

پتروولوژی و ژئوشیمی توده کوارتزمونزونیتی در زیرپهنه طارم شمال شرق زنجان

اسما نظری نیا^۱، نعمت‌اله رشیدنژاد عمران^{۱*}، مهراج آقازاده^۲ و محسن آروین^۳
^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور، تهران ۳۶۹۷ - ۱۹۳۹۵، ایران
^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

چکیده

توده کوارتزمونزونیتی طارم‌علیا بخشی از توده‌های نفوذی موجود در پهنه البرز-آذربایجان را تشکیل داده و به صورت کشیده و طولیل با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق رخنمون دارد. ترکیب سنگ‌شناسی این توده به طور عمده متشکل از مونزودیوریت، مونزونیت، کوارتزمونزونیت و مونزوگرانیت است. مطالعات صحرایی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این توده از نوع A، متآلومین و شوشونیتی است. شواهد ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی و کمیاب نشان می‌دهد که ماگمای اولیه مولد توده از گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه شده منشأ گرفته است که سپس، تحول ماگمای اولیه مافیک، ترم‌های متوسط و فلسیک را ایجاد کرده است.

واژه‌های کلیدی: کوارتزمونزونیت، ژئوشیمی، پتروولوژی، طارم‌علیا، زنجان، پهنه البرز-آذربایجان

مقدمه

فرآیندهای باز و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و شاخه‌های فرعی آن است. فرآیندهای فرورانش و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس باعث ایجاد ماگماتیسم همزمان با فرورانش، برخوردی و بعد از برخورد در ایران و به ویژه در پهنه سنندج-سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه-دختر و البرز شده است. ماگماتیسم در البرز به طور گسترده در ائوسن با گسترش سنگ‌های آتشفشانی شروع شده

زمین‌شناسی ایران متأثر از باز شدن و بسته شدن اقیانوس‌های تتیس است که در دوره‌های پالئوزوئیک پایانی-مزوزوئیک ابتدایی و مزوزوئیک میانی-پایانی و سنوزوئیک ابتدایی به ترتیب در شمال و شمال‌شرق (اقیانوس پالئوتتیس) و در جنوب و جنوب‌غرب (اقیانوس نئوتتیس) وجود داشته‌اند. زمین‌شناسی کنونی ایران بیشتر متأثر از

است. برونزدهای سنگی در منطقه مورد مطالعه شامل: توالی رسوبی-آتشفشانی با ترکیب ماسه‌سنگ توفی، توف، مادستون به رنگ خاکستری مایل به سبز، سیلتستون و گدازه‌های آتشفشانی با ترکیب کوارتزآندزیت و تراکی‌آندزیت پورفیری است. سن این مجموعه به ائوسن نسبت داده شده است (Hirayama *et al.*, 1966). در این مجموعه رسوبی-آتشفشانی توده‌های نفوذی متعدد با بافت و ترکیب متفاوت تزریق شده‌اند. با توجه به این که این توده‌ها نهشته‌های ائوسن را قطع می‌کند سن آنها به بعد از ائوسن نسبت داده شده است (Hirayama *et al.*, 1966). نهشته‌های ائوسن (مجموعه رسوبی-آتشفشانی) از نظر چینه‌شناسی، قابل قیاس با سازند کرج است و در نقشه چهارگوش زنجان توسط Hirayama و همکاران (۱۹۶۶) به دو بخش آمند و کردکند تقسیم شده‌اند. بخش کردکند به ۸ زیر واحد و بخش آمند به ۹ زیر واحد تفکیک شده است. ضخامت بخش کردکند در حدود ۲۴۰۰ متر است که شامل: مادستون، ماسه‌سنگ، آندزیت، توفیت، لاپیلی توف و توف پومیسی است. در منطقه مورد مطالعه تنها دو واحد (EKK1-EKK2) از بخش کردکند رخنمون دارد و بقیه واحدهای کردکند در خارج از این منطقه برونزد دارند. ضخامت عضو آمند نیز در حدود ۱۲۷۰ متر است که از واحدهای آندزیت، ماسه‌سنگ، مادستون، ماسه‌سنگ نومولیت‌دار، توفیت، لاپیلی توف، گدازه و توف برشی تشکیل شده است. تمامی این واحدها در خارج از محدوده مورد مطالعه برونزد دارد. به همین دلیل از شرح و توصیف آنها پرهیز شده است.

واحدهایی از بخش کردکند که در منطقه رخنمون دارد به شرح زیر توصیف شده‌اند:
مادستون و ماسه‌سنگ (EKK1): قدیمی‌ترین

و در الیگوسن و میوسن با نفوذ توده‌های متعدد دنبال شده است. در این کمر بند، ماگماتیسم مربوط به پلیو-کواترنری به صورت آتشفشان‌های نقطه‌ای و شکافی با شدت زیاد انجام شده است که نمونه بارز آنها آتشفشان‌های دماوند و سبلان هستند. همانگونه که بیان شد در دوره الیگوسن-میوسن البرز فاز پلوتونیسیم شدیدی را تحمل نموده است که توده‌های متعددی در پهنه ارسباران (Aghazadeh *et al.*, 2011؛ Aghazadeh *et al.*, 2009) و در منطقه طارم و هشتجین (Moayyed., 2001) گزارش شده است. بنابراین، برای بررسی ماهیت پلوتونیسیم ترسیری البرز در منطقه طارم، یکی از توده‌های موجود در منطقه برای مطالعه انتخاب شد. این توده، در واقع بخشی از پلوتونیسیم ترسیری البرز-آذربایجان در زیر پهنه طارم (Hirayama *et al.*, 1966) است که با روند عمومی شمال غرب-جنوب شرق در ارتفاعات طارم‌علیا (بین زنجان و منجیل) با مختصات جغرافیایی "۴۸°۰۶'۰۵" تا "۴۸°۰۹'۰۶" طول شرقی و "۳۶°۰۶'۰۴" تا "۳۶°۰۸'۰۷" عرض شمالی رخنمون دارد. رخنمون‌های موجود در منطقه شامل: تناوبی از سنگ‌های آذرآواری-رسوبی و آتشفشانی مربوط به ائوسن است که توده‌های گرانیتوئیدی با ترکیب متغیر و متنوع در آنها تزریق شده‌اند. مشابه این توده در نجم‌آباد گناباد دیده شده که از بسیاری جهات مشابه هستند (Moradi Noghondar *et al.*, 2012). در این پژوهش به بررسی زمین‌شناسی و پتروژئولوژی و پتروژنز توده مورد نظر پرداخته خواهد شد.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مطالعه شده از لحاظ ساختاری در زیر پهنه طارم (Hirayama *et al.*, 1966) و در پهنه البرز-آذربایجان (Aghanabati, 2004) واقع شده

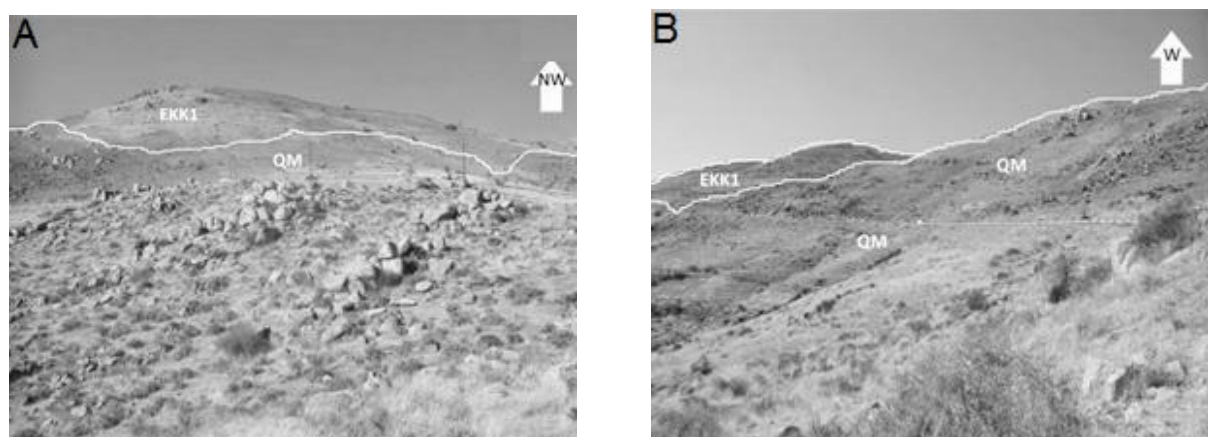
روستاهای چفتان-کوهیان-نقل‌آباد-زرده-قلعه و سرداب) برونزد یافته‌اند. همچنین، واحدهای مونزوگرانیته و مونزودیوریتی به ترتیب در حوالی روستاهای کوهیان، زرده و قلعه بیشترین رخنمون را دارد. آخرین فاز پلوتونیسیم در منطقه حضور رگه‌های آپلیت است که در منطقه توده کوارتز-مونزونیتی و سنگ‌های میزبان را قطع می‌کند (شکل ۳-B). رنگ عمومی این واحد در صحرا خاکستری روشن است. بخش‌های مونزونیتی در حاشیه توده برتری داشته و به سمت مرکز توده بر حجم کوارتز و فلدسپارهای قلیایی افزوده شده و از میزان کانی‌های مافیک و نیز پلاژیوکلاز کاسته می‌شود. بر اساس مشاهدات صحرایی بخش‌های مونزونیتی به تدریج به کوارتز-مونزونیت تبدیل می‌شود و هیچگونه مرز ناگهانی بین این واحدها مشاهده نشده است. واحد مافیک مونزودیوریتی به طور معمول به صورت حجم‌های کوچک در بخش‌های حاشیه‌ای توده اصلی یا گاهی به صورت توده مجزا دیده می‌شود. رنگ عمومی واحد مونزودیوریتی خاکستری تیره است. همچنین، در داخل توده نیز گاهی آنکلاوهای مافیک با ترکیب مونزودیوریت دیده می‌شود. ابعاد این آنکلاوها از چند سانتی‌متر تا چند ده سانتی‌متر متغیر است. گاهی این آنکلاوها حاشیه‌های گرد شده دارد که نشانگر همزمانی نفوذ ماگمای مافیک در حجره ماگمایی مونزونیتی است. رگه‌ها و نیز پلاگ‌های با ترکیب مونزو تا سینوگرانیته نیز با حجم کوچک در داخل توده مونزونیتی اصلی و نیز سنگ‌های همبر دیده می‌شود که با توجه به روابط صحرایی، در واقع این سنگ‌ها مذاب‌های بخشی تفریق یافته از توده اصلی است. این سنگ‌ها به صورت لوکوکرات تا هولولوکرات دیده می‌شود. در این مورد در بخش‌های زیرین به تفصیل صحبت خواهد شد.

عضو کردند شامل: ماسه‌سنگ توفی، توف سبز و مادستون به رنگ خاکستری مایل به سبز است که ضخامتی حدود ۵۰۰ متر دارد (شکل ۱). نهشته‌های این واحد در اطراف توده‌های گرانیته هیچ گونه اثری از دگرگونی مجاورتی نشان نمی‌دهد و فقط آثار ضعیفی از فرآیندهای اپیدوتی و کلریتی شدن مشاهده می‌شود.

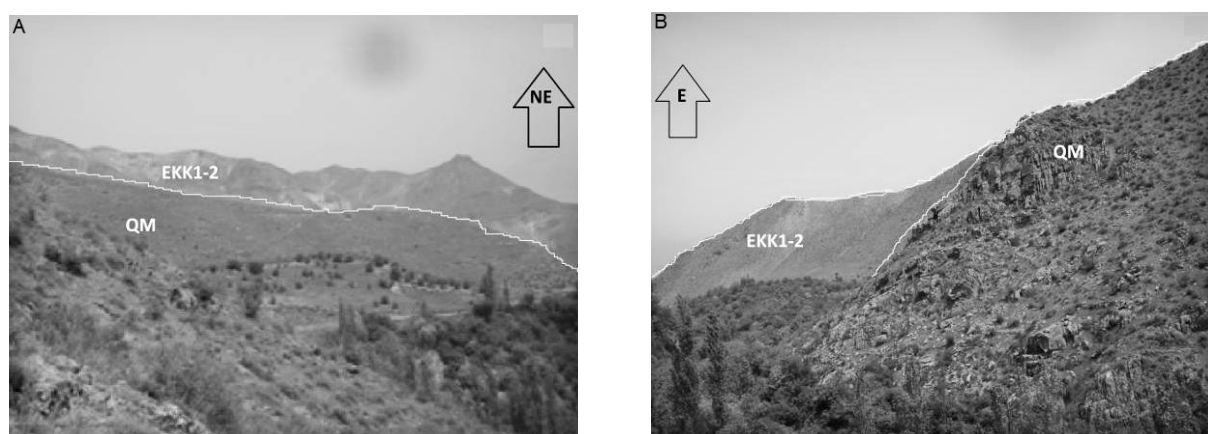
مادستون و ماسه‌سنگ (EKK1-2) همراه با زیر واحد آندزیت (EVP): این واحد با ضخامت ۳۵۰ متر شامل: ماسه‌سنگ توفی، توف سبز، مادستون و سیلتستون است که در برخی موارد با گدازه‌های آندزیتی و تراکی‌آندزیتی (EVP) به صورت میان‌لایه همراه است. واحد EKK1-2 در روستای زرده در همبری با توده نفوذی (QM) قرار گرفته و کانی‌سازی طلا و مس در بخش‌های دگرسان شده، انجام گرفته است (شکل ۲).

زیر واحد آندزیت (EVP): شامل: گدازه‌های کوارتزلاتیتی، آندزیتی و تراکی‌آندزیتی به رنگ خاکستری مایل به سبز یا صورتی است که ضخامتی حدود ۱۰۰ تا ۱۲۰ متر دارد. در مسیر جاده اصلی زنجان-گیلوان (۴۰ کیلومتری زنجان) این واحد به شکل گدازه‌های ضخیم و به حالت کم شیب گسترش یافته است (شکل ۳-A). در این زیر واحد، دگرسانی شدید اپیدوتی و آرژیلی مشاهده می‌شود.

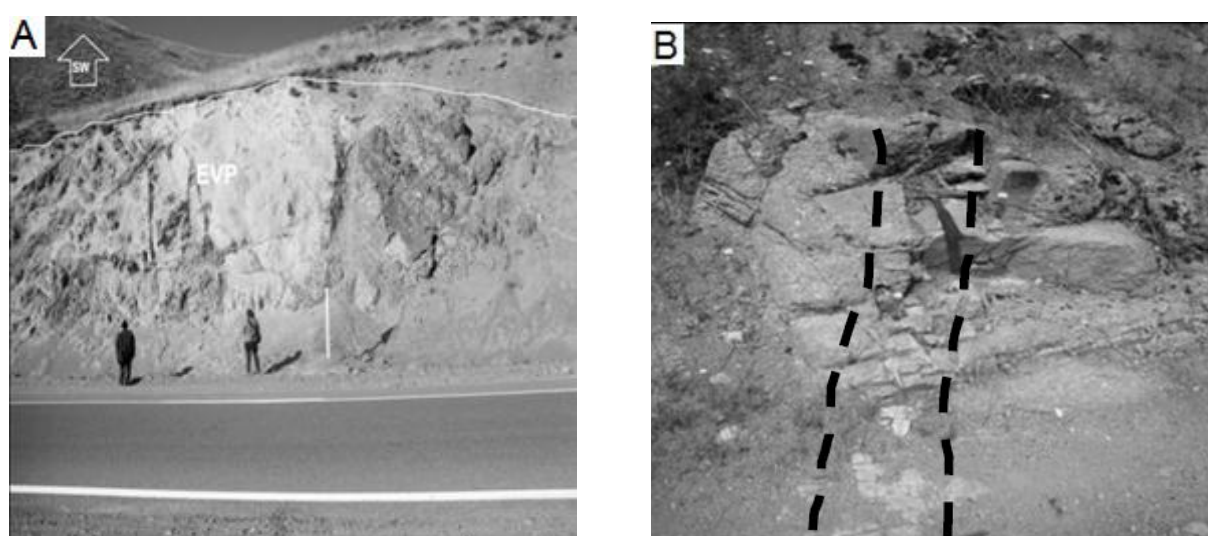
با توجه به مطالعات انجام شده در منطقه و سن نسبی واحدها، نقشه زمین‌شناسی منطقه تهیه شد. زیرا توده مطالعه شده صرفاً کوارتز-مونزونیت نیست بلکه از واحدهای دیگر مونزونیتی (مونزوگرانیته، مونزونیت و مونزودیوریت) هم تشکیل شده است (شکل ۴). همانگونه که در نقشه ملاحظه می‌شود حجم عمده توده از واحدهای مونزونیتی و کوارتز-مونزونیتی تشکیل شده که در بیشتر قسمت‌های منطقه (حوالی



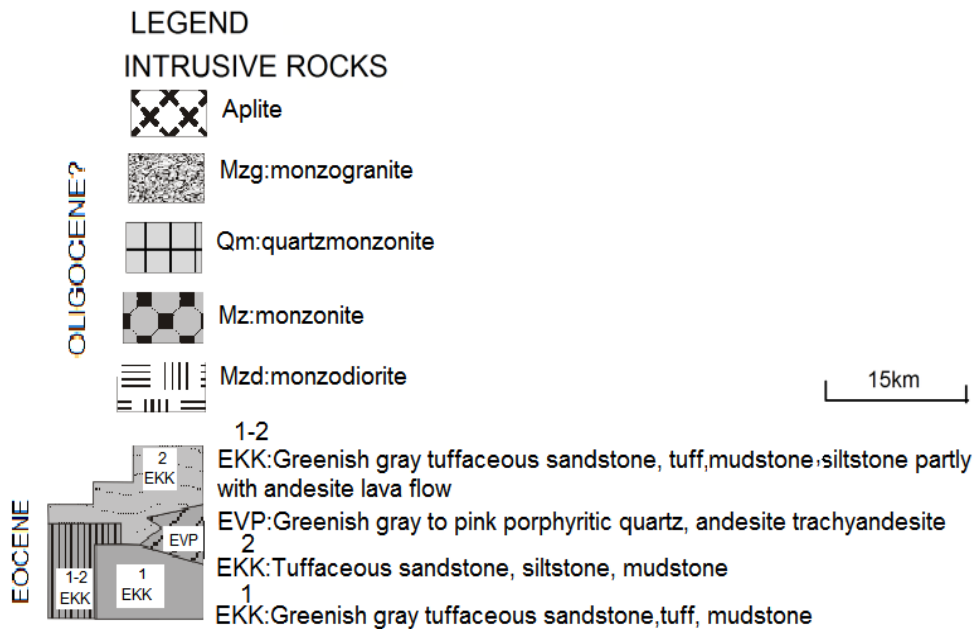
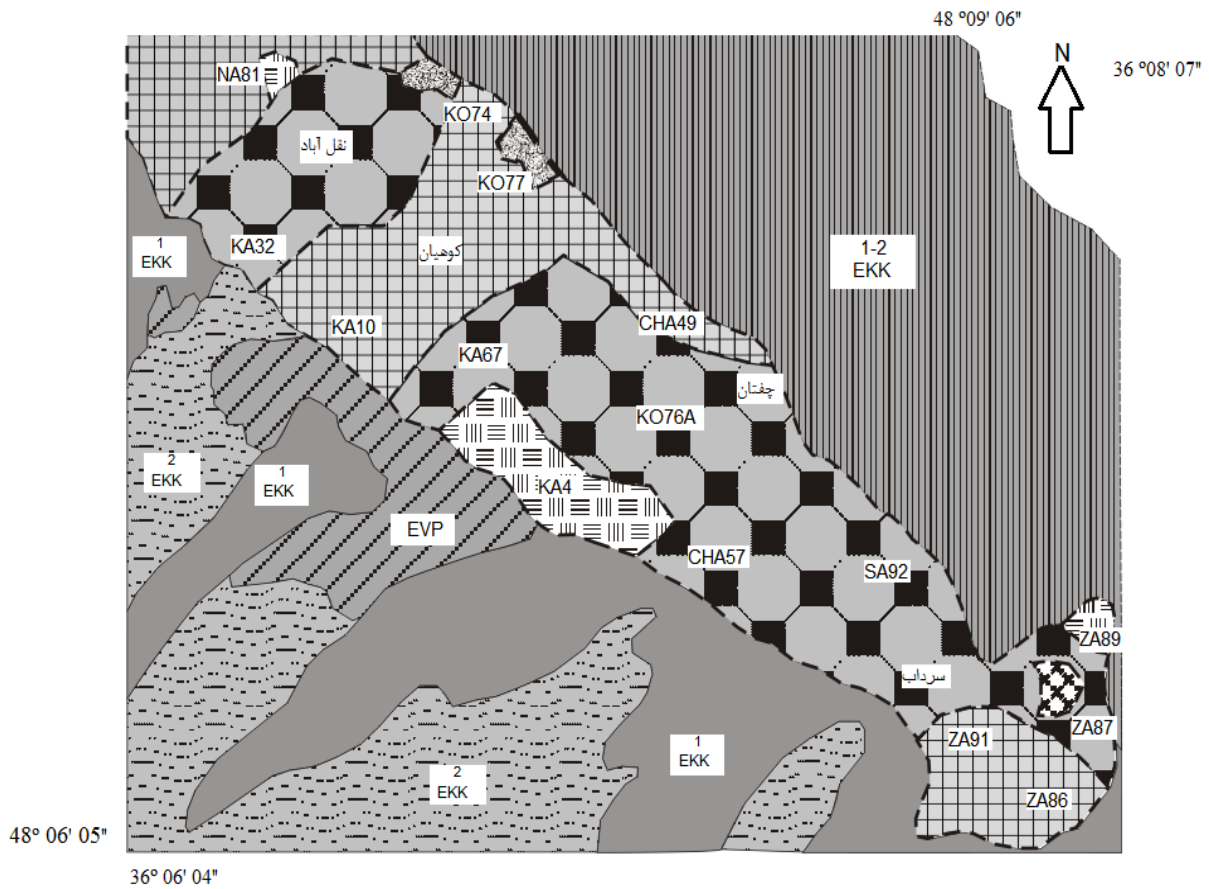
شکل ۱- A) واحدهای زمین‌شناسی (واحد EKK1 و توده نفوذی QM) رخنمون یافته در ۶۰ کیلومتری جاده زنجان-گیلوان، غرب روستای چفتان؛ B) در این شکل بخشی از رخنمون توده نفوذی (QM) مشاهده می‌شود که با سطح فرسایشی خشن‌تر و رنگ خاکی روشن از سنگ‌های میزبان (EKK1) قابل تشخیص است.



شکل ۲- A و B) واحدهای زمین‌شناسی (واحد EKK1-2 و توده نفوذی QM) رخنمون یافته در روستای زرده، در منتهی‌الیه جنوب‌شرقی توده



شکل ۳- A) واحد زمین‌شناسی (واحد EVP) رخنمون یافته در ۴۰ کیلومتری جاده زنجان-گیلوان، حوالی روستای بادامستان؛ B) رگه آپلیت، توده کوارتزموزنونیتی را قطع کرده است



شکل ۴- اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ طارم (Hirayama *et al.*, 1966) با ویرایش و تفکیک واحدهای توده

روش انجام پژوهش

بعد از انجام مطالعات صحرایی، ۱۱۰ نمونه دستی، به طور عمده از لیتولوژی‌های مختلف توده نفوذی تهیه شد. به منظور مطالعات میکروسکوپی

۹۰ عدد مقطع نازک تهیه و سپس، تعداد ۱۵ نمونه با روش ICP-ES در آزمایشگاه SGS کانادا برای مطالعه رفتار عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی تجزیه شدند (جدول ۱).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های توده کوارتزمونزونیتی طارم‌علیا با روش ICP-ES در کانادا

MG= Monzogranite, Qm= Quartzmonzonite, M=Monzonite, Md= Monzodiorite

sample	KO7 7	KA3 2	KA1 0	ZA8 6	ZA9 1	CHA4 9	CHA5 7	ZA8 7	NA8 1	KO76 A	SA9 2	KA6 7	KO7 4	ZA8 9	KA 4	
	MG	Qm	Qm	Qm	Qm	Qm	M	M	M	M	M	M	Md	Md	Md	
(Wt%)																
SiO ₂	69.2	67.7	66.6	63.6	63.6	62.0	60.05	59.7	58.1	57.9	57.5	56.7 6	55.3	54	53.5	
TiO ₂	0.38	0.41	0.47	0.52	0.58	0.61	0.86	0.69	0.95	0.89	0.88	0.91	0.96	0.99	0.83	
Al ₂ O ₃	15.2	15.8	16	16.5	15.7	15.12	17.09	16.3	16.3	17.1	17	16.6 6	17.3	17	18.3	
Fe ₂ O ₃ *	3.02	3.14	3.76	4.78	5.07	5.5	4.19	6.49	7.71	7.18	7.04	7.98	8.39	9.07	8.84	
MnO	0.1	0.07	0.07	0.11	0.13	0.14	0.15	0.17	0.11	0.14	0.1	0.15	0.15	0.19	0.14	
MgO	0.87	0.89	0.94	1.83	1.93	2.85	2.48	3.17	3.17	2.91	3.22	3.47	3.71	4.17	3.83	
CaO	2.21	2.77	2.76	3.77	3.84	5.36	6.42	5.68	5.68	5.55	6.15	6.18	6.6	7.04	7.54	
Na ₂ O	3.73	3.49	3.43	3.56	3.38	2.94	3.85	3.54	3.13	3.22	3.2	3.12	3.14	3.04	3.53	
K ₂ O	5.09	5.57	5.78	5.08	5.52	5.17	4.79	3.96	4.46	4.73	4.51	4.33	4.05	4.02	2.89	
P ₂ O ₅	0.13	0.14	0.16	0.2	0.22	0.26	0.07	0.28	0.33	0.3	0.34	0.37	0.35	0.41	0.54	
Sum	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
LOI	0.58	0.45	0.45	0.63	0.16	0.75	1.04	0.98	0.55	0.56	0.84	0.44	0.52	0.81	2.22	
ppm																
Ba	580	760	700	800	760	700	580	580	540	540	560	560	680	810	690	
Ce	56.3	56.5	68.9	42.8	58.9	45.7	43.1	54	73.2	68	62.3	56.3	53.6	49.8	51.5	
Co	4.9	5.3	5.1	7.5	7.1	9.3	12.3	15.6	17.8	16.5	14.9	21.2	21.9	16	20.2	
Cs	3.4	2.2	2.1	3.8	4	3.8	2.2	3.2	5.1	7.6	4.8	4.1	4.4	4	2	
Cu	16	12	12	11	12	15	21	57	60	70	64	86	108	48	53	
Dy	3.69	3.73	4.19	3.67	3.56	3.76	5.64	4.1	5.23	4.63	4.62	4.63	4.34	4.46	4.12	
Er	2.38	2.37	2.58	2.16	2.11	2.31	3.63	2.56	2.76	2.86	2.76	2.78	2.61	2.49	2.48	
Eu	0.84	1	0.91	1.08	0.9	0.91	1.37	1.14	1.12	1.21	1.23	1.19	1.24	1.39	1.43	
Ga	14	14	15	15	15	16	21	15	17	17	17	17	17	17	18	
Gd	4.28	4.51	4.84	4.39	4.53	4.02	6.18	5.04	6.35	5.9	5.91	5.59	5.73	5.69	5.83	
Hf	6	7	7	6	6	6	7	4	8	6	7	7	4	5	4	
Ho	0.75	0.78	0.83	0.72	0.73	0.82	1.2	0.82	0.98	0.97	0.94	0.95	0.89	0.87	0.85	
La	28.6	30.4	38.1	20.8	32	26.8	20.6	27.9	36.6	34.1	32	27.3	26.7	25.4	26.2	
Lu	0.4	0.39	0.37	0.32	0.33	0.31	0.62	0.34	0.44	0.36	0.35	0.36	0.31	0.32	0.35	
Mo	2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	3	3	2	3	3	3	<2	
Nb	15	16	21	17	18	16	20	14	24	24	22	21	19	13	9	
Nd	22.5	23.1	26.2	20.6	24.6	20.1	23.9	24	31.5	29.7	27.7	26.7	26.2	24.8	25.9	
Ni	6	13	6	10	12	20	32	17	19	17	23	25	26	21	16	
Pr	6.46	6.49	7.45	5.24	6.49	5.27	5.8	6.09	8.5	8.01	7.59	6.83	6.62	6.06	6.42	
Rb	167	178	171	135	157	183	142	130	176	180	153	149	134	126	71.2	

sample	KO7 7	KA3 2	KA1 0	ZA8 6	ZA9 1	CHA4 9	CHA5 7	ZA8 7	NA8 1	KO76 A	SA9 2	KA6 7	KO7 4	ZA8 9	KA 4
	MG	Qm	Qm	Qm	Qm	Qm	M	M	M	M	M	M	Md	Md	Md
Sm	4.2	4.5	5	4	4.5	4.4	5.9	4.8	6.3	5.9	5.4	5.7	5.3	5.3	5.3
Sn	2	1	1	1	<1	1	2	1	2	3	2	2	2	1	1
Sr	300	330	370	490	450	430	700	500	440	470	470	470	560	550	770
Ta	1	1	1.5	1	1.1	1.2	1.7	0.8	1.7	1.4	1.3	1.2	0.9	0.5	<0.5
Tb	0.66	0.67	0.74	0.67	0.68	0.6	1.03	0.77	0.93	0.89	0.91	0.82	0.86	0.84	0.81
Th	17.5	18.2	25.7	15.2	17.5	17.5	14.6	13.4	19.9	19.2	15.5	14.7	7	7	4
Tm	0.4	0.38	0.42	0.36	0.35	0.33	0.59	0.38	0.44	0.39	0.43	0.41	0.37	0.38	0.36
U	3.89	4.32	4.95	3.82	3.92	3.82	3	5.06	6.45	5.46	4.13	4.68	2.28	2.22	1.28
V	42	47	53	76	84	133	111	118	145	134	141	165	179	171	181
W	9	5	5	5	7	2	2	5	6	5	6	5	6	4	3
Y	22.5	21.9	23.3	20.7	20.1	22.5	31.7	21.8	26.7	25.2	24	25	24.1	23.3	22.3
Yb	2.7	2.7	3.1	2.4	2.5	2.4	4	2.6	2.9	2.8	2.8	2.6	2.6	2.4	2.4
Zn	51	39	38	52	57	45	56	96	50	78	32	51	82	51	51
Zr	300	250	250	230	230	240	230	160	280	220	260	280	150	220	130
Na ₂ O+K ₂ O	8.82	9.06	9.21	8.64	8.9	8.11	8.64	7.5	7.09	7.95	7.71	7.45	7.19	7.06	6.42
K ₂ O/Na ₂ O	1.36	1.59	1.68	1.42	1.63	1.75	1.24	1.11	1.42	1.46	1.40	1.38	1.28	1.32	0.82

ادامه جدول ۱-....

پتروگرافی

با توجه به مطالعات میکروسکوپی انجام شده، توده نفوذی رخنمون یافته در منطقه، دامنه ترکیبی از مونزودیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت و مونزوگرانیت (سری مونزونیتی) دارد. پتروگرافی واحدهای بیان شده به شرح زیر است:

الف) مونزودیوریت: به طور عمده بافت گرانولار دارد. کانی‌های اصلی آن به ترتیب اهمیت شامل: پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۴۵ درصد)، فلدسپار پتاسیم (۲۵ تا ۳۰ درصد) و کوارتز (کمتر از ۱۰ درصد) است. کانی‌های مافیک این سنگ‌ها بیوتیت (۵ درصد) و کلینوپیروکسن (۱۰ درصد) هستند. کلینوپیروکسن‌ها اغلب شکل دار بوده و رنگ سبز تا سبز روشن دارد و حامل ادخال‌هایی از بلورهای آپاتیت است (شکل ۵-A). میکاها به طور عمده رنگ سبز قهوه‌ای دارد و تخته‌ای و شکل دار هستند. بلورهای میکا دارای مؤلفه منیزیم بالایی هستند و شاید از نوع بیوتیت غنی از منیزیم باشد.

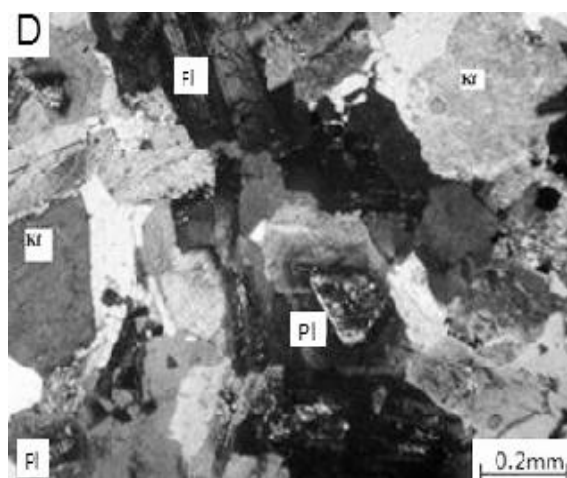
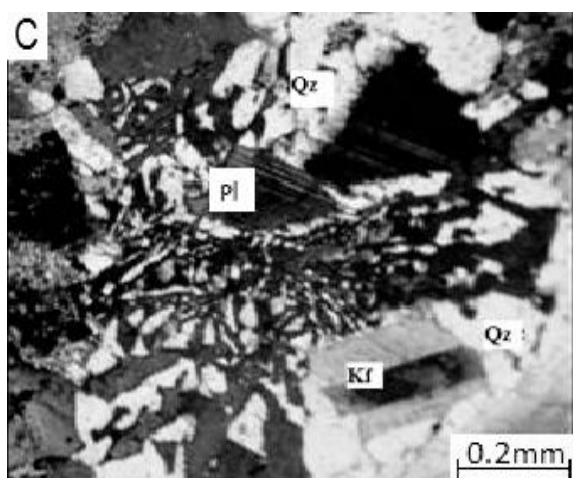
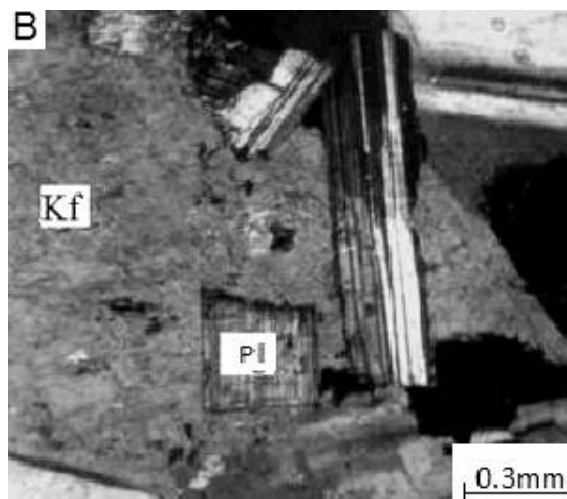
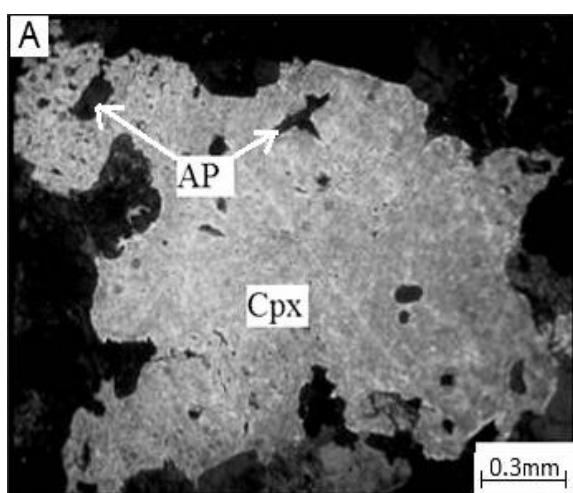
اسفن و آپاتیت از جمله کانی‌های فرعی است.

ب) مونزونیت: توده مونزونیتی دارای بافت گرانولار بوده و حضور بافت مونزونیتی نیز در این سنگ‌ها شایع است (شکل ۵-B). کانی‌های فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز از جمله کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده سنگ هستند و عموماً کمتر از ۵ درصد کوارتز دارد. بلورهای فلدسپار پتاسیم به طور معمول دارای بافت پرتیتی هستند. عمده کانی‌های مافیک شامل: بیوتیت و کلینوپیروکسن و کانی‌های فرعی آن اسفن، زیرکن، آپاتیت و مونازیت است. بلورهای کلینوپیروکسن شکل دار و اغلب از نوع اوژیت-دیوپسید هستند. بیوتیت‌ها به طور عمده از نوع سبز و گاهی قهوه‌ای است.

ج) کوارتز مونزونیت: این واحد بافت‌های گرانولار، مونزونیتی و گرانوفیری دارد. فلدسپارها شامل: بلورهای آلکالی فلدسپار (ارتوکلاز) و پلاژیوکلاز هستند. آلکالی فلدسپارها (ارتوکلاز) بافت مونزونیتی دارد. به طوری که پلاژیوکلاز در

فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز) و کوارتز بی‌شکل تشکیل شده که در برخی بخش‌ها هم‌رشدی آلکالی‌فلدسپار و کوارتز به صورت بافت گرانوفیری وجود دارد. بیشتر بلورهای آلکالی‌فلدسپار پرتیتی است. فنوکریست‌ها نیز درشت‌بلورهایی از پلاژیوکلاز و پتاسیم‌فلدسپار هستند. مراکز برخی بلورهای پلاژیوکلاز سرسیتی شده است (شکل ۵- D). کانی مافیک عمده بیوتیت است که گاهی آثاری از بلورهای کلینوپیروکسن نیز دیده می‌شود. کانی فرعی این سنگ‌ها اسفن و زیرکن و کانی‌های اپاک است.

داخل بلورهای آلکالی‌فلدسپار درشت به صورت بافت پویی‌کلیتیک قرار می‌گیرد. آلکالی‌فلدسپارها (ارتوکلاز) به طور عمده بی‌شکل و پرتیتی هستند. بلورهای کوارتز با حجم متغیر و عموماً بین ۱۰ تا ۱۵ درصد همراه با آلکالی‌فلدسپار دیده می‌شود. در برخی بخش‌ها هم‌رشدی بلورهای کوارتز و فلدسپار پتاسیم به صورت بافت گرانوفیر دیده می‌شود (شکل ۵- C). کانی‌های مافیک عمده شامل: کلینوپیروکسن و میکا است. (۵) مونزوگرانیت: بافت اصلی این واحد گرانولار و گاهی پورفیری است. زمینه به طور عمده از

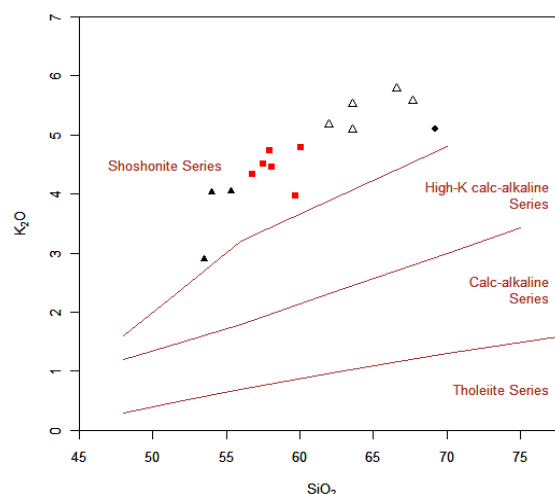
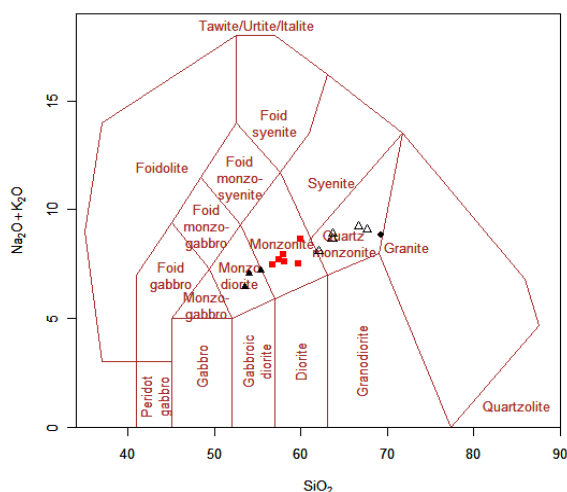


شکل ۵- (A) ادخال بلورهای آپاتیت در کلینوپیروکسن در مونزودیوریت (XPL)؛ (B) بافت مونزونیتی در مونزونیت (XPL)؛ (C) بافت گرانوفیر در کوارتز مونزونیت (XPL)؛ (D) سرسیتی شدن پلاژیوکلازها در مونزوگرانیت (XPL)

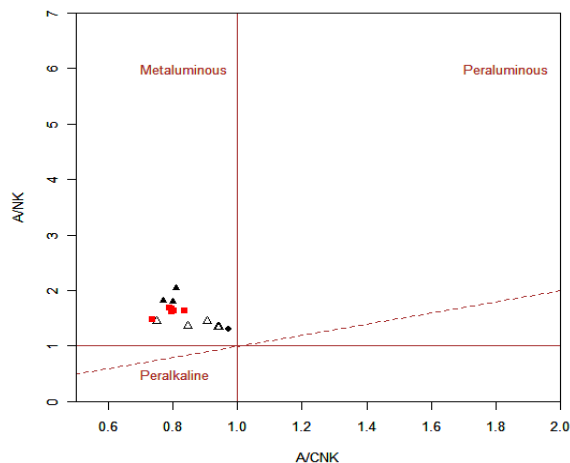
ژئوشیمی عناصر اصلی

بر اساس تجزیه‌های انجام شده دامنه SiO_2 در سنگ‌های مطالعه شده از ۵۳ تا ۶۹ درصد در تغییر است. همچنین، میزان مجموع عناصر آلكالی بین ۶/۴۲ تا ۹/۲۱ درصد در نوسان است. میزان نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ به طور معمول بیش از یک است و فقط در یک نمونه مونزودیوریتی ($\text{KA}4$) در حدود ۰/۸۲ است. این نسبت در برخی نمونه‌ها تا ۱/۷۶ است (جدول ۱). این امر در نمودارها (شکل ۶-A و ۶-B) به خوبی مشاهده می‌شود. به طوری که در

نمودار (Middlemost, 1985) نمونه‌ها دامنه گسترده‌ای از مونزودیوریت تا مونزوگرانیت را در بر می‌گیرد (شکل ۶-A). همچنین، در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 همه نمونه‌ها در سری شوشونیتی قرار می‌گیرد (شکل ۶-B). بر اساس اندیس Shand (۱۹۴۳) سنگ‌های منطقه ماهیت متآلومین دارد و پارامتر A/CNK در تمامی سنگ‌ها کمتر از یک است. بر اساس نمودار (Shand, 1943) سنگ‌های منطقه در محدوده متآلومین قرار می‌گیرد (شکل ۷).



شکل ۶-A) طبقه‌بندی ژئوشیمیایی و نامگذاری سنگ‌های نفوذی با استفاده از مجموع آلكالی در برابر سیلیس (Middlemost, 1985)؛ (B) نمودار K_2O در مقابل SiO_2 برای تمایز سری‌ها (Peccerillo and Taylor, 1976) (▲) مونزودیوریت، ■ مونزونیت، Δ کوارتز مونزونیت، ◆ مونزوگرانیت)



شکل ۷- نمودار A/NK در مقابل A/CNK برای تمایز ماگماهای پرآلومین، متآلومین و پرآلكالن (Maniar and Piccoli, 1989) و موقعیت نمونه‌های توده طارم علیا (▲) مونزودیوریت، ■ مونزونیت، Δ کوارتز مونزونیت، ◆ مونزوگرانیت)

LREE به نسبت بالا و HREE به نسبت پایین هستند (شکل ۹-۱). به طوری که نسبت La_N/Yb_N در نمونه‌های مطالعه شده از ۳/۴۲ تا ۹/۰۸ در تغییر است.

همانگونه که از شکل ۹-۱ بر می‌آید الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی تقریباً در تمام نمونه‌های منطقه یکسان است. در الگوی عناصر نادر خاکی عادی شده به کندریت (Nakamura, 1974) در اغلب نمونه‌های منطقه آنومالی منفی در Eu دیده می‌شود؛ به طوری که نسبت Eu/Eu^* در نمونه‌های مورد بررسی دامنه‌ای از ۰/۵۷ تا ۰/۸۵ را دارد. در نمونه‌های تفریق یافته‌تر این نسبت پایین‌تر از نمونه‌های مافیک‌تر است که نشانگر درگیری پلاژیوکلاز در حین تفریق در نمونه‌های مطالعه شده است. به طوری که می‌دانیم عناصر کمیاب نسبت به عناصر اصلی کارایی بهتری در متمایز کردن فرآیندهای پترولوژیکی دارد. به عبارتی، مطالعات این عناصر، بخش اصلی پترولوژی مدرن محسوب می‌شود. به این منظور، عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه مورد بررسی به داده‌های گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989) عادی سازی شده‌اند (شکل ۹-۲). در این نمودار عناصر LILE غنی‌شدگی نشان می‌دهد. همچنین، پیک‌های منفی در عناصری مانند: باریم، نیوبیوم، تیتانیوم و فسفر دیده می‌شود. حضور آنومالی منفی باریم به ویژه در نمونه‌های تفریق یافته‌تر می‌تواند نشانگر درگیری پلاژیوکلاز در فرآیند تفریق باشد. آنومالی منفی فسفر می‌تواند ناشی از تفریق اولیه آپاتیت باشد. به ویژه این که در این نمودار نمونه‌های مافیک تقریباً آنومالی نشان نمی‌دهد. در حالی که، نمونه‌های فلسیک‌تر دارای گودی پایینی در این عنصر هستند که نشانگر دخالت آپاتیت در تحول این سنگ‌ها است. این امر با توجه به حضور بلورهای آپاتیت فراوان

تمامی نمونه‌های تجزیه شده تقریباً در همه نمودارهای هارکر یک پیوستگی و رابطه خطی از خود نشان می‌دهد و روند تغییرات برای همه عناصر مطابق آنچه که در فرآیند تفریق ماگمایی (یا ذوب بخشی) وجود دارد را به نمایش می‌گذارد (شکل ۸).

در نمودارهای هارکر با افزایش مقدار سیلیس مقادیر اکسیدهای FeO ، MgO و TiO_2 کاهش می‌یابد که این امر با تبلور بخشی کلینوپیروکسن و بیوتیت و کانی اکسیدی از جمله: تیتانومگنتیت قابل توجیه است. همچنین، کاهش مقادیر Al_2O_3 و CaO با تبلور بخشی پلاژیوکلاز و کاهش P_2O_5 با تبلور بخشی آپاتیت قابل توجیه است. حضور کانی‌های مافیک پیروکسن و بیوتیت و آپاتیت در مقاطع نازک توجیه کننده این امر است. به طوری که مقدار کلینوپیروکسن از ترم‌های مافیک مونزودیوریت به سوی ترم‌های فلسیک مونزوگرانیت به شدت کاسته می‌شود. فراوانی پلاژیوکلازها نیز از سنگ‌های مونزودیوریتی به سمت گرانیته کاهش یافته است. همچنین، روند نزولی TiO_2 در برابر سیلیس نیز با حضور فراوان اکسیدهای آهن-تیتانیوم‌دار در سنگ‌های مونزودیوریتی و نیز فراوانی پایین آنها در سنگ‌های گرانیته قابل تعبیر است.

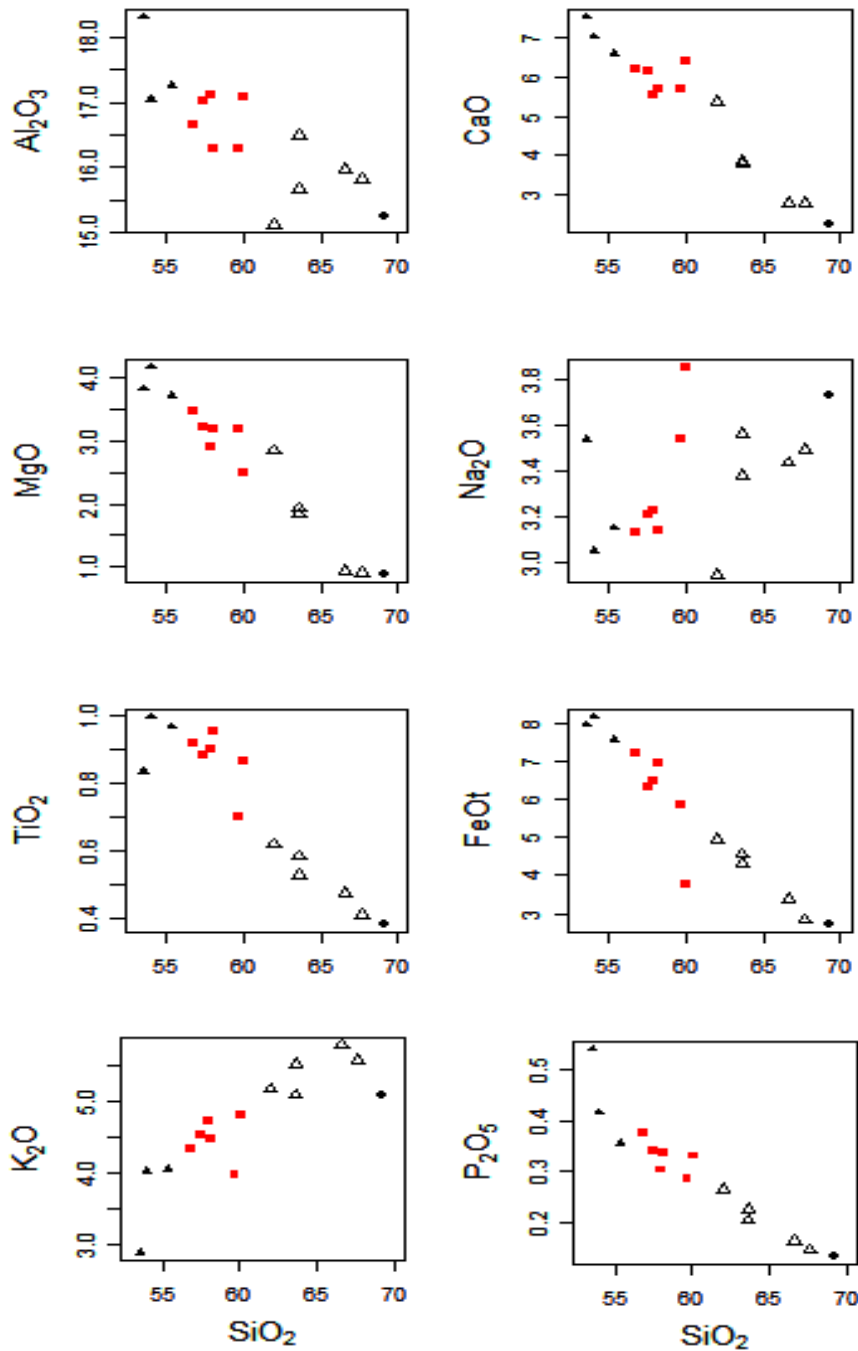
تغییرات Na_2O و K_2O در مقابل SiO_2 یک روند مثبت و افزایشی را نشان می‌دهد. البته پراکندگی‌هایی در هر دو نمودار به ویژه در توزیع Na_2O به چشم می‌خورد که می‌تواند به دلیل دگرسانی پلاژیوکلاز و همچنین، پویایی این عناصر در حوادث دگرسانی باشد.

ژئوشیمی عناصر کمیاب و نادر خاکی

در نمودار الگوی توزیع عناصر نادر خاکی عادی سازی شده نسبت به کندریت نمونه‌ها دارای میزان

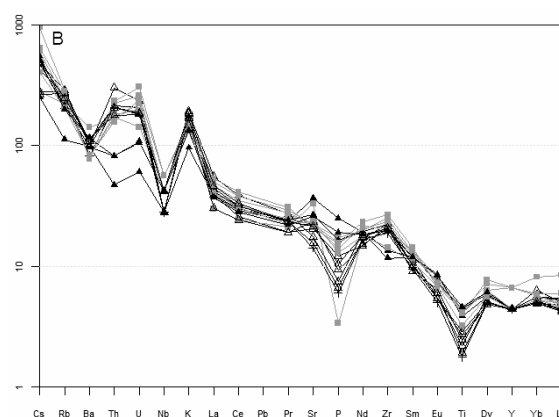
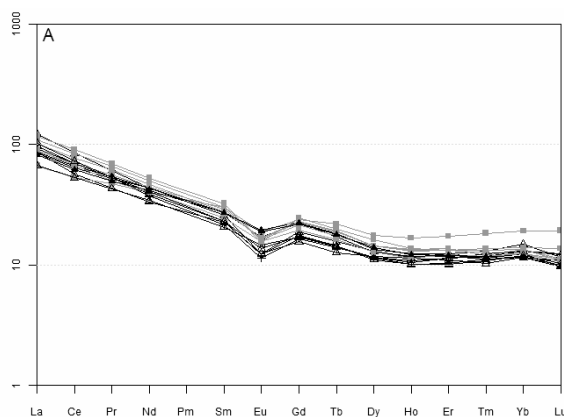
نسبت داده شده است (Rollinson., 1993). حضور آنومالی‌های این عناصر در نمونه‌های مورد مطالعه نیز می‌تواند به تأثیر عوامل فرورانشی بر منشأ این سنگ‌ها مرتبط باشد.

در داخل کلینوپیروکسن‌ها، محرز می‌شود. در نمودارهای عنکبوتی حضور گودی‌ها در عناصری مانند: تیتانیوم و نیوبیوم به دخالت عوامل فرورانش در منشأ سنگ‌ها در پهنه‌ها و محیط‌های فرورانش



شکل ۸- موقعیت نمونه‌های توده طارم علیا بر روی نمودار تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2

(▲) مونزودیوریت، (■) مونزونیت، (Δ) کوارتز مونزونیت، (◆) مونزوگرانیت)



شکل ۹- A) الگوهای عناصر نادر خاکی (REEs) در سنگ‌های منطقه طارم‌علیا که نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) عادی‌سازی شده‌اند؛ B) الگوهای عناصر کمیاب عادی سازی شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and Mc Donugh, 1989)

به وسیله داده‌های تجربی نیز تأیید شده است (Wyllie and Skin, 1982). بیشتر پژوهشگران در حال حاضر بر این عقیده اجماع دارند که بیشتر سنگ‌های شوشونیتی از ذوب بخشی گوشته لیتوسفری به وجود می‌آید که به وسیله مذاب‌ها و سیالات مشتق شده از رسوبات فرورانده شده، متحمل متاسوماتیزه شده‌اند (Foley and Rogers *et al.*, 1992; Peccerillo, 1992; Jiang *et al.*, 2002; Peccerillo, 1999). به نظر می‌رسد سنگ منشأ ماگماهای شوشونیتی در ایران یک گوشته لیتوسفری متأثر از متاسوماتیسم عوامل فرورانش باشد (Aghazadeh *et al.*, 2009; Aghazadeh *et al.*, 2010). به عقیده Conly و همکاران (۲۰۰۵) نسبت $Rb/Zr > 0.12$ نشان‌دهنده یک منبع گوشته‌ای متأثر از متاسوماتیسم است که میانگین این نسبت در موزودیوریت‌های منطقه که مافیک‌ترین سنگ‌های موجود در توده مورد بررسی هستند در حدود ۰/۶ است. بنابراین، با توجه به موارد ذکر شده به نظر می‌رسد که ماگمای مادر به وجود آورنده سنگ‌های منطقه از ذوب گوشته متأثر از متاسوماتیسم فرآیندهای فرورانش حاصل شده باشد. از این رو، نمودار Nb/La در مقابل La/Yb برای تمایز منشأ گوشته استنوسفری از لیتوسفری

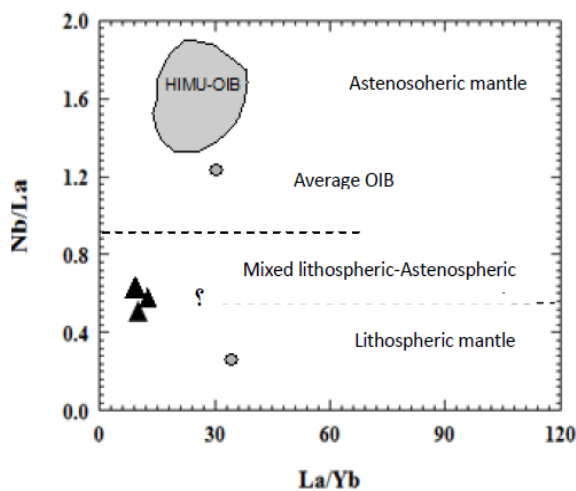
بحث

مطالعات سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این توده از نوع I و شوشونیتی بوده و از نظر اشباع از آلومینیوم (ASI) متآلومین است. روندهای خطی و منفی تغییرات متآلومین CaO و P_2O_5 با SiO_2 که در نمونه‌های مطالعه شده به وضوح دیده می‌شود، از ویژگی‌های گرانیتهای I-type عنوان شده است (Czarnaske *et al.*, 1981; White, 1992). زیرا فسفر در گرانیتهای I-type به دلیل تبلور بخشی آپاتیت به عنوان یک عنصر سازگار رفتار می‌کند، در صورتی که در گرانیتهای S-type به دلیل عدم تبلور آپاتیت، به عنوان یک عنصر ناسازگار عمل نموده و غلظت آن در مذاب طی تفریق افزایش می‌یابد. نمونه‌های مافیک موزودیوریتی نیز مانند سایر نمونه‌های منطقه در نمودار (شکل ۶-B) در محدوده شوشونیتی قرار گرفته‌اند. بر حسب مطالعات تجربی، تشکیل ماگماهای شوشونیتی به ذوب بخشی گوشته لیتوسفری متاسوماتیک نسبت داده شده است (Conceicao and Green, 2004). جدا شدن سیالات آبدار از رسوبات فرورانده شده به اعماق گوشته و واکنش این سیالات با گوشته منجر به تشکیل ماگماهای پتاسیک می‌شود که این امر

نتیجه‌گیری

مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که توده مورد مطالعه دارای دامنه ترکیبی از مونزودیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت و مونزوگرانیت است. توده مطالعه شده از نوع I-type، شوشونیتی و متآلومین است. روندهای خطی تغییرات عناصر اصلی و فرعی در نمودارهای هارکر می‌تواند بیانگر تحول ماگماتیکی مراحل مختلف تبلور تفریقی باشد. شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که منشأ ماگمای اولیه به وجود آورنده توده از گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه در اثر عوامل فرورانش است.

استفاده شده است (شکل ۱۰). نسبت پایین Nb/La نمونه‌ها (۰/۵ تا ۰/۶) حکایت از این دارد که منشأ ماگمای اولیه بوه جود آورنده آنها گوشته استنوسفری نیست؛ بلکه گوشته لیتوسفری متأثر از مذاب‌ها و سیالات مشتق شده از رسوبات فرورانده شده در تشکیل ماگمای اولیه نقش اساسی داشته است. این ماگما در حین صعود دچار فرآیندهای تغییر و تحول شده است و ترم‌های فلسیک‌تر از تحول ماگمای شوشونیتی اولیه به وجود آمده است. این امر با توجه به نمودارهای هارکر و روند نمونه‌ها در نمودارهای عنکبوتی و نیز عناصر نادر خاکی عادی شده نیز اثبات شد.



شکل ۱۰- نمودار Nb/La در مقابل La/Yb برای تمایز منبع گوشته لیتوسفری از استنوسفری، خطوط تمایز منابع مختلف لیتوسفری و استنوسفری از (Smith and brown., 1988) (▲ مونزودیوریت)

پژوهشی دانشگاه تربیت مدرس کمال تشکر و قدردانی را دارند.

سپاسگزاری

نگارندگان این پژوهش، از حمایت‌های معاونت

منابع

- Aghanabati, E (2004) Geology of Iran. Global Security Institute, Tehran (in Persian).
- Aghazadeh, M., Emami, M. H., Moinevaziri, H., Rashidnezhad Omran, N. and Castro, A. (2009) Post-collisional shoshonitic, C-type adakitic and lamprophyric plutonism in the Khankandi pluton, Arasbaran (NW Iran). Scientific Quarterly Journal. Geosciences 20(78): 173-188 (in Persian).
- Aghazadeh, M., Castro, A., Rashidnezhad Omran, N., Emami, M. H., Moinevaziri, H. and Badrzadeh, Z. (2010) The gabbro (shoshonitic) monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz mountains, NW Iran. Journal of Asian Earth Sciences 38: 199-219.

- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z. and Vogt, K. (2011) Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: The Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz, Iran. *Journal of Geology* 148: 980-1008.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I and S-type granites in the Lachlanfold belt. *Royal Society of Edinburgh Transactions* 83: 1-26.
- Conceicao, R. V. and Green, D. H. (2004) Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite lherzolite. *Journal of Geology* 72: 209-229.
- Conly, A. G., Bernan, J. M., Bellon, H. and Scott, S. D. (2005) Arc to rift transitional volcanism in the Sanata Rosalia Region, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Geology* 72: 303-341.
- Czamanske, G. K., Ishihara, S. and Atkin, S. A. (1981) Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous- Paleocene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis. *Journal of Geophysical Research* 86: 10431-10469.
- Foley, S. F. and Peccerillo, A. (1992) Potassic and ultrapotassic magmas and their origin. *Lithos* 28: 181-185.
- Hirayama, K., Amini, B. and Amin chahragh, M. R. (1966). Geological Map of Iran 1:100000, Series Sheet Tarom 5763, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Jiang, Y. H., Jiang, S. Y., Ling, H. F., Zhou, X. R., Rui, X. J. and Yang, W. Z (2002) Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, China: implications for granitoid genesis. *Lithos* 63: 165-187.
- Maniar, P. D. and Piccoli, M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of London. *Journal of Chemical Geology* 78: 83-96.
- Middlemost, E. A. K. (1985) Magmas and magmatic rocks. Longman, London.
- Moayyed, M. (2001) Petrologic study of Tertiary volcano-plutonic belt in western Alborz, Azerbaijan. PhD Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian).
- Moradi Noghondar, M., Karimpour, M. H., Melekzadeh Shafaroudi, A., Farmer, J. L. and Stern, C. (2012) Geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Rb-Sr and Sm-Nd isotope of Najmabad monzonite rocks south of Ghonabad. *Journal of Petrology* 11: 77-96.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Journal of Chemical Geology* 34: 43-56.
- Peccerillo, A. (1999) Multiple mantle metasomatism in Central southern Italy: geochemical effects, timing and geodynamic implications. *Journal of Geology* 27: 315-318.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 58: 68-81.
- Rogers, N. W., De Mulder, M. and Hawkesworth, C. J. (1992) An enriched mantle source for potassic basanites: evidence from karisimbi volcano, Virunga volcanic province, Rwanda. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 111: 543-556.
- Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, London.
- Shand, S. J. (1943) Eruptive rocks, Their genesis, composition, classification, and their relations to ore - deposits. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Smith, J. V. and Brown, W. L. (1988) Feldspar mineral crystal structure physical, chemical and microtextural properties. *Journal of Petrology* 58: 68-81.

- Sun, S. S. and Mc Donough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and process. In: *Magmatism in the ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) 42: 313-345. Geological society, London
- Wyllie, P. J. and Skine, T. (1982) The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 79: 375-380.

