urbanizem Maribor.

Žlebnik, L. 1966, Poročilo o hidrogeoloških razmerah na Ptujskem polju. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani.

Žlebnik, L. 1974, Geološko poročilo h projektu HE Srednja Drava 2. stopnja. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani.

Žlebnik, L. & Brilly, M. 1980, Poročilo o možnosti znižanja gladine podtalne vode v zaledju HE Formin v Budini. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani.

Žlebnik, L. 1981, Poročilo o hidrogeoloških raziskavah dodatnega vira pitne vode na širšem območju obstoječega črpališča v Ormožu. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani.

Zavod za zdravstveno varstvo Maribor, 1986, Poročilo o rezultatih preiskav vzorcev površinskih in talnih vod na Ptujskem polju - 1985. Arhiv Zavoda za zdravstveno varstvo Maribor.

UDK 930.55.549(436.5)=863

Svinja planina, njeno mineralno bogastvo in na njej prvič odkriti minerali

Saualpe, ihr Mineralienreichtum und die auf ihr zuerst entdeckten Mineralien

Ernest Faninger

Prirodoslovni muzej Slovenije, Prešernova 20, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Prispevek obravnava geologijo Svinje planine na Koroškem in sosednje Golice, njuno mineralno bogastvo, še posebej pa prvič na Svinji planini odkrite minerale. Mednje štejemo zoisit, karinthin in löllingit, katerim moramo v novejšem obdobju še dodati kahlerit, v zvezi z Golico pa omeniti weinebeneit. Svinja planina je postala tudi locus typicus za kamnino eklogit.

Prispevek obravnava tudi nekatere osebe, ki so bile bolj ali manj povezane z odkrivanjem Svinje planine v pionirskem obdobju mineralogije. Mednje vsekakor sodijo baron Žiga Zois (1747–1819), trgovec z minerali Simon Prešern, celovski generalni vikar in poznejši škof mesta Linz Sigismund pl. Hohenwart (1745–1825) in mineralog Friederich Mohs (1773–1836).

Zusammenfassung

Der Artikel befaßt sich mit der Geologie der Saualpe in Kärnten und der benachbarten Koralpe, insbesondere noch mit den zu Anfang des vorigen Jahrhunderts auf der Saualpe zuerst entdeckten Mineralien. Es handelt sich dabei um Zoisit, Karinthin und Löllingit. Was der Saualpe anbelangt, muß im letztem Zeitabschnitt noch Kahlerit dazugezählt werden, während im Zusammenhang mit der Koralpe als neu entdecktes Mineral Weinebeneit erwähnt werden soll. Die Saualpe wurde auch die Typusfundstätte für die Gesteinsart Eklogit.

Ferner befaßt sich der Artikel mit Personen, die mit der Entdeckung der Saualpe im Pionierzeitalter der Mineralogie verbunden gewesen sind. Von diesen müssen jedenfalls Freiherr Sigmund Zois (1747–1819), der Mineralienhändler Simon Preschern, der bischöfliche Generalvikar von Klagenfurt bzw. später Bischof von Linz Sigismund von Hohenwart (1745–1825) und der Mineraloge Friederich Mohs (1773–1836) erwähnt werden.

Geološki uvod

Svinja planina (Saualpe) na Koroškem, pravijo ji tudi Svinška oziroma Sinja planina, predstavlja nekaj nad 2000 m visok greben, ki se položno dviguje nad Velikovcem in jo od nekoliko višje Golice (Koralpe) loči Labotska dolina (Lavanttal).

Svinjo planino in Golico prištevamo tako kot Pohorje, Kozjak in Strojno k Centralnim Alpam, za katere so značilne visokometamorfne kamnine, kot jih npr. predstavljajo gnajsi, blestniki z vložki marmorjev, amfiboliti in eklogiti. Naštete kamnine so bolj ali manj uskriljene, razlika pa je seveda v mineralni sestavi. Gnajse gradijo v glavnem glinenci, kremen in sljude, blestnike kremen in sljude, marmorje kristalčki kalcita ali dolomita, amfibolite rogovača in plagioklazi, eklogite pa omfacit in granat. Metamorfne kamnine so nastale med gorotvornimi procesi, ko so globoko pogreznjene magmatske in sedimentne kamnine prišle v območja višjih temperatur in tlakov, pri čemer so prekrystalizirale, ob enem pa so se še uskrilile.

Visokometamorfne kamnine Centralnih Alp so prvotno imeli za arhajske tvorbe. Tega sicer nikoli niso mogli dokazati, saj jih nikjer ne prekrivajo proterozojske usedline, celo kambrijskih skladov v Alpah doslej niso našli. S petrografskimi raziskavami so ugotovili, da so visokometamorfne kamnine Centralnih Alp polimetamorfne. To pomeni, da so bile že večkrat metamorfozirane. Z radiometričnimi metodami določevanja starosti skušajo sedaj določiti, s katerimi gorotvornostmi so bile povezane posamezne metamorfoze. Pri tem so uporabili v glavnem Rb/Sr- in K/Ar-metodo. Prva temelji na razpadanju radioaktivnega rubidijevega izotopa v stroncij, druga pa na razpadanju radioaktivnega kalijevega izotopa v argon. Tako so v nekaterih predelih Centralnih Alp kot najstarejšo ugotovili kaledonsko metamorfozo pred nekako 500 milijoni let. Skoraj povsod so registrirali variscično metamorfozo v mlajšem paleozoiku pred kakimi 300 milijoni let, tu in tam pa še razmeroma mlado alpidsko metamorfozo s kulminacijama pred nekako 80 in 35 milijoni let. Pri visokometamorfnih kamninah Svinje planine in Golice so s petrografskimi raziskavami ugotovili tri različne metamorfoze, z radiometričnimi meritvami pa se je doslej posrečilo dokazati le dve metamorfozi, variscično in starejšo fazo alpidске metamorfoze v kredi. Zato menijo, da je bila variscična metamorfoza na tem področju dvofazna. Paramorfoze distena po andaluzitu dajo sklepati, da je bila metamorfoza najprej visokotemperaturna in nizkotlačna, pa je nenadoma prešla v visokotlačno. Pri tem moramo poudariti, da je ovrednotenje rezultatov radiometričnih meritev pri polimetamorfnih kamninah zelo težavno, saj je lahko mlajša toda močna metamorfoza zbrisala sledove starejše. Zato je pri polimetamorfnih kamninah priporočljivo uporabljati več metod določevanja starosti na podlagi radioaktivnosti, pri tem dobljene podatke pa uskladiti z rezultati petrografskih in geoloških raziskav.

Visokometamorfne kamnine Svinje planine in Golice, po prejšnjih avtorjih tako imenovani »stari kristalinik«, prepletavajo številne pegmatitne žile. Sestavljajo jih v glavnem samo glinenci in kremen, ponekod pa zapažamo v njih še muskovit, črni turmalin in granat, redkeje zoisit, spodumen, beril in še nekatere sicer zelo redke, toda za pegmatite tipične minerale. Izvor obravnavanih pegmatitnih žil še ni povsem pojasnjen. Normalno imamo pegmatite za diferenciate granitne magme, vendar na Svinji planini in Golici ne najdemo granitov, s katerimi bi jih lahko genetsko povezali. Zato nekateri menijo, da predstavljajo omenjene pegmatitne žile skrepenelo magmo, ki je nastala pri začetnem taljenju med gorotvornimi procesi globoko pogreznjenih kamnin. Imenujemo jih pegmatoidi, kar pomeni pegmatitom podobne kamnine. Kakorkoli že je z njihovim nastankom, obravnavane pegmatitne oziroma pegmatoidne žile Svinje planine in Golice so variscične starosti.

Na jugozahodnem pobočju Svinje planine leže na visokometamorfnih kamninah šibko do zelo šibko metamorfozirane kamnine staropaleozojske starosti, ki obsegajo zgornji ordovicij, silurij in devonij. Predstavljajo jih v glavnem filiti z vložki marmorjev in metakeratofirjev ter glinasti skrilavci z vložki apnencev in diabazov.

Alpe so razmeroma mlado gorovje. Nagubale in dvignile so se za časa alpske gorotvornosti v kredi in terciarju, toda palezojska podlaga mezozojskim in mlajšim usedlinam je že bila enkrat nagubana prej za časa variscijske gorotvornosti v mlajšem paleozoiku. Zato moramo v Alpah ločiti variscijsko tektoniko od alpske. Visokometamorfne kamnine Svinje planine in Golice v sedanji legi niso avtohtone. Narinjene so bile na neko drugo enoto Centralnih Alp. Geologi pravijo, Koridi leže v tektonskem kontaktu na Muridih. Dokaz za to sta dve tektonski okni, kjer prihajajo na dan Muridi izpod Koridov. Eno je na območju Golice jugovzhodno od Wolfsberga, drugo, imenovano po zaselku oziroma nekdanjem rudniku Kliening, pa na območju Svinje planine zahodno od kraja Bad St. Leonhard v Labotski dolini. Ali je do narivanja že prišlo med variscijsko ali pa kasneje med alpsko gorotvornostjo, so mnenja različna. Tudi šibko do zelo šibko metamorfozirani starejši paleozoik na jugovzhodnem pobočju Svinje planine leži v tektonskem kontaktu na visokometamorfni kamninah, do narivanja pa je prišlo v starejši fazi alpske gorotvornosti, torej v kredi. Z alpsko gorotvornostjo moramo povezati tudi nastanek tektonskega jarka, po rečici Labotnici (Lavant) imenovane Labotske doline. Zapolnjujejo jo neogenske usedline, ki vsebujejo premog. Največ ga je v sarmatijski stopnji miocena. Posebno zanimivost spodnje Labotske doline predstavlja bazaltni čok pri Kolnicah (Kollnitz). Do vulkanskega izbruha je prišlo v pliocenu, torej v času, ko so tudi na ozemlju Bad Gleichenberga na vzhodnem Štajerskem vulkani bruhal bazaltno lavo (Becker et al., 1987; Tollman, 1986).

Rudarstvo

Že v starem veku je predstavljalo noriško železo, tako imenovano po keltskem kraljevstvu oziroma kasnejši rimski provinci Noricum. Železovo rudo so takrat kopali in talili na območju Hüttenberga, predelovali pa v mestu na Štalenski gori (Magdalensberg), katerega imena pravzaprav še danes ne vemo. Železova rudišča na Svinji planini in sosednji Golici vsebujejo v glavnem siderit, deloma hematit, v površinskih delih pa limonit. Izkoriščali so jih še v srednjem in novem veku. Takrat so bili na območju Svinje planine najbolj znani rudniki Hüttenberg, Lölling in Wölch, na Golici pa Erzberg pri Bad St. Leonhard v Labotski dolini, Waldenstein in Theissenegg. V drugi polovici prejšnjega stoletja so jih začeli polagoma opuščati. V Hüttenbergu, kjer so rudišče izkoriščali celih 2500 let, so rudnik zaprli 1978. Danes obratuje le še rudnik Waldenstein, vendar ne zaradi pridobivanja železa. Izvrsten hematit gre dobro v prodajo za izdelovanje barvnih premazov. Na Svinji planini zahodno od Bad St. Leonhard je v prejšnjih stoletjih prosperiral rudnik zlata Kliening. V naplavinah potoka Kliening lahko še danes spiramo zlato. Rečica Lavant (Labotnica) naj bi dobila ime od lavare, latinsko prati.

V Labotski dolini so nekaj časa kopali premog. Najbolj izdatne premogove plasti so v spodnjem delu doline, kjer je obratoval premogovnik v kraju St. Stefan.

Mineralno bogastvo

Ko je na prehodu 18. v 19. stoletje postajala mineralogija moderna znanost, je Svinja planina na Koroškem s svojim velikim mineralnim bogastvom začela privabljati vse, ki so jih zanimali minerali, bodisi mineraloge, zbiralce kot tudi trgovce z minerali. Takrat so na Svinji planini prvič odkrili kar tri različne minerale: zoisit,

karinthin in löllingit, katerim moramo sedaj prišteti še kahlerit. Svinja planina je postala tudi locus typicus za kamnino eklogit. Locus typicus imenujemo kraj, kjer so prvič odkrili kako prirodno.

O mineralnem bogastvu Svinje planine je obširno pisal Meixner (1975 in 1976). Že samo v rudišču Hüttenberg so ugotovili nad 150 različnih mineralov. Kot danes vemo, v tem pogledu za Svinjo planino prav nič ne zaostaja sosednja Golica, za katero navaja Mörtl (1988) seznam 149 različnih mineralov, podrobno pa jih opisuje Weissensteiner (1979).

Povejmo, da bomo največ mineralov našli kot sestavine visokometamorfnih kamnin (omfacit, granat, karinthin, zoisit, kianit itd.), na lepe kristalne kopuče bomo naleteli v razpokah kamnin (kamena strela, aksinit, epidot itd.), medtem ko bomo predvsem redke minerale iskali v pegmatitnih žilah. Še posebno dobro si oglejmo pegmatite.

Skoraj povsod bomo v pegmatitnih žilah Svinje planine in Golice videli lističe muskovita, stebričke črnega turmalina šorlita in zrnca rdečkastega granata. Zaradi muskovita so celo nekaj časa izkoriščali pegmatitne žile, ki se pojavljajo pri vasi St. Leonhard na jugovzhodnem pobočju Svinje planine. Ponekog vsebujejo pegmatiti Svinje planine zoisit in cirkon. Visokometamorfne kamnine grebena Brandrücken na Golici prebadajo pegmatitne žile, ki vsebujejo spodumen, zaradi katerega je bil tam v prejšnjih letih nekaj časa rudnik v poskusnem obratovanju. Katere vse minerale lahko najdemo na kupih odloženega materiala pred rovom, nas seznani Sabor (1990). Poleg spodumna, granata in berila omenimo od zelo redkih mineralov samo holmquistit, todorokit in uralolit. Poudarimo naj, da predstavlja Brandrücken tretje doslej znano najdišče uralolita na svetu. In kar nas še posebej preseneča, so sedaj v istih pegmatitih odkrili še neki nov doslej še neznan mineral. Po področju Weinebene na Golici, nad katerim se dviguje greben Brandrücken, so ga imenovali weinebeneit (Walter, Postl & Taucher, 1990). Po kemični sestavi je weinebeneit kalcijev berilijev fosfat s formulo $\text{CaBe}_3(\text{OH})_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, kristalizira pa monoklinsko.

Baron Žiga Zois, Simon Prešern in zoisit

O baronu Žigu Zoisu (1747–1819) in odkritju neznanega, kasneje po njem imenovanega minerala zoisita, je že bilo mnogo napisanega (Faninger, 1984, 1987 in 1990; Hoppe, 1984). Na kratko naj povemo, da je mineral našel na Svinji planini na Koroškem in ga imenoval saualpit neki trgovec z minerali, ki je na Zoisove stroške potoval po Štajerski, Kranjski in Koroški, da bi zanj nabiral minerale (Hoffman, 1811). Žiga Zois je o najdbi obvestil A. G. Wernerja v Freibergu na Saškem in M. H. Klaprotha v Berlinu in jima poslal vzorce, kot tudi še D. L. G. Karstenu v Berlin. Vsi trije so se leta 1805 zedinili, da bodo na Svinji planini prvič odkriti mineral Žigi Zoisu na čast imenovali zoisit. Po kemični sestavi je zoisit kalcijev aluminijev silikat. Kristalizira rombično. Enako kemično sestavo ima tudi klinozoisit, le da kristalizira monoklinsko, predstavlja pa vrsto epidota, ki ne vsebuje železa.

Locus typicus za zoisit predstavlja z redkim gozdom poraščen predel Prickler Halt na zahodnem pobočju Svinje planine, kjer neka pegmatitna žila seka eklogit. V pegmatitu se pojavljajo do nekaj cm veliki stebrički sivkastega zoisita, pa tudi kristalčki cirkona (sl. 1) niso redki. V gozdu je opuščen majhen kamnolom, kjer so nekoč lomili pegmatit (Meixner, 1952). Prickler Halt leži severno od studenca Kupplerbrunn, do kamor pelje cesta iz kraja Eberstein mimo vasice St. Oswald.

Poglejmo, kdo je pravzaprav bil omenjeni trgovec z minerali, ki je prvi našel na Svinji planini neznani, 1805 zoisit imenovani mineral. Na kartotečnih listkih Zoisove zbirke mineralov, ki jo hranijo v Prirodoslovem muzeju Slovenije, piše, da je vzorce zoisita prinesel Prešern (Preschern), ki pa je omenjen samo s priimkom. V korespondenci med Žigo Zoisom in Jernejem Kopitarjem v letih 1808–1810 sta večkrat omenjena brata Prešern (Preschern), toda vedno le kot starejši oziroma mlajši Prešern. Bila sta trgovca z minerali, Kranjca, toda živela sta na Dunaju. Tako piše 13. 9. 1809 Kopitar Zoisu iz Dunaja, da je tudi mlajši Prešern umrl. To se je moralo zgoditi decembra 1808 ali januarja 1809 (Kidrič, 1939 in 1941). Mnogo Zoisove korespondence hranijo v Narodnem muzeju v Ljubljani, ki je v transkribirani obliki deloma že na voljo na Slovenski akademiji znanosti in umetnosti v Ljubljani. V njej zasledimo številna pisma, ki jih je Simon Prešern (Preschern) poslal v letih 1800–1805 Žigi Zoisu, toda le en račun, ki ga je 3. 12. 1804 v zvezi s potovanjem na Svinjo planino in v Gulesen na Štajerskem izstavil Jurij Prešern (Georg Preschern), domnevni brat Simona Prešerna. To nam da sklepati, da je imel Zois več stikov s Simonom Prešernom, ki naj bi mu tudi prinesel s Svinje planine prve vzorce neznanega, kasneje zoisit imenovanega minerala. Toda leta 1804 je Zois napotil na Svinjo planino tudi Jurija Prešerna, ker je pač rabil še več vzorcev, da bi jih poslal drugim. Prav zanimiva so še pisma, ki jih je Žiga Zois poslal Schneiderju in Schreibersu v letih 1805–1808. V njih označuje Prešerna kot svojega rudosledca in trgovca z minerali, ki je pravzaprav našel na Svinji planini neznani, kasneje zoisit imenovani mineral. Opisuje ga kot zelo utrjenega in bistrega človeka, ki se dobro spozna tako v geognoziji (= geologija) kot tudi oryktognoziji (= mineralogija). Zois je Prešerna pridobil za trgovanje z minerali in ga je s tem namenom celo nekajkrat poslal v Pariz. Pri tem je Zois vedno mislil na starejšega Prešerna, za katerega trdi, da je umrl jeseni 1805, ko se je z avstrijsko armado umaknil s Salzburškega, kjer je po naročilu nadvojvode Janeza nabiral smaragde in druge minerale. O starejšem Prešernu še zvemo, da je z družino bival na Dunaju. O mlajšem Prešernu lahko beremo, da ga je nadvojvoda Janez poslal na Dansko, Norveško in Švedsko po minerale, z istim namenom pa Zois leta 1808 na Svinjo planino in Pohorje. Ker še zasledimo Jurija Prešerna (Georg Preschern) na seznamu dunajskih trgovcev za leto 1808, sklepamo, da je bil Simon starejši, Jurij pa mlajši izmed obeh bratov Prešernov. Potemtakem je Simon Prešern umrl jeseni 1805, Jurij Prešeren pa decembra 1808 ali januarja 1809.

Tako kot baronu Žigi Zoisu moramo tudi Simonu Prešernu priznati zaslugo, da je postala Svinja planina locus typicus za zoisit. Približno istočasno so namreč tudi v pogorju Fichtelgebirge v Nemčiji odkrili mineral, ki po opisu povsem ustreza zoisitu.

Sigismund pl. Hohenwart in njegova zbirka mineralov

Sigismund pl. Hohenwart (1745–1825) se je rodil v Celju kot sin uglednega kranjskega plemiča. Gimnazijo je obiskoval v Ljubljani, kjer je F. X. Wulfen takrat poučeval naravoslovje. Sigismund se je posvetil duhovniškemu poklicu, leta 1788 postal škofijski generalni vikar v Celovcu, 1809 pa škof v obdonavskem mestu Linz, kjer je tudi umrl.

Hohenwarta je zelo zanimalo naravoslovje, predvsem mineralogija in botanika. Da bi obogatil svojo mineraloško, paleontološko in botanično zbirko, je mnogo potoval po Koroški in Kranjski. Kot prvi se je leta 1802 povzpel na vrh velikega Kleka (Grossglockner). Zanesljivo je Hohenwart hodil tudi na Svinjo planino. Dopri-



Sl. 1. Cirkon (velik in dva majhna rdečkasto rjava kristala), čadavec (temno rjav kristal), zoisit (zelenkasto rjavi kristali) in glinenec (bel). Naravna velikost velikega cirkona: 7 mm. Kamnina: pegmatit. Najdišče: Prickler Halt (Svinja planina). Zbirka: Nikolai Wölle, Knittelfeld. Foto: Horst Wölle, Knittelfeld

Abb. 1. Zirkon (großer und zwei kleine rötlichbraune Kristalle), Rauchquarz (dunkelbrauner Kristall), Zoisit (grünlichbraune Kristalle) und Feldspat (weiß). Natürliche Größe des größeren Zirkons: 7 mm. Gestein: Pegmatit. Fundort: Prickler Halt (Sausalpe). Sammlung: Nikolai Wölle, Knittelfeld. Photo: Horst Wölle, Knittelfeld.

soval se je z mnogimi naravoslovci, tudi z Žigo Zoisom v Ljubljani. Med Hohenwartom in Wulfnom, ki je bival že od leta 1764 naprej v Celovcu, je prišlo do intenzivnega sodelovanja. Hohenwart je tudi podedoval bogate Wulf nove naravoslovne zbirke. Ko je bil Hohenwart premeščen v Linz, je prodal svoje naravoslovne zbirke grofu Franzu Eggerju v Celovcu, denar pa podaril ubožcem. Tako kot prej so bile Hohenwartove zbirke tudi pri Eggerju dostopne javnosti. Leta 1816 jih je Egger predal muzeju Joanneumu v Gradcu. Mnogo naravoslovnih društev je sprejelo Sigismunda Hohenwarta med svoje članstvo. Botaniki so po njem imenovali rastlino *Saxifraga hohenwarthii* (Meixner, 1951; Rehberger, 1985).

Obravnavanega Hohenwarta ne smemo zamenjati z enako imenovanim Sigismundom pl. Hohenwartom (1730–1820), ki je bil prav tako škof in se zanimal za naravoslovje. Ta se je rodil na Kolovcu pri Kamniku, bil je najprej škof v Trstu, potem v St. Pöltnu in nazadnje nadškof na Dunaju, kjer je tudi umrl. Bolj nam je znan njegov nečak Franc Hohenwart (Hochenwart), prvi kurator 1821 ustanovljenega in 1831 slovesno odprtega Deželnega muzeja v Ljubljani, za katerega je 1836 napisal vodnik. Zanimivi so tudi njegovi trije zvezki z napotki za obisk Postojnske jame, katerih ponatis je izšel 1987.

Karinthin

Približno istočasno kot zoisit so na Svinji planini prvič odkrili tudi neki drugi mineral, ki so ga pravtako kot zoisit najprej imenovali saualpit. Črni do temno zeleni



Sl. 2. Eklogit. Kamnino sestavljajo v glavnem omfacit (zelen) in granat (rdečkast). Nekaj je tudi karinthina (črn) in zoisita (bele palčke). Najdišče: Beilstein (Svinja planina). Foto: Tomaž Lauko, Narodni muzej v Ljubljani

Abb. 2. Eklogit. Das Gestein ist im wesentlichen zusammengesetzt aus Omphazit (grün) und Granat (rötlich). Es gibt auch etwas Karinthin (schwarz) und Zoisit (weiße Stäbchen). Fundort: Beilstein (Saulpe). Photo: Tomaž Lauko, Narodni muzej in Ljubljana

mineral je Klaproth (1807) imenoval »Blättriger Augit«, to pomeni listnati avgit, navedel njegovo kemično sestavo in Karstenove karakteristike minerala. Haüy ga je 1810 uvrstil med amfibole. V mineraloški sistematiki se je zanj uveljavilo ime karinthin, pač po Koroški (Karinthia), kot je mineral imenoval Werner (Freisleben, 1817). Danes imenujemo karinthin črno do temno zelen različek rogovače, kakršna se pojavlja kot primarna sestavina v eklogitu (Meixner, 1950; Mottana et al., 1968; Hinterlechner-Ravnik, 1982). Istočasno kot prve vzorce neznanega kasneje zoisit imenovanega minerala je Simon Prešern prinesel Žigi Zoisu s Svinje planine tudi karinthin. Zois ga je označil kot avgit, na seznamu 1805 v Berlin poslanih mineralov pa natančneje kot listnati avgit (Hoppe, 1984). Ko ga je preiskal Klaproth (1807), je poimenovanje povzel po Zoisu.

Avgit je običajno črn in spada v skupino monoklinskih piroksenov, rogovača pa je navadno zelena in spada v skupino monoklinskih amfibolov. Tako za ene kot za druge sta značilna dva sistema razkolnih razpok, ki se pri monoklinskih piroksenih sekata pod kotom 87° , pri monoklinskih amfibolih pa pod kotom 124° . Tako lahko pri lepo razvitih kristalih na ustreznem preseku ločimo avgit od karinthina. Ker pa je karinthin navadno v nepravilnih oblikah vraščen v eklogitu (sl. 2), stvar ni tako preprosta. Seveda lahko danes pri preiskavi zbruska minerala pod teodolitnim polarizacijskim mikroskopom natančno izmerimo kot, pod katerim se sekajo razkolne razpoke, dodatno pa še določimo druge optične lastnosti minerala.

Nadvojvoda Janez, Friderich Mohs in löllingit

Približno enako vlogo kot baron Žiga Zois v znanosti in kulturi na Kranjskem je imel nadvojvoda Janez (1782–1852) na Štajerskem, le da je lahko glede na svoj visok položaj lažje uresničeval načrte. Čeprav po izobrazbi vojaka, je nadvojvodo Janeza zelo zanimalo naravoslovje, predvsem mineralogija, z veliko vnemo pa je pospeševal tudi kmetijstvo in tehnične vede, v prvi vrsti rudarstvo in metalurgijo. Že leta 1811 je Gradec (Graz) po zaslugi nadvojvode Janeza dobil muzej, danes znan kot Štajerski deželni muzej Joanneum, kateremu je podaril svojo veliko zbirko mineralov, obenem pa v muzeju nastavil mineraloga Fridericha Mohsa. Med službovanjem v Gradcu je Mohs sestavil po njem imenovano trdotno lestvico mineralov, skupaj s svojim učenecem Wilhelmom Haidingerjem pa je spremljal nadvojvodo Janeza na potovanjih po Koroški, tako leta 1817 na Svinjo planino. Nadvojvoda Janez je dobro poznal Žigo Zoisa, dvakrat ga je celo obiskal v Ljubljani, Kmetijska družba na Dunaju, katere zaščitnik je bil nadvojvoda Janez, je 1808 sprejela Žigo Zoisa med svoje članstvo, še istega leta pa je dal Zois blizu slapa Savice v Bohinju postaviti spominsko ploščo na čast nadvojvodi Janezu. Stike nadvojvode Janeza z bratoma Prešernoma, trgovcema z minerali, smo že omenili. Na zgornjem Štajerskem je imel nadvojvoda Janez vzorno kmetijsko posestvo, imenovano Brandhof. Leta 1822 si je kupil še vinogradniško posestvo v Pekrah pri Mariboru, kjer je gojil predvsem iz Porenja uvožene vinske trte, sadike pa je dajal tudi drugim. Danes je nekdanje posestvo nadvojvode Janeza označeno kot Prinčev vrh, okoličani pa mu pravijo še Meranovo, pač po grofih meranskih, njegovih potomcih. Po nasvetu nadvojvode Janeza so na Štajerskem Erzbergu uvedli površinski kop. V bližnjem Vordernbergu, kjer so takrat talili železovo rudo iz Erzberga, je imel nadvojvoda Janez plavž in železarno. Po njegovi zaslugi so v Vordernbergu ustanovili rudarsko šolo, iz katere je kasneje nastala montanistična univerza v Leobnu. Prav tako je dal nadvojvoda Janez leta 1826 zgraditi kamnit most čez Savinjo pri izlivu v Savo, leta 1830 pa speljati še cesto skozi sotesko Hudo luknjo (Kidrič, 1929–1933; Koschatzky, 1982; Richter 1820).

Friderich Mohs (1773–1836) se je rodil v Gernrode na Harzu. Naravoslovje je študiral v Halle, potem pa se posvetil študiju na montanistični visoki šoli v Freibergu na Saškem, kjer je mineralogijo poučeval A. G. Werner. Po krajšem službovanju na Saškem je 1802 dobil službo pri dunajskem bankirju van der Nüllu, da bi mu uredil mineraloško zbirko. Oba sta obiskala Žigo Zoisa v Ljubljani. V letih 1812–1820 je bil Mohs kustos in profesor na Joanneumu v Gradcu, nakar je prevzel nasledstvo A. G. Wernerja na montanistični visoki šoli v Freibergu. Od leta 1826 je bil Mohs zopet v Avstriji, in sicer kot profesor na dunajski univerzi. Umrli je na službenem potovanju v Agordu; pokopan je na Dunaju. Po Mohsovi zaslugi je postala Svinja planina locus typicus za löllingit. Mineral je Mohs odkril v rudišču Lölling. Imenoval ga je »Prismatischer Arsenikalkies« oziroma »Axotomer Arsenik-Kies«. Predlagali so že, da bi mineral po Mohsu imenovali mohsin, a do tega ni prišlo. Zato ga je leta 1845 mineralog W. Haidinger po najdišču imenoval löllingit. Mineral löllingit je po kemični sestavi železov arzenid s formulo FeAs_2 , kristalizira pa rombično (Meixner, 1950).

Friderich Mohs je na Svinji planini našel še druge minerale, ki so jih sicer poznali že prej, a so vseeno zanimivi. Omenimo samo dva: cirkon in bournonit.

Kdaj je Mohs prvič našel cirkone na Svinji planini, ne vemo natančno. Sicer jih omenja že leta 1813 v nekem pismu nadvojvodi Janezu, toda z zanesljivostjo lahko trdimo, da jih je 1817 zasledil na lokaliteti Prickler Halt v pegmatitni žili, kjer so

pred tem že odkrili zoisit. Tamkajšnji cirkoni so povprečno nekaj mm veliki, raznobarvni, tudi hiacintno rdeči (Meixner, 1952). V tej zvezi pa moramo pripomniti, da je Prešern prinesel Žigi Zoisu cirkon s Svinje planine že leta 1804.

Na začetku prejšnjega stoletja je v rudišču Wölch na Svinji planini postal za mineraloge zanimiv mineral, za katerega je Mohs trdil, da bi lahko bil bournonit (Meixner, 1950), kar so kasneje tudi potrdili. Nekaj časa so mineral imenovali wölchit, danes pa je beseda sinonim za bournonit, vendar priporočajo, naj je ne rabimo.

Kahlerit

Leta 1895/96 je Ferdinand Seeland v rudniku Hüttenberg odkril mineral, ki so ga dolgo imeli za autunit. Kasneje je mineralog rudnika Hüttenberg Heinz Meixner po natančni preiskavi ugotovil, da gre za nov, do takrat še nepoznan mineral. Določil mu je kemično formulo $\text{Fe}(\text{UO}_2/\text{AsO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Črka n se v formuli nanaša na število molekul kristalno vezane vode, ki ga pa autor zaradi malenkostnih količin vzorca, ki jih je imel na voljo, ni mogel določiti. Na čast koroškemu deželnemu geologu Fränzu Kahlerju je Meixner (1953, 1969) novo odkriti mineral imenoval kahlerit. Kasneje so mineral našli tudi drugod. Danes pišemo kemično formulo kahlerita $\text{Fe}(\text{UO}_2/\text{AsO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$. Tako kot autunit spada tudi kahlerit med uranove sljude.

Eklogit

Eklogit je metamorfna kamnina, ki jo v glavnem sestavljata dve vrsti mineralov, omfacit in granat. Omfacit je neka travnato zelena vrsta monoklinskih piroksenov, rdečkasti granat v eklogitu pa predstavlja trdne raztopine piropa, almandina in grosularja. Kot primarne sestavine se lahko v eklogitu pojavljajo v majhnih količinah še karinthin, kianit, zoisit, kremen, rutil in nekateri rudni minerali, npr. pirotin.

Označbo eklogit je uvedel v letu 1822 Haüy, ko je opisal ustrezne kamnine s Svinje planine na Koroškem in Štajerskem. Čeprav navaja Haüy kot lokaliteto raziskanega vzorca samo Svinjo planino, lahko z veliko verjetnostjo sklepamo, da predstavlja Kupplerbrunn nad St. Oswaldom na zahodnem pobočju Svinje planine locus typicus za eklogit. Haüy namreč omenja v sestavi eklogita v manjših količinah tudi kianit, izdanek eklogita pri studencu Kupplerbrunn pa ga ima od vseh izdankov eklogita na Svinji planini razmeroma še največ (Mottana et al., 1968).

Tako kot druge visokometamorfne kamnine sekajo tudi eklogite Svinje planine pegmatitne oziroma pegmatoidne žile, ki jih sestavljajo v glavnem glinenci in kremen. Poleg tega se že pojavljajo v eklogitih zapolnitve razpok, ki jih v glavnem sestavljajo karinthin, kremen in minerali skupine epidot-zoisita. V njih so kristali kremena zaradi izrazite dominacije ploskev romboedra nad ploskvami prizem podobni kockam. Napačno so jih imeli za topaze.

Zanimivo bi bilo še pogledati, kako so pred 1822 imenovali za Svinjo planino tako značilno kamnino, kot je ravno eklogit. Leta 1805 omenja Žiga Zois »Smaragdtfelslager« nad St. Oswaldom na Svinji planini (Hoppe, 1984). Smaragdit imenujemo smaragdno zeleni amfibol, ki je lahko ali aktinolit ali rogovača, toda že Werner poudarja, da je marsikaj, kar so prej imenovali smaragdit, dejansko omfacit (Freisleben, 1817). Potemtakem bi bil lahko celo Zoisov »Smaragdtfelslager« izdanek eklogita na lokaliteti Kupplerbrunn. Tudi Zoisova označba »Saulpe-Fels« (Kidrič,

1939) bi se lahko nanašala na eklogit. Omenimo še, da je Prešern leta 1801 prinesel Žigi Zoisu lepe primerke eklogita s Tinj na Pohorju. Zois je vzorce označil kot smaragdit, pač zaradi smaragdno zelenega minerala, ki se v njih pojavlja. Werner, ki je prejel od Zoisa duplikate, jih imenuje »Körniger Strahlstein« (Freisleben, 1817), se pravi »zrnati aktinolit«. Vsekakor bi bilo priporočljivo, da bi ponovno poiskali točno lokaliteto vzorčevanja, smaragdno zeleni mineral pa še preiskali s sodobnimi metodami. V poštev prihajata tako omfacit kot tudi smaragdit, ki je nastal pri naknadnih spremembah iz omfacita. Vsekakor po vsej verjetnosti povzročajo intenzivno zeleno barvo malenkostne primesi kroma.

Eklogit, slovensko krasnik, predstavlja lep naravni okrasni kamen, ki ga pa zaradi razmeroma majhnih izdankov ne izkoriščajo. Tem bolj pa se za eklogite v zadnjem času zanimajo petrografi. Eklogiti so namreč zelo odporni proti naknadnim spremembam in zato lahko kaj več povedo o nastanku polimetamorfnih kamnin. O eklogitih je na voljo ogromno literature. Eklogiti Svinje planine so že bili dobro petrografsko preiskani (Mottana et al., 1968).

Omenili smo že, da naj bi po dosedanjih raziskavah kaledonska metamorfoza v starejšem paleozoiku prva oblikovala kasneje še vsaj dvakrat metamorfozirane kamnine Centralnih Alp. Pri uporabi Rb/Sr-metode so kaledonsko metamorfozo dokazali npr. v Ötztalskih Alpah, medtem ko so z Rb/Sr – in K/Ar – metodo v Koridih kot najstarejšo doslej registrirali varistično metamorfozo v mlajšem paleozoiku. Sedaj so eklogite Svinje planine preiskali še z neko novo, tako imenovano Sm/Nd – metodo, ki temelji na razpadanju radioaktivnega samarijevega izotopa v neodim. Pri preliminarnih preiskavah so jim izmerili 700 milijonov let (Manby & Thiedig, 1988), predkambrijsko starost pa avtorja povezujeta z metamorfozo. Tako je sedaj Svinja planina znova stopila v ospredje zanimanja mineralov. Če naj bi kasnejše raziskave potrdile navedeni rezultat, potem bi lahko vsaj za eklogitno raven visokometamorfnih kamnin Svinje planine trdili, da ga je prvič oblikovala predkambrijska metamorfoza.

Zahvala

Za ekskurzijo na Svinjo planino jeseni 1990 se najlepše zahvaljujem Valentinu Leitnerju, St. Michael v Labotski dolini, za sliko cirkona s Svinje planine pa Horstu Wölleju, Knittelfeld.

Literatura

- Becker, L. P., Frank, W., Höck, V., Kleinschmidt, G., Neubauer, F., Sassi, F. P. & Schramm, J. M. 1987, Outlines of pre-Alpine events in the Austrian Alps. Mineralia slovaca – Monography, 69–106, Alfa, Bratislava.
- Faninger, E. 1984, Sigmund Freiherr Zois von Edelstein. Geologija 27, 5–25, Ljubljana.
- Faninger, E. 1987, Die Entdeckung des Zoisits. Geologija 28/29, (1985/86) 337–342, Ljubljana.
- Faninger, E. 1990, Neue Daten über die Entdeckung des Zoisits. Geologija 31/32 (1988/89), 609–615, Ljubljana.
- Freisleben, J. C. 1817, Abraham Gottlob Werner's letztes Mineral – System. 12p., 58p., Freiberg und Wien.
- Hinterlechner – Ravnik, A. 1982, Pohorski eklogit. Geologija 25, 251–288, Ljubljana.
- Hoffmann, C. A. S. 1811, Handbuch der Mineralogie, Band 1, Freiberg.
- Hoppe, G. 1984, Die Beziehungen von Baron Sigmund Zois (1747–1819) zu Berliner Naturforschern. Geologija 27, 27–38, Ljubljana.

- Kidrič, F. 1929–1938, Zgodovina slovenskega slovstva. Izdala Slovenska matica v Ljubljani: 724 p., LXXVIII p., Ljubljana.
- Kidrič, F. 1939, Zoisova korespondenca 1808–1809. Korespondenca pomembnih Slovencev 1. Izdala Akademija znanosti in umetnosti v Ljubljani, 196 p., Ljubljana.
- Kidrič, F. 1941, Zoisova korespondenca 1809–1810. Korespondenca pomembnih Slovencev 2. Izdala Akademija znanosti in umetnosti v Ljubljani, 225 p., Ljubljana.
- Klaproth, M. H. 1807, Chemische Untersuchung des blättrigen Augits, von der Sau-Alpe. Beiträge zur chemischen Kenntniss der Mineralkörper, 185–189, Posen und Berlin.
- Koschätzky, W. 1982, Der Brandhofer und seine Hausfrau. Leykam Verlag, 244 p., Graz.
- Manby, G. M. & Thiedig, F. 1988, Petrology of eclogites from the Saualpe, Austria. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 68, 441–466, Zürich.
- Meixner, H. 1950, Über »Kärntner« Mineralnamen. Der Karinthin, 8, 153–160. Klagenfurt.
- Meixner, H. 1951, Geschichte der mineralogischen Erforschung Kärntens. Carinthia II, Jahrgang 61, 16–35, Klagenfurt.
- Meixner, H. 1952, Entdeckung, Wiederauffindung und neue Beobachtungen am Zoisit – Zirkon – Vorkommen von der »Prickler Halt«, Saualpe, Kärnten. Berg – und hüttenmännische Monatshefte, 97. Jahrgang, Heft 11, 205–210, Leoben.
- Meixner, H. 1953, Kählerit, ein neues Mineral der Uranglimmergruppe, aus der Hüttenberger Lagerstätte, Kärnten. Der Karinthin, 23, 277–280, Klagenfurt.
- Meixner, H. 1969, Über »österreichische« Mineralnamen. – Ergänzungen und Zusammenfassung. Der Karinthin, 115–125, Klagenfurt.
- Meixner, H. 1975, Minerale und Lagerstätten im Bereiche der Saualpe, Kärnten. Clausth. Geol. Abh., Sdbd. 1, 1975, 199–217, Clausthal – Zellerfeld.
- Meixner, H. 1976, Minerale in Kärnten. Die Natur Kärntens, Band 1, 139–168, Verlag Johannes Heyn, Klagenfurt.
- Mörtl, J. 1988, Koralpen – Mineralogie (Kärntner Anteil). Mitt. Österr. Miner. Ges. 133, 103–111, Wien.
- Mottana, A., Church, W. R. & Edgar, A. D. 1968, Chemistry, Mineralogy and Petrology of an Eclogite from the Type Locality (Saualpe, Austria). Contr. Mineral. and Petrol. 18, 338–346, Heidelberg.
- Rehberger, K. 1985, Sigismund Ernst Graf von Hohenwart. Die Bischöfe von Linz, 58–89, OLV – Buchverlag, Linz.
- Richter, F. X. J. 1820, Sigmund Zois, Freyherr v. Edelstein. 22 p., (Ljubljana).
- Sabor, M. 1990, Seltene Mineralien vom Brandrücken auf der Koralpe in Österreich. Lapis, Jg. 15, Nr. 11, 27–31, München.
- Tollmann, A. 1986, Geologie von Österreich, Band 3, Franz Deuticke Wien, 718 p., Wien.
- Walter, F., Postl, W. & Taucher, J. 1990, Paragenese und Morphologie eines neuen Ca-Be-Phosphates von der Spodumenpegmatit – Lagerstätte Weinebene, Koralpe, Kärnten. Mitt. Abt. Miner. Landesmuseum Joanneum, Heft 58, 37–43, Graz.
- Weissensteiner, G. 1979, Mineralien der Koralpe. Die Eisenblüte, 1. Sonderband, 47 p., Graz.

Maurice Krafft: Führer zu den Virunga-Vulkanen. Der Nyiragongo und der Nyamuragira im westlichen Teil des Ostafrikanischen Grabens. 1990, 187 str., 43 slik med tekstem z 10 barvnimi posnetki, 15,6×23 cm, broširano, Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, ISBN 3 432 989113.

Avtor vodiča je svetovno znani vulkanolog. Spisal je že več knjig v stilu vodičev, v katerih obravnava nastanek in razvoj vulkanov ter z njimi povezanih pojavov. Njegova dela se nanašajo na vsa vulkanska območja Evrope, ki so leta 1984 izšla pri isti založbi v treh zvezkih v nemščini. Vodiči so pisani enostavno. Primerni so za ljubitelje in študente, ki jih vulkani zanimajo. Vendar bo tudi geolog, ki ve že več o vulkanskih pojavih, svoje znanje izpopolnil z novimi pristopi, ki se jih poslužujejo vulkanologi pri svojih raziskavah. Vulkanskih izbruhov se ne da preprečiti niti kontrolirati, prinašajo pa pogosto veliko nesreče. Cilj vulkanoloških raziskav je, da bi jih napovedovali vnaprej.

V tej knjigi je podana geografska lega, geološki položaj, rezultati petroloških, geokemičnih, izotopskih in geofizikalnih raziskav: omenjene so tudi stare bajke o teh vulkanih, ki so žive med ljudstvom.

Afriški jarek se deli v vzhodni in zahodni del. Zahodni del se začne severno od Malawijskega jezera. Tvori lok, ki ima proti vzhodu konkavno obliko. Dolg je 1500 km, njegova povprečna širina pa znaša 45 km. Os jarka poteka v cik-cak liniji, na katero so vplivali že stari a obnovljeni predkambrijski prelomi, ki so zamaknjeni s prečnimi zamiki osnovnega gorstva. V samem jarku se zmenjujejo grezajoči se jezerski bazeni, zapolnjeni z debelimi skladi mladih sedimentov in pragovi vulkanskega materiala, ki so nakopičeni na tektonsko labilni in dvignjeni predkambrijski podlagi. Jarek in vulkanska aktivnost sta vezana na orjaško toplotno anomalijo, ki leži pod razpirajočim delom afriškega kontinenta. Najstarejše lave imajo 90 milijonov let, cepitev pa je terciarne starosti. Produkti vulkanizma kažejo na parcialno taljenje, dviganje vroče magne iz zgornjega plašča in frakcionirano kristalizacijo ter mešanje med materialom plašča in skorje.

Virunga vulkani tvorijo prag med jezerom Kivu na jugu in Edwardovim jezerom na severu na tromeji med Zairom, Ruando in Ugando. Vulkani tega bomočja so v znanstvenem in turističnem pogledu ena od največjih privlačnosti vzhodne Afrike. Avtor je vulkanizmu tega območja posvetil največ pozornosti, ki se nanaša predvsem na dva vulkana: Nyiragongo in Nyamuragira.

Nyiragongo je eden najbolj znanih vulkanov našega planeta. Njegov značilni stožec, visok okoli 3400 m, in obdajajoča lavina polja pokrivajo površino okoli 350 m². V njegovem kraterju je bila namreč med leti 1927 in 1977 neprekinjeno prisotna žareča magma, torej lavino jezero. To jezero je bilo predmet številnih geokemičnih in geofizikalnih raziskav. Prve so se nanašale predvsem na izhajajoče vroče pline, ki so omogočali, da se žareča lava ni ohladila. Geofiziki so ugotovili, da je znašala leta

1959 velikost toplotne energije iz lavinega jezera okoli 955 MW, kar predstavlja približno 73 kW/m². Temperatura lave je bila na mestih, ki niso bila pokrita s plastično skorjo, okoli 1060 °C. Na vulkanskem kompleksu Nyiragonga so ugotovili magnetne anomalije velikosti od 12600 do 22000 nT; gravitacijska anomalija pa je bila na pobočju stožca 35 mGal. Pod vulkanom predvidevajo aseizmično cono do globine 14 km, ki verjetno ustreza magminemu rezervoarju.

Po katastrofalnem izlitju lave in močnem udoru kraterja, pa je v njem leta 1982 nastalo novo lavino jezero, ki kaže na ponovno močno vulkansko aktivnost. Sedanji premer kraterja Nyiragonga znaša 1100 m, njegova globina pa 400 m.

Nyamuragira je najbolj aktiven in natančno preiskan vulkan na zahodnem delu Vzhodnoafriškega jarka. Celotni vulkanski kompleks obsega preko 1150 m², stožec pa je visok 3058 m. Opisana je vulkanska dejavnost v njegovi kalderi, katere premer je 2000 m; dno je morfološko močno razčlenjeno in doseže globino okoli 200 m. V zadnjem času poteka vulkanska dejavnost predvsem po razpokah in glavnih tektonskih smereh v širšem območju tega vulkana. Poleg lavinskih izlivov so značilni številni parazitski vulkanski stožci.

Najstarejša ostanka inicialnega vulkanizma na območju Viragonga sta tholeiitni bazalt in redki pojavi karbonatitov. Za močno verigo vulkanov pa je značilen predvsem recentni vulkanizem. Produkti izhajajo iz alkalnih, s kremenico nenasičenih magem, ki vsebujejo glinenčeve nadomestke ali foide. Magma so bogate s K₂O in TiO₂. Petrografsko so določeni: nefelinov bazanit, levcitov tefrit, fonolit, trahit in melilit. Nastanek teh lav je posledica majhne parcialne natalitve zgornjega plašča v globini ca. 70 km, ki ji je sledila frakcionirana kristalizacija in sekundarna diferenciacija (= transport s plini in flotacija).

Na koncu knjige so za turista, ki se namerava podati v te kraje, na kratko navedeni splošni koristni podatki in predlogi za tri ekskurzije. Vedno je potreben avto in uradni vodič. V knjigi so podane le geografske skice, kajti avtor želi, da se vsak potnik znajde in orientira z detajlnimi kartami in da sam odkrije raznovrstne vulkanske izdanke. Tudi, če ne bomo potovali v te kraje, je knjiga zanimivo branje o vulkanski dejavnosti Zemlje, ki nas pritegne.

Ana Hinterlechner-Ravnik

