

ژئوشیمی توده گرانیتویدی قره بلطاق، بویین میان دشت (جنوب شرق الیگودرز)

ناهید شبانیان بروجنی^۱، علیرضا داوودیان دهکردی^۱ و فاطمه پناه‌دار^۲

^۱ گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان، خوراسگان، ایران

چکیده

توده گرانیتویدی قره بلطاق به عنوان بخشی از مجموعه ماگمایی- دگرگونی شمال بویین میان دشت در جنوب شرق الیگودرز قرار دارد و در پهنه زمین‌ساختاری سهندج- سیرجان واقع شده است. از نظر سنگ‌شناسی، این مجموعه متشکل از گرانیت، دیوریت و گابرو به همراه سنگ‌های دگرگونی متابازیت است. سنگ‌های گرانیتی از نظر کانی‌شناسی، دارای کانی‌های اصلی کوارتز، آلکالی‌فلدسپات، پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و کانی‌های فرعی اپیدوت، زیرکن، اسفن، آپاتیت، تورمالین، آلانیت و اوپاک هستند. توده نفوذی گرانیتی قره بلطاق از نظر زمین‌شیمیایی دارای SiO_2 ۶۸/۷۴ تا ۷۲/۵۹ درصد وزنی، K_2O ۴/۵ تا ۵/۰۱ درصد وزنی، Na_2O بالا (۳/۷۵ تا ۴/۲۳ درصد وزنی) و میزان $Fe_2O_3^{tot}$ ۲/۲ تا ۳/۷۸ درصد وزنی است. این گرانیت‌ها متال‌آلومینوس تا کمی پرآلومینوس هستند. در نمودار REE به‌هنگار شده به کندریت، تمامی نمونه‌ها غنی‌شدگی LREE به HREE، همراه با آنومالی منفی Eu نشان می‌دهند. نمودارهای عنکبوتی به‌هنگار شده نسبت به MORB تهی‌شدگی از Sr، Ba، P و Ti نشان می‌دهند. درجه حرارت‌های اشباع زیرکن محاسبه شده از ۷۹۹ تا ۸۴۸ درجه سانتی‌گراد تغییر می‌کند. این گرانیت‌ها از نظر زمین‌شیمیایی دارای طبیعت A2 هستند و در یک موقعیت تکتونیکی بعد از برخورد تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، گرانیت نوع A2، بعد از کوه‌زایی، قره بلطاق، پهنه سهندج- سیرجان

مقدمه

پهنه سهندج- سیرجان به عنوان یکی از پهنه‌های مهم دگرگونی- ماگمایی زمین‌شناسی ایران، جایگاه نفوذ و جایگیری توده‌های بزرگ و کوچک گرانیتویدی است که اکثریت آن‌ها مرتبط با باز شدن (به عنوان مثال: Alirezai and Hassanzadeh, 2012)، فرورانش (به عنوان مثال: Shahbazi et al., 2010) و نهایتاً بسته

شدن (به عنوان مثال: Mahmoudi et al., 2010)

اقیانوس نئوتتیس، که به برخورد قاره‌ای منجر شده، هستند. این توده‌های گرانیتویدی دارای ماهیت انواع I، S و A بوده و بررسی منابع نشان می‌دهد حضور هر یک از این نوع گرانیت‌ها، محدود به زمان و مکان خاصی در پهنه سهندج- سیرجان نیست. مطالعات مربوط به گرانیتویدهای نوع A و معرفی آن‌ها در این پهنه

عمدتاً مربوط به یک دهه گذشته است که می‌توان به توده‌های با ماهیت نوع A در مناطقی نظیر ازنا (Shabanian *et al.*, 2009)، گلپایگان (Davoudian *et al.*, 2007)، حسن رباط (Mansouri *et al.*, 2010) اشاره نمود.

اصطلاح گرانیت نوع A در ابتدا توسط Loiselle و Wones در ۱۹۷۹ برای گروه گرانیتهای غنی از آهنی مطرح شد که در محیطهای درون قاره‌ای تشکیل می‌شدند. حرف A در گروه گرانیتهی A-type توسط Loiselle و Wones معرفی غیرکوهزایی بودن این سنگ‌هاست (امروزه تصور ما بر این است که گرانیتهای A-type صرفاً به مناطق غیرکوهزایی وابسته نبوده و در بسیاری از مناطق کوهزایی با سرگذشت تکتونیکی متفاوت گزارش شده‌اند) ولی در بعضی منابع به‌صورت خشک یا آلکالین (Sylvester, 1989) و یا حتی آلکالی‌فلدسپات (Tollo *et al.*, 2005) در نظر گرفته شده است. گرانیتهای A-type از نظر شیمیایی دارای $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ بالا، K_2O و $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ بالا، مقادیر بالای عناصر کمیاب ناسازگار و مقادیر پایین عناصر کمیاب سازگار در سیلیکات‌های مافیک و فلدسپارها مشخص می‌شوند (Eby *et al.*, 1992; Bonin, 2007). میزان بالای Ga/Al می‌تواند مشخصه این نوع گرانیتهای (Whalen *et al.*, 1987).

در این نوشتار به بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی توده گرانیتی قره‌بلطاق به‌عنوان یکی از توده‌های گرانیتوئیدی پهنه سندج-سیرجان می‌پردازیم. این توده گرانیتوئیدی در مطالعات پیشین (ثابتی و همکاران، ۱۳۸۹) که عمدتاً بر مبنای مطالعه عناصر اصلی بوده است به‌عنوان گرانیت I-type گزارش شده است.

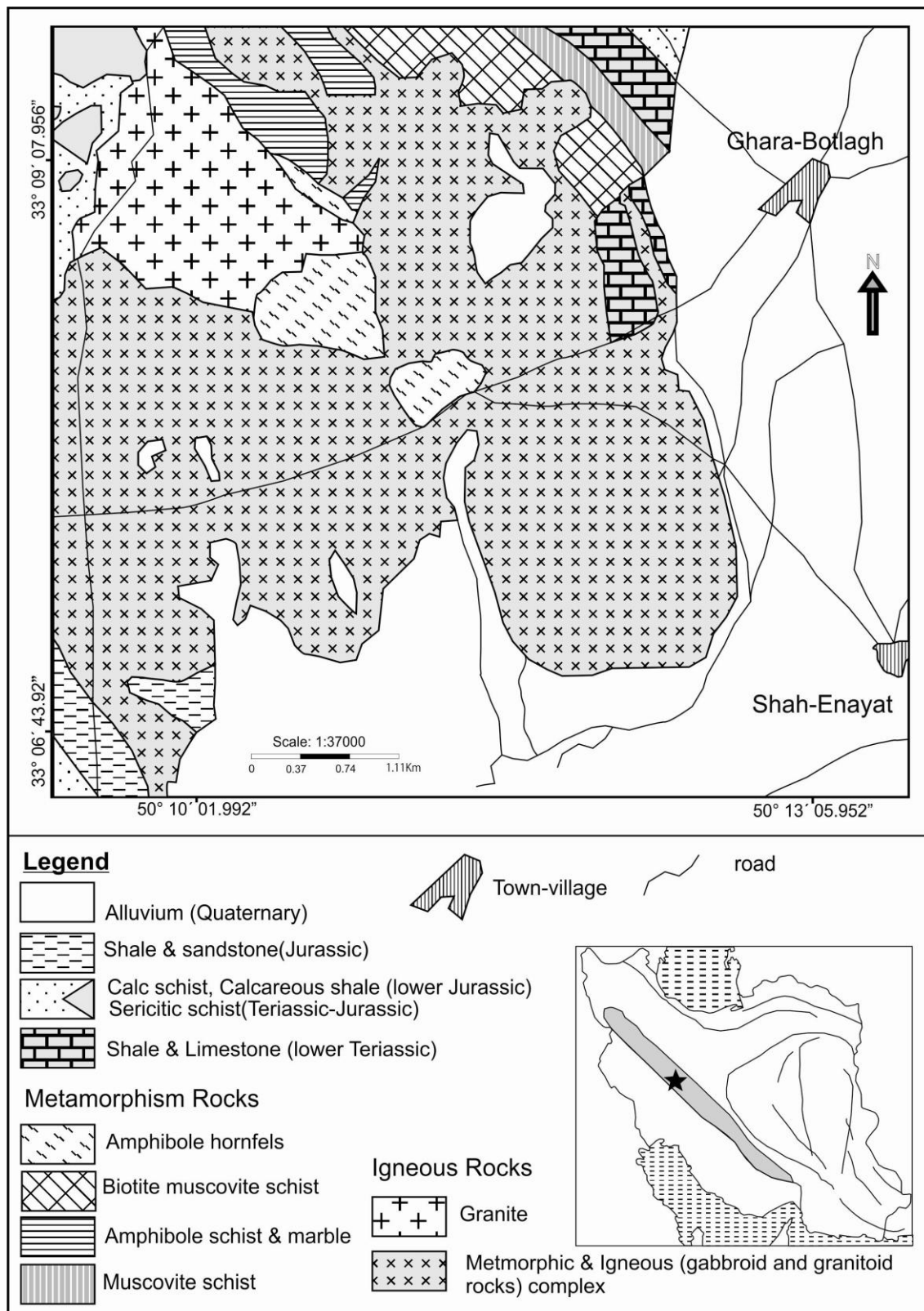
زمین شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در شمال شهر بوبین - میان دشت و در جنوب غربی روستای قره بلطاق و در گستره‌ای به طول‌های جغرافیایی $50^{\circ} 10'$ تا $50^{\circ} 13'$ شرقی و

عرض‌های جغرافیایی $33^{\circ}06'$ تا $33^{\circ}09'$ شمالی واقع شده است. این ناحیه در جنوب شرقی شهرستان الیگودرز قرار گرفته است که در نقشه‌های چهارگوش گلیپگان به مقیاس‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ (Thiele et al., 1968) و ۱:۱۰۰۰۰۰ (مجله، ۱۳۷۱) واقع می‌شود. منطقه مورد مطالعه بخشی از پهنه ماگمایی و دگرگونی سندنچ-سیرجان است که فازهای دگرگونی متعددی را متحمل شده است (قاسمی و ولی‌زاده، ۱۳۷۲) و از نظر سنگ‌شناسی متنوع بوده و آن را می‌توان به‌عنوان یک مجموعه آذرین-دگرگونی توصیف نمود، به گونه‌ای که امکان تفکیک این واحدهای سنگی بر روی نقشه، حتی در مقیاس بزرگ نیز امکان‌پذیر نیست.

توده‌های نفوذی منطقه شمال بوبین میان‌دشت شامل طیف وسیعی از سنگ‌های سینه‌گرانیته، آلکالی‌فلدسپات گرانیته، دیوریت، گابرو و دولریت هستند، ماگمای سازنده این سنگ‌های اسیدی و سنگ‌های حدواسط - بازیک یکسان نبوده و از دو منشأ متفاوت است (قاسمی، ۱۳۷۱). علاوه بر سنگ‌های آذرین، سنگ‌های دگرگونی شامل سنگ‌های متابازیت، مرمر و شیست نیز با این توده‌های ماگمایی همراه هستند. مهم‌ترین رخنمون توده‌های گرانیته منطقه در تپه کک لی‌قیه با ارتفاع ۲۶۵۳ متر و مناطق اطراف آن رخنمون دارند. هر چند وسعت توده‌های آذرین، قابل ملاحظه است ولی بخش اعظم آن‌ها در اثر تخریب و هوازدگی پوشیده از خاک‌های آرنی است.

این توده‌های آذرین که در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه، منسوب به سن پرکامبرین و تریاس، نفوذ کرده‌اند (شکل ۱) به فاز کوه‌زایی لارامید (انتهای کرتاسه) نسبت داده شده‌اند (قاسمی، ۱۳۷۱). اما در گزارش نقشه زمین‌شناسی گلپایگان به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (مجله، ۱۳۷۱) سن این توده‌های آذرین، پس از کرتاسه و قبل از ائوسن گزارش شده است. بر اثر فازهای تکتونیکی حاکم بر منطقه، تا حدودی آثار دگرشکلی در این گرانیتوئیدها مشاهده می‌شود.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (با تغییرات، برگرفته از محجل، ۱۳۷۱)، در نقشه ایران موقعیت منطقه مورد مطالعه با ستاره در زون سنندج- سیرجان (نوار خاکستری‌رنگ) نشان داده شده است.

روش انجام پژوهش

به منظور مطالعه شیمی سنگ، پس از نمونه برداری کامل از توده و تهیه مقاطع نازک، با مطالعه میکروسکوپی آن‌ها، تعداد ۶ نمونه با کمترین میزان دگرسانی برای انجام آنالیز شیمیایی به روش ICP-MS (طیف‌سنج جرمی، جهت اندازه‌گیری عناصر کمیاب و نادر خاکی) و ICP-ES (طیف‌سنج نشری، جهت اندازه‌گیری عناصر اصلی) به آزمایشگاه ACME در کشور کانادا ارسال شدند. پودر نمونه‌ها با لیتیم برات مخلوط و پس از ذوب توسط اسید نیتریک حل شدند. محلول به دست آمده توسط دستگاه ICP-ES مدل Jarrel Ash AtomComb 975 و ICP-MS مدل Perkin-Elmer Elan 6000 با دقت مناسب آنالیز و عناصر مختلف اندازه‌گیری شدند.

پتروگرافی سنگ‌های گرانیتوئیدی قره‌بلطاق

سنگ‌های گرانیتی در نمونه دستی به صورت درشت‌بلور و توده‌ای بوده و در مقیاس میکروسکوپی، دارای بافت گرانولار نابعد دانه پلی‌گونال تا اندکی interlobate تا لیپیدوگرانوبلاستیک (Passchier and Trouw, 2005) هستند. در توده‌های گرانیتی، انکلاوهای با اندازه‌های کاملاً متفاوت مشاهده می‌شوند. آثار بافتی ناشی از دگرشکلی مکانیکی در مقاطع به نسبت‌های متفاوت مشاهده می‌شود. این موضوع در بسیاری از توده‌های گرانیتوئیدی پهنه سنندج-سیرجان عمومیت داشته و اکثریت آن‌ها کم و بیش دگرشکل شده‌اند. این سنگ‌ها دارای کانی‌های اصلی کوارتز، آلکالی‌فلدسپات، پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و فرعی اپیدوت، زیرکن، اسفن، آپاتیت، تورمالین و مگنتیت است.

کوارتز

بلورهای کوارتز در اندازه‌های متفاوت مشاهده می‌شوند ولی غالباً دارای خاموشی موجی نسبتاً

شدیدی هستند و در حدود ۳۰ درصد حجمی سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند.

فلدسپات‌های آلکالن

فلدسپات‌های آلکالن بیش‌تر به صورت پرتیت، میکروکلین و آنی‌پرتیت دیده می‌شوند (شکل ۲-الف) و معمولاً بلورهای درشتی را تشکیل می‌دهند، این کانی‌ها تا حدودی کائولینیتی شده‌اند.

پلاژیوکلاز

بلورهای پلاژیوکلاز با میزان کمتری نسبت به فلدسپات‌های آلکالن دیده می‌شوند، دارای ماکل ساده بوده و به صورت نیمه‌شکل‌دار با منطقه‌بندی دیده می‌شوند. در این سنگ‌ها میرمکیت نیز نسبتاً فراوان است که تشکیل آن حاصل جانشینی فلدسپات آلکالن است به صورت مشخص در سنگ‌های گرانیتی دگرشکل شده مشاهده می‌شود و به تأثیر فازهای دگرشکلی مرتبط است (شکل ۲-الف و ب) (Vernon, 2004).

بیوتیت

مهم‌ترین کانی تیره در این گرانیت‌هاست. بلورهای بیوتیت دارای ابعاد نسبتاً متوسط تا ریزدانه بوده و از نظر شکل غالباً نیمه‌شکل‌دار با ظاهری کشیده هستند (شکل ۲-پ و ت) و دارای چندرنگی قهوه‌ای تا سبز هستند. بیوتیت‌ها در برخی موارد به کلریت تجزیه شده‌اند.

آمفیبول

آمفیبول‌ها نیز پس از بیوتیت، کانی‌های مهم فرومنیزین این سنگ‌ها هستند. بلورهای با ابعاد متوسط و کشیده و غالباً بی‌شکل را تشکیل می‌دهند.

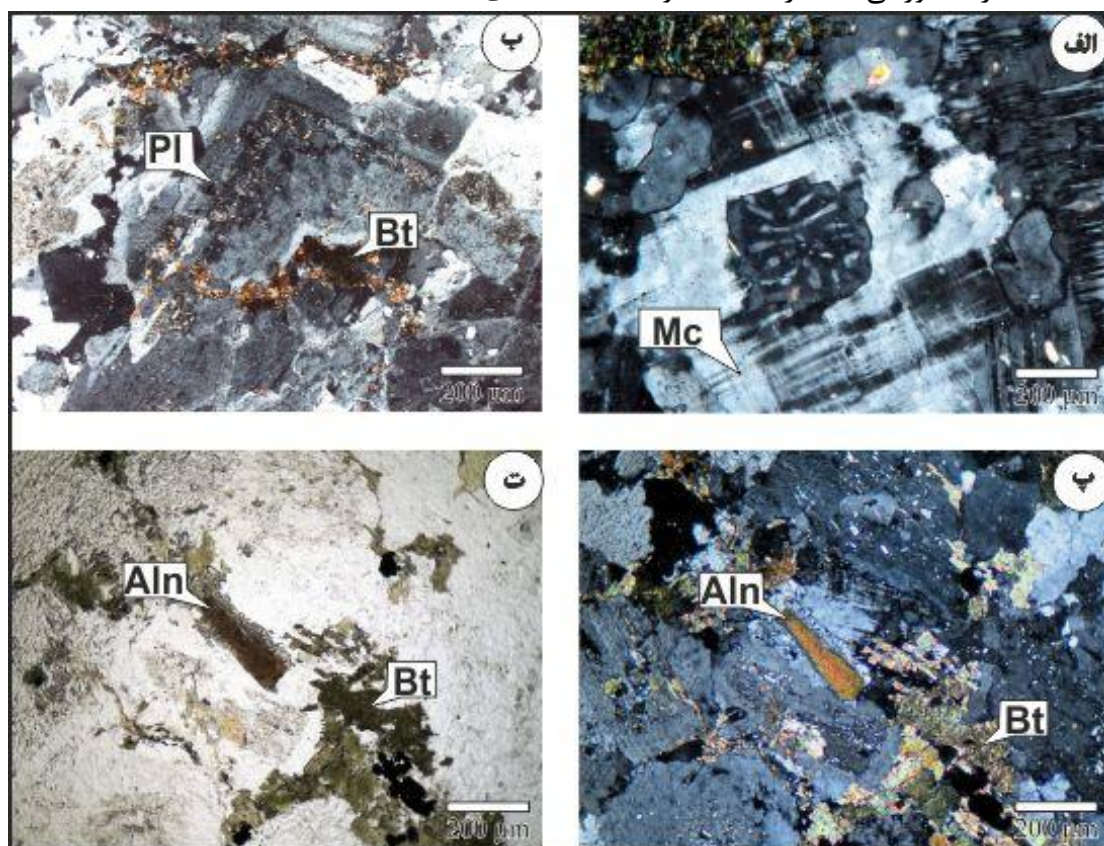
آلانیت

از بین کانی‌های فرعی، حضور کانی آلانیت قابل توجه است و معمولاً به صورت ریز تا متوسط و کشیده در سنگ ظاهر می‌شود (شکل ۲- پ و ت).

زمین‌شیمی

با توجه به جدول ۱، سنگ‌های مورد مطالعه محدوده ترکیبی مشخص زیر را نشان می‌دهند: SiO_2 از ۶۸/۷۴ تا ۷۲/۵۹ درصد وزنی، مقدار Al_2O_3 متوسط

(۱۴/۸۸ - ۱۳/۷۶ درصد وزنی)، محتوای TiO_2 پایین (۰/۲۸ - ۰/۵۳ درصد وزنی)، مقدار CaO پایین (۰/۴۳ - ۰/۶۸ درصد وزنی)، میزان MgO پایین (۰/۴۳ - ۰/۶۸ درصد وزنی)، محتوای آلکالی‌ها بالا (Na_2O : ۳/۷۵ تا ۴/۲۳ درصد وزنی، K_2O : ۴/۵ تا ۵/۰۱ درصد وزنی) و میزان $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$ در محدوده ۲/۲ تا ۳/۷۸ درصد وزنی است. در نمودار SiO_2 بر حسب $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (Cox et al., 1979) تمامی نمونه‌ها در محدوده گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۳- الف).



شکل ۲- الف) درشت‌بلور فلدسپات آلکالن (میکروکلین با ماکل مشبک) و میرمکیت (XPL)، ب) بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی و آثار سریسیتی‌شدن (XPL)، پ) بلورهای ریز تا متوسط بیوتیت با چندرنگی قهوه‌ای تا سبز به همراه بلور آلانیت در مرکز تصویر، (XPL) و ت) همان عکس (PPL) علامت اختصاری کانی‌ها بر اساس Whitney و Evans (۲۰۱۰) است.

که می‌تواند مبین کشش محلی درون یک موقعیت کاملاً همگرا به همراه تفریق بخشی تولیت فقیر از آب احیاء باشد (Barnes et al., 2006; Frost and AFM, 2008). این مسأله در نمودار به وضوح قابل مشاهده است (شکل ۳- ج).

مطابق با طبقه‌بندی زمین‌شیمیایی در مورد گرانیت‌ها که توسط Frost و همکاران (۲۰۰۱) ارائه شده است، این سنگ‌ها در نمودار SiO_2 برابر $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO})$ در محدوده آهن‌دار (Ferron) تا منیزیم‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۳- ب).

است (Frost and Frost, 2008) (شکل ۳-پ). از لحاظ ضریب اشباعیت از آلومینیم، متآلومینیوس تا کمی پراآلومینیوس ($A/CNK=0.98-1.05$ ، $A/NK>1$) هستند (شکل ۳-ت).

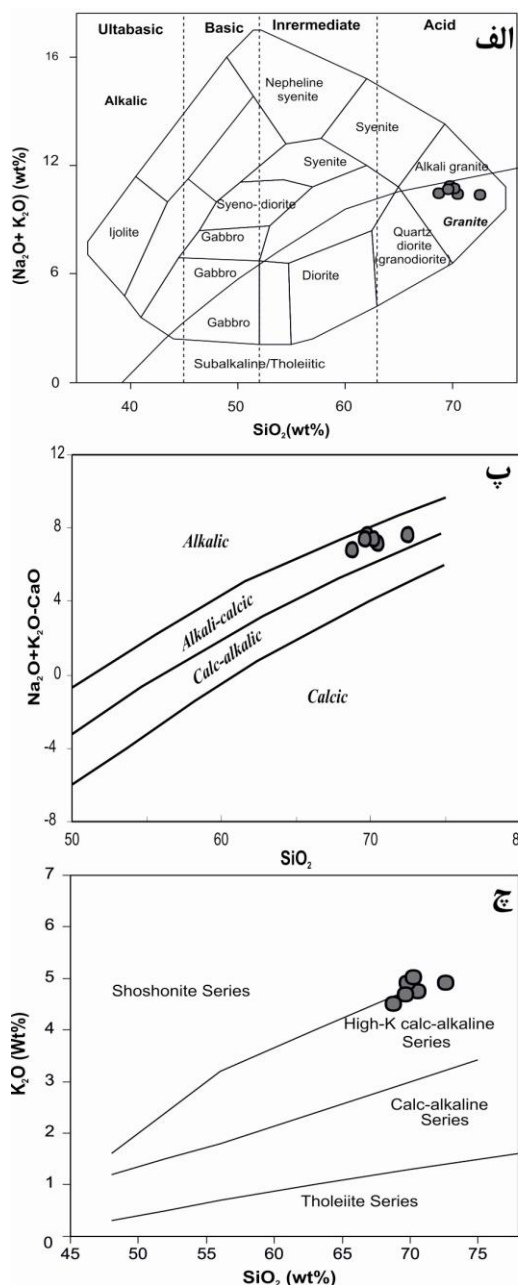
همچنین در نمودار SiO_2 بر حسب Na_2O+K_2O این سنگ‌ها در محدوده کالک‌آلکان قرار می‌گیرند که قرارگیری نمونه‌ها به موازات خطوط جدایشی در این نمودار، نمایانگر فرآیند تفریق

جدول ۱- نتایج آنالیزهای ICP-MS و ICP-ES توده نفوذی مورد مطالعه، مقادیر عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب و نادر خاکی بر حسب ppm

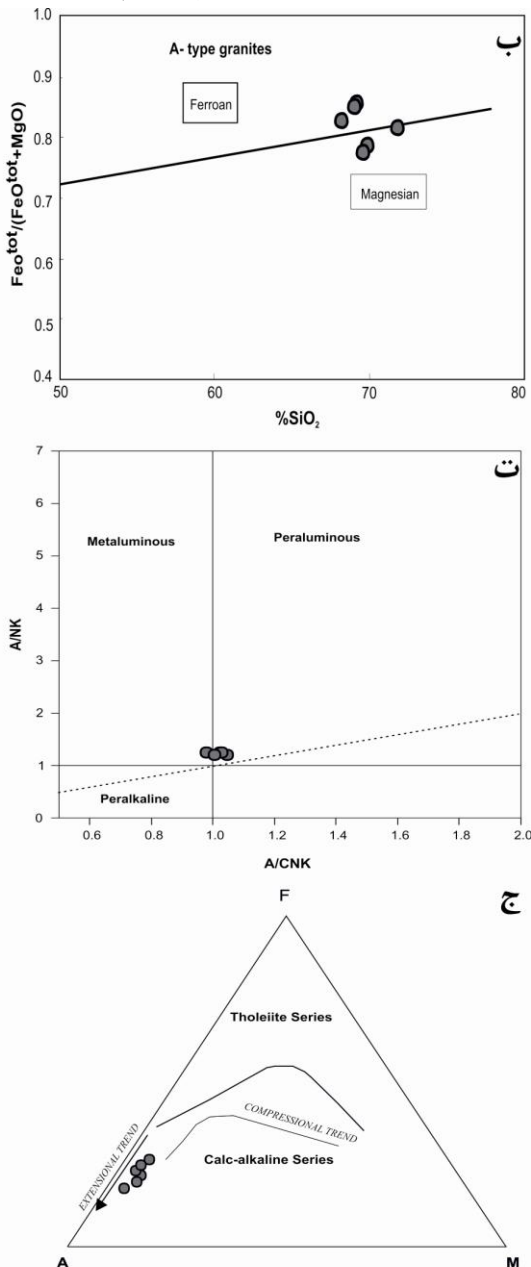
Sample No.	P5-1	K13-1	K13-5	P8-6	P8-8	P7-4
(wt%)						
SiO ₂	72.59	70.52	70.19	69.74	69.61	68.74
TiO ₂	0.28	0.43	0.4	0.38	0.43	0.53
Al ₂ O ₃	13.76	14.56	14.88	14.74	14.73	14.81
Fe ₂ O ₃	2.2	2.89	2.65	3.22	3.45	3.78
MnO	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05	0.06
MgO	0.43	0.68	0.67	0.45	0.51	0.68
CaO	0.92	1.38	1.46	1.37	1.43	1.82
Na ₂ O	3.75	3.95	3.93	4.16	4.23	4.22
K ₂ O	4.9	4.74	5.01	4.9	4.67	4.5
P ₂ O ₅	0.14	0.17	0.13	0.12	0.14	0.19
L.O.I.	0.9	0.5	0.5	0.7	0.6	0.5
(ppm)						
Ba	400	506	597	633	594	502
Rb	184	212.8	183.3	146.7	159.5	151.7
Sr	65.3	133.4	153	78.9	90.2	98.5
Zr	184.3	226.7	184.6	341.3	346	334.2
Nb	16.4	20.5	15.6	24.7	24.5	27.4
Co	2.5	3.9	3.4	2.7	3.3	4.2
Zn	35	35	32	56	60	57
Cr	13.42	20.13	20.13	20.13	20.13	20.13
La	26.3	29.7	39.7	39.6	42.4	43.3
Ce	53.3	61.9	77.2	83.4	88.1	87.4
Pr	6.43	7.18	8.36	9.17	9.88	9.64
Nd	24.5	26.4	32.2	34.4	37.7	37.1
Sm	5.01	5.94	5.53	6.74	7.91	7.11
Eu	0.52	0.82	0.77	0.97	1.01	1.04
Gd	4.96	5.67	5.5	6.2	7.07	6.64
Tb	0.9	1.04	0.94	1.09	1.26	1.14
Dy	5.16	5.86	5.88	6.45	6.92	6.9
Ho	1.1	1.22	1.18	1.24	1.51	1.35
Er	3.34	3.84	3.64	3.73	4.36	4.05
Tm	0.52	0.57	0.54	0.57	0.65	0.61
Yb	3.42	4.05	3.59	4.16	4.66	4.03
Lu	0.51	0.57	0.5	0.58	0.63	0.55
Y	32.1	35.8	32.6	36.6	40.2	36.6
Cs	6.2	10.1	6.1	3.8	10.6	8.2
Ta	2	2	1.5	2.1	1.8	2.4
Hf	5.2	6.8	5.5	10.1	8.9	8.6
Th	16.2	23.4	23.5	17.1	20.1	16.1
U	4	5.2	3.7	3.2	4.3	3.1
V	16	32	35	17	22	33
W	5.5	2.1	1.1	0.5	2.2	0.6
Pb	31.6	11.1	8.4	10.2	12.3	11.8
Ga	18.6	19	19.1	19.6	18	20
Sc	5	6	6	7	8	7
Ba/Rb	2.17	2.38	3.26	4.32	3.72	3.31
Sr/Rb	0.36	0.63	0.84	0.54	0.57	0.65
K/Rb	220.98	184.83	226.80	277.16	242.95	246.15
Eu/Eu*	0.32	0.43	0.43	0.46	0.41	0.46
TZr.sat.C	798.6	811.7	791.8	846.3	847.5	838.8

L.O.I. = Loss-on-ignition; Fe₂O₃* = as Fe total

شوشونیتی نشان می‌دهند (شکل ۳-چ). غنی‌شدگی از آهن که در این سنگ‌ها وجود دارد در ماگماتیسزم شوشونیتی مشاهده نمی‌شود (Nironen et al., 2000).

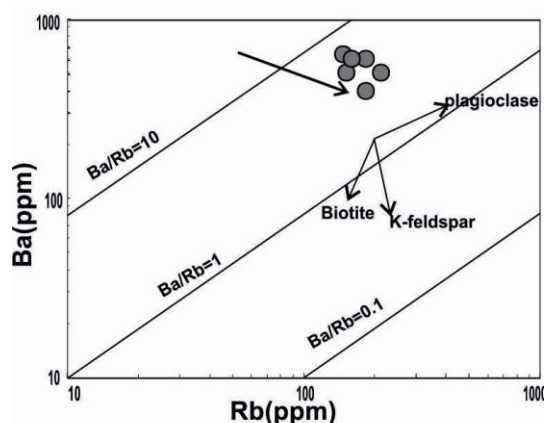


میزان آلکالی‌ها بالاست (۹/۰۶- $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8/56$ درصد وزنی) و در نمودار SiO_2 بر حسب K_2O ، این سنگ‌ها یک سیر تدریجی بین سری‌های کالک‌آلکان پتاسیم بالا و



شکل ۳-الف) در نمودار SiO_2 بر حسب $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ تمامی نمونه‌ها در محدوده گرانیت قرار می‌گیرند (Cox et al., 1979)؛ (ب) در نمودار SiO_2 در برابر $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO})$ نمونه‌ها در محدوده آهن‌دار (Ferron) تا منیزیم‌دار قرار می‌گیرند، (پ) در نمودار SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ سنگ‌های مطالعه شده در محدوده کالک‌آلکان قرار می‌گیرند، (ت) در نمودار A/CNK در برابر A/NK ، نمونه‌ها در محدوده مت‌آلومینیوس تا کمی پرآلومینوس قرار می‌گیرند، (ج) در نمودار AFM، قرارگیری نمونه، روند محیط کششی را نشان می‌دهند و (چ) در نمودار SiO_2 بر حسب K_2O ، نمونه‌ها یک سیر تدریجی بین سری‌های کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی نشان می‌دهند.

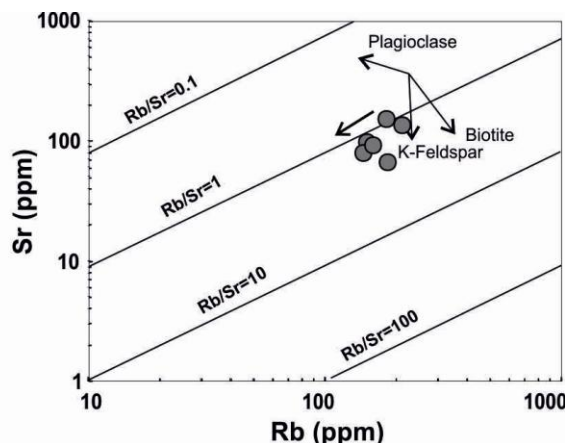
چند که روند تغییرات کاملاً مشخصی در نسبت‌های Ba/Rb و Rb/Sr در این سنگ‌ها به چشم نمی‌خورد ولی تا حدودی می‌توان بیان کرد که بردارهای تبلور بخشی گویای تبلور فلدسپات پتاسیم و پلاژیوکلاز از مذاب در حال تفریق هستند (شکل ۴). با استفاده از نمودار Eu/Eu^* در مقابل Ba می‌توان به اهمیت نسبی پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم در روند تفریق پی برد که بر اساس این نمودار، تفریق فلدسپات پتاسیم نقش مهم‌تری را در روند تحول ماگما ایفا می‌کند (Henderson, 1984; Mansouri *et al.*, 2010).



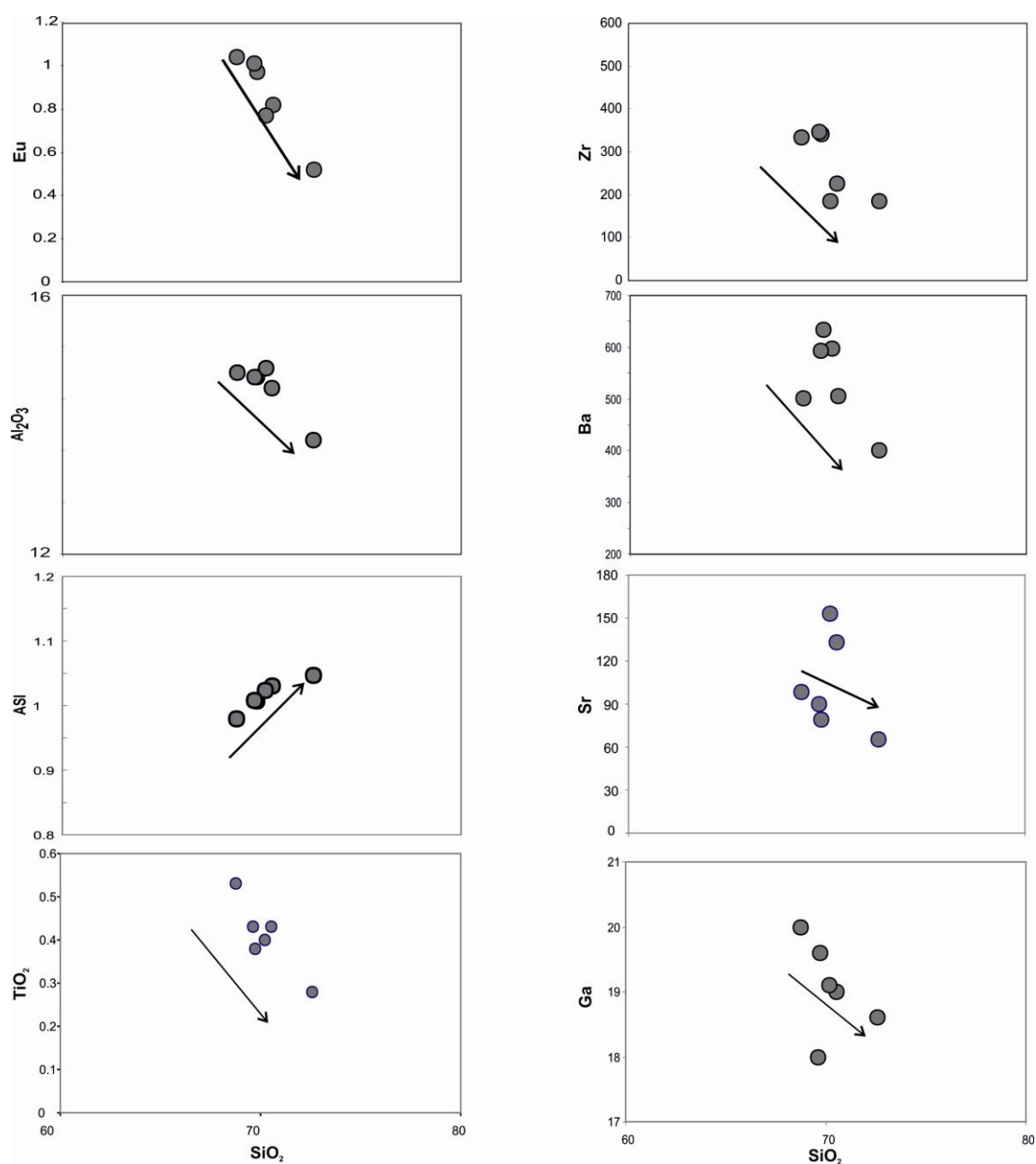
شکل ۴- در نمودارهای دوتایی $Rb-Sr$ و $Ba-Rb$ نحوه قرارگیری نمونه‌ها، گویای نقش مؤثر تفریق پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار در روند تفریق است.

بین سیلیس با باریم، استرانسیم، زیرکونیم و گالیم وجود دارد. کاهش Al_2O_3 ، TiO_2 ، Zr ، Sr ، Ba و Ga همراه با افزایش سیلیس مرتبط با تبلور بخشی بیوتیت، فلدسپات پتاسیم، پلاژیوکلاز، تیتانیت، زیرکن (Jung *et al.*, 2000; Moghazi, 2002; Thuy, 2004; Tatar and Boztug, 2005) است. همبستگی منفی باریم با سیلیس ممکن است شاهی از تفریق فلدسپات درجه حرارت بالا تا تفریق بیوتیت و آمفیبول باشد (شکل ۵) (Arslan and Ilbeyli *et al.*, 2004; Rollinson, 1993) (Aslan, 2006).

عناصر فرعی نیز تغییرات مشخصی نشان می‌دهند، برای مثال: روبیدیم ($8/212-7/146$ قسمت در میلیون)، ایتیریم ($2/40-1/32$ قسمت در میلیون)، استرانسیم ($3/65-3/153$ قسمت در میلیون)، باریم ($3/40-3/663$ قسمت در میلیون)، اسکاندیم ($8-5$ قسمت در میلیون)، وانادیم ($35-3$ قسمت در میلیون)، نیکل ($3/3-3/5$ قسمت در میلیون)، کروم ($13/42-20/13$). نیوبیوم ($4/27-6/15$ قسمت در میلیون)، تالیم ($4/2-5/1$ قسمت در میلیون)، زیرکونیوم ($33-346/184$ گالیم $20-18$ قسمت در میلیون). نسبت K/Rb در این سنگ‌ها $83/184$ تا $16/277$ تغییر می‌کند، هر



کاهش میزان Al_2O_3 همراه با افزایش سیلیس بیانگر تفریق کانی‌های سیلیکاته تشکیل‌دهنده سنگ است. کاهش Eu همراه با افزایش سیلیس نشان‌دهنده این است که فلدسپات پتاسیم نقش مهمی را در مجموعه تفریق یافته بازی می‌کند. افزایش میزان ASI همراه با افزایش سیلیس نشان‌دهنده این است که دومین کانی اصلی در مجموعه تفریق یافته یک سیلیکات مافیک کمی آلومینیوم‌دار (مثل بیوتیت) است (Konopelko *et al.*, 2007) و از طرف دیگر می‌تواند بیانگر این باشد که ماگمای گرانیته‌ای از تفریق بازالت حاصل شده باشد (Frost and Frost, 2011). هم‌چنین همبستگی منفی

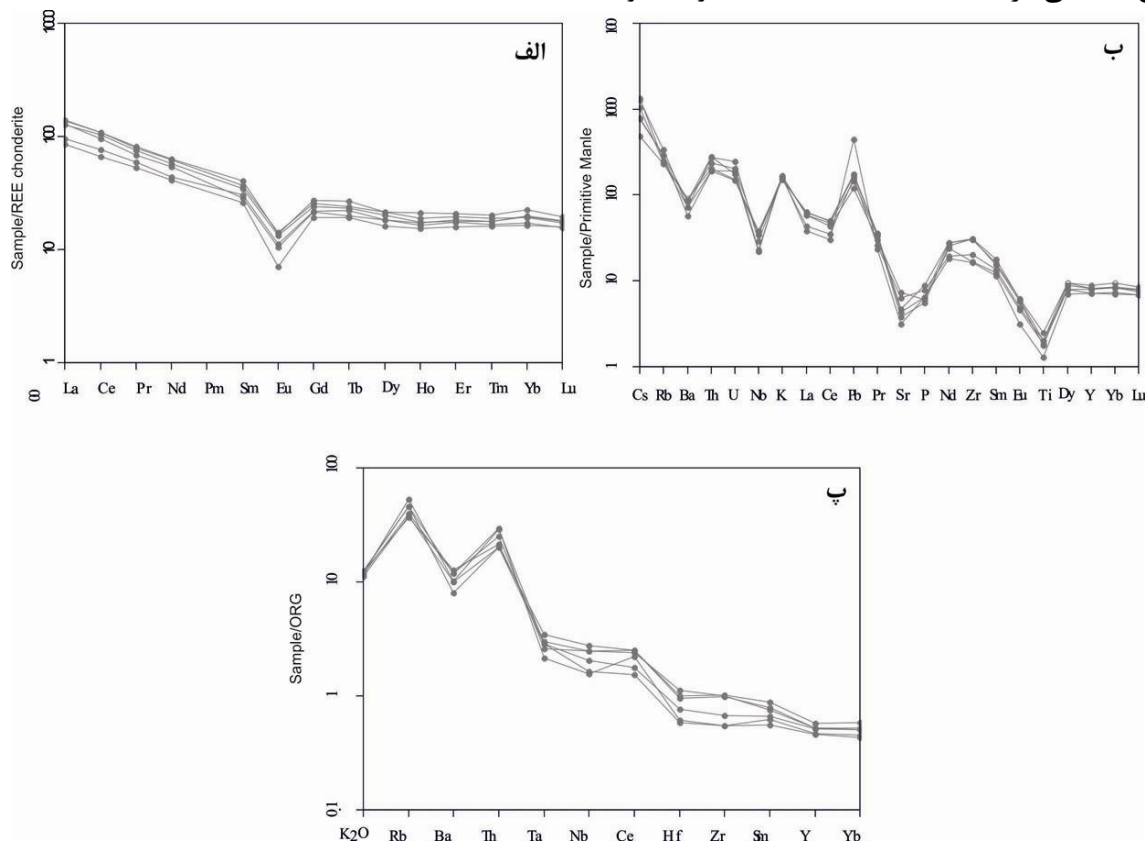


شکل ۵- نمودارهای تغییرات Eu، ASI، Al_2O_3 ، TiO_2 ، Zr، Sr، Ba و Ga در برابر سیلیس

سنگ‌های مورد مطالعه از عناصر نادر خاکی سبک و سنگین غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این غنی‌شدگی در LREE بیشتر محسوس است. میزان Eu از ۰/۵۲ تا ۱/۰۴ قسمت در میلیون و ΣREE از ۱۳۵/۹۷ تا ۲۱۴/۰۶ تغییر می‌کند. الگوی عناصر نادر خاکی به‌هنگار شده به‌کندریت برای سنگ‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که نسبت غنی‌شدگی LREEs و HREEs اندک است ($Ge_N/Yb_N = ۵/۵۶-۳/۹۵$) و آنومالی منفی Eu مشخصی نشان می‌دهند (شکل ۶- الف) ($Eu/Eu^* = ۰/۴۶-۰/۳۲$). همچنین در نمودارهای عنکبوتی به‌هنگار شده به‌مانتوی اولیه (شکل ۶- ب) (Sun and McDonough, 1989) و پشته میان اقیانوسی (شکل ۶- پ) (Pearce et al., 1984) آنومالی منفی Ti و Nb و آنومالی مثبت روبیدیم و توریم

سنگ‌های مورد مطالعه از عناصر نادر خاکی سبک و سنگین غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این غنی‌شدگی در LREE بیشتر محسوس است. میزان Eu از ۰/۵۲ تا ۱/۰۴ قسمت در میلیون و ΣREE از ۱۳۵/۹۷ تا ۲۱۴/۰۶ تغییر می‌کند. الگوی عناصر نادر خاکی به‌هنگار شده به‌کندریت برای سنگ‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که نسبت غنی‌شدگی LREEs به

LREE (مانند Ce) را نسبت به HFSE (از جمله Ta، Nb، Zr، Sm، Y و Yb) نشان می‌دهند. تهی‌شدگی از Ba، Sr، P و Ti در نمودارهای عنکبوتی به‌هنگار شده به MORB از مشخصه‌های A-type گرانیت‌هاست (Jarrar *et al.*, 2003).



شکل ۶- الف) در نمودار به‌هنگار شده به کندریت (Bonyton, 1984)، عناصر نادر خاکی سبک و سنگین، غنی‌شدگی نشان می‌دهند که نسبت غنی‌شدگی LREEs به HREEs اندک است و Eu آنومالی منفی نشان می‌دهد، ب) در نمودارهای عنکبوتی به‌هنگار شده به مانتوی اولیه (Sun and McDonough, 1989)، آنومالی منفی Ti و Nb و آنومالی مثبت روبیدیم و توریم مشاهده می‌شود و پ) در نمودار به‌هنگار شده به ORG غنی‌شدگی در LILE و LREE نسبت به HFSE مشاهده می‌شود.

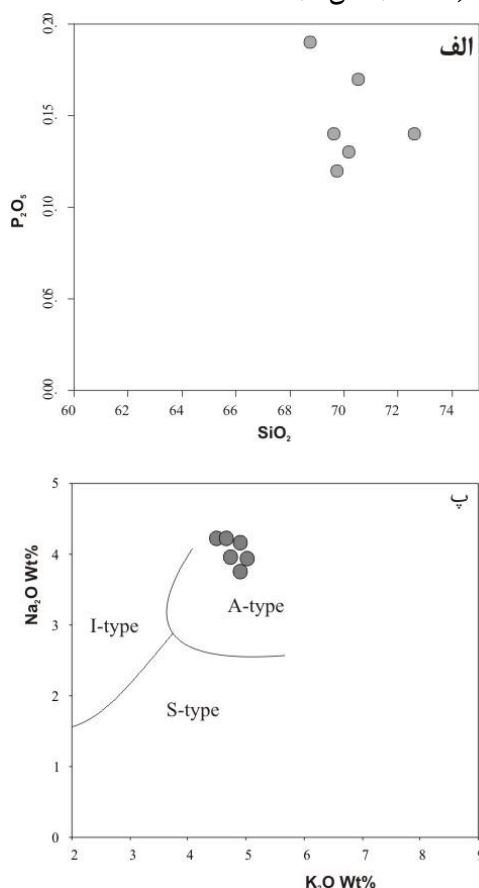
این مجموعه گرانیتی توسط برخی محققین به‌صورت گرانیت I-type در نظر گرفته شده است (ثابتی و همکاران، ۱۳۸۹)، ولی با توجه به این‌که مقدار $Zr+Nb+Y+Ce$ از ۲۸۶/۱ تا ۴۹۸/۸، نسبت $10000Ga/Al$ از ۲/۳۱ تا ۲/۵۵، FeO^*/MgO از ۳/۶ تا ۶/۴ و $(K_2O+NaO)/CaO$ از ۴/۸ تا ۹/۴۰ تغییر می‌کنند به سادگی نمی‌توانیم از نمودارهای Whalen و همکاران (۱۹۸۷) جهت تقسیم‌بندی آن‌ها به گرانیت‌های A-type و یا I-type شدیداً

مشاهده می‌شود که آنومالی منفی Ti و Nb مشخصه موقعیت کمان در تکامل ماگماست (Rollinson, 1993; Ilbeyi *et al.*, 2004; Arslan and Aslan, 2006) الگوهای به‌هنگار شده به ORG (پشته میان‌اقیانوسی) غنی‌شدگی در LILE (مانند K، Rb، Ba و Th)

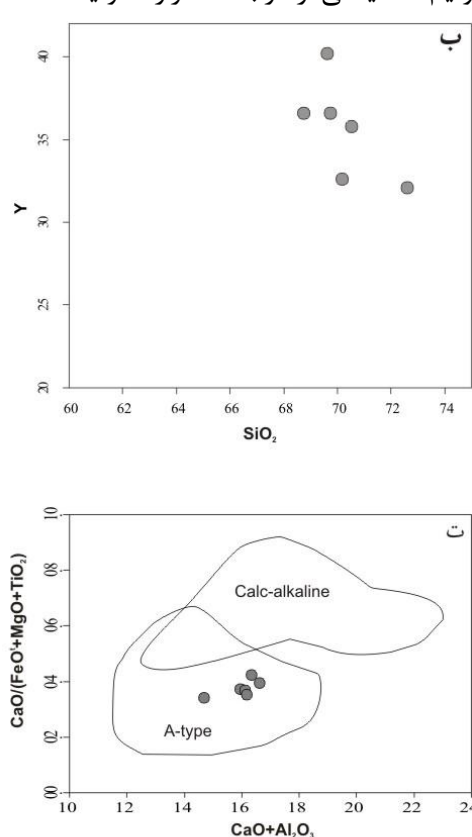
انواع پتروژنتیکی: گرانیت‌های S-type، A-type و I-type شدیداً تفریق‌یافته

با توجه به اینکه در سنگ‌های بررسی شده مقدار A/CNK کمتر از یک است و کاهش میزان P_2O_5 با افزایش سیلیس همراه است (شکل ۷- الف)، بنابراین نمی‌توان برای آن‌ها ماهیت S-type تصور نمود (Wolf and London, 1994; Yanbo and Jigwen, 2010; Peng *et al.*, 2012).

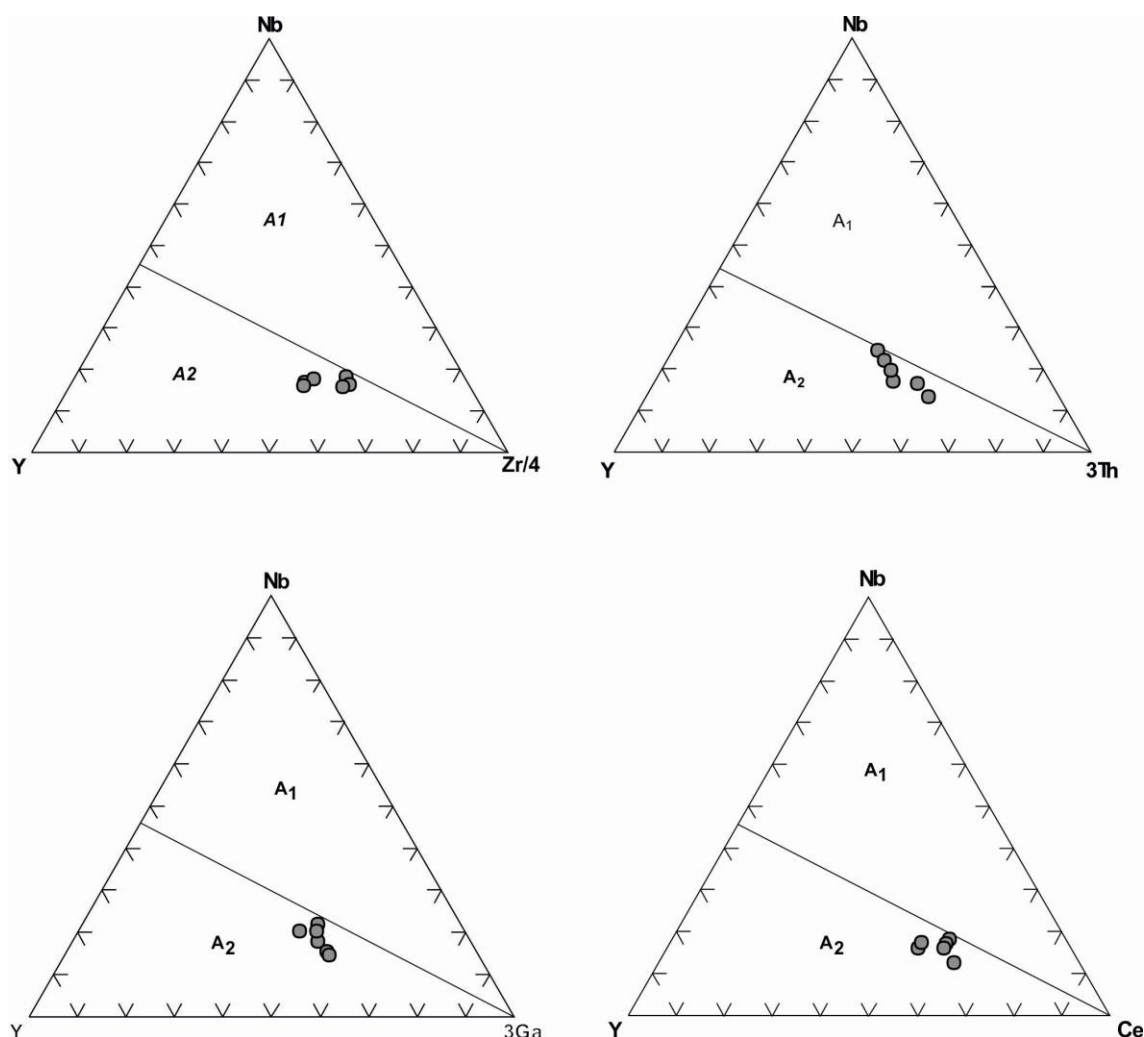
ماگماست (Watson and Harrison, 1983; King *et al.*, 2001; Miller *et al.*, 2003) درجه‌حرارت اشباع از زیرکونیم در نمونه‌های مورد مطالعه از ۷۹۹ تا ۸۴۸ درجه‌سانتی‌گراد در تغییر است (جدول ۱). این درجه‌حرارت بیشتر از درجه‌حرارت گرانیت‌های نوع I است ولی مشابه گرانیت‌های شاخص نوع A در دنیا است (Clemens *et al.*, 1986; King *et al.*, 1997, 2001; Miller *et al.*, 2003; Bonin, 2007; Zhao *et al.*, 2008). بنابراین توده گرانیتی مطالعه شده، بیشتر دارای ماهیت A-type هستند. این سنگ‌ها بر اساس نمودارهای تفکیکی مثلثی Y-Nb-(3Ga, Ce, 3Th, Zr/4) در محدوده A2 قرار می‌گیرند (Eby, 1992) (شکل ۸).



تفریق یافته استفاده نماییم. ولی میزان Y با افزایش سیلیس در گرانیتویدهای قره‌بلطاق کاهش می‌یابد (شکل ۷-ب) که در منافات با I-type بودن است (Li and Zhao, 2007) و همچنین در نمودار Na_2O بر حسب K_2O (شکل ۷-پ) و نمودار $CaO+Al_2O_3$ بر حسب $(FeO+MgO+TiO_2)$ (شکل ۷-ت) تمامی نمونه گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه طبیعت A-type نشان می‌دهند (Dall'Agnol and Oliveira, 2007; Yanbo and Jingwen, 2010). علاوه بر این، نمودارهای به‌هنگار شده با A-type گرانیت‌ها مطابقت دارند. گرانیت‌های نوع A از ماگماهای نسبتاً حرارت بالا منتج می‌شوند. درجه‌حرارت اشباع از زیرکونیم تخمینی از درجه‌حرارت اولیه



شکل ۷-الف) در این نمودار میزان P_2O_5 با افزایش سیلیس، کاهش می‌یابد، (ب) در این نمودار میزان Y با افزایش سیلیس در نمونه‌های مطالعه شده کاهش می‌یابد، (پ) سنگ‌های گرانیتی مطالعه شده در نمودار دوتایی Na_2O بر حسب K_2O ، ماهیت A-type نشان می‌دهند و (ت) در نمودار $CaO+Al_2O_3$ بر حسب $(FeO+MgO+TiO_2)$ سنگ‌های مورد نظر ماهیت A-type نشان می‌دهند.



شکل ۸- بر اساس نمودارهای تفکیکی مثلی Y-Nb-(3Ga, Ce, 3Th, Zr/4) گرانیت‌های قره‌بلطاق در محدوده A2 قرار می‌گیرند.

موقعیت تکتونیکی و پتروژنز

گرانیتوئیدهای A-type در گستره وسیعی از محیط‌های تکتونیکی کششی یافت می‌شوند، از کشش پشت کمان یا کمان قاره‌ای تا کشش بعد از برخورد و موقعیت درون صفحه‌ایی (Eby, 1992; Whalen *et al.*, 1996; Förster *et al.*, 1997; Zhang *et al.*, 2007).

Eby و همکاران (۱۹۹۲) بیان می‌کنند که گرانیتوئیدهای نوع A1 دارای نسبت‌های عنصری مشابه با بازالت‌های جزایر اقیانوسی بوده و از تفریق ماگمای منتج شده از منابعی چون ماگمای بازالتی جزایر اقیانوسی که در کافت‌های قاره‌ای یا طی ماگماتیسم درون قاره‌ای جایگیر شده‌اند، حاصل می‌شوند. این گروه،

در هنگام کافت‌شدن جایگیر می‌شوند و حاصل پلوم یا فعالیت نقاط داغ هستند، در حالی که گرانیت‌های نوع A2 دارای نسبت‌های عنصری متغیری هستند که از نسبت‌های عنصری میانگین پوسته قاره‌ای تا بازالت‌های کمان جزایری تغییر می‌کنند. در این گروه، ماگما از پوسته قاره‌ای و یا پوسته زیر رانده شده‌ای حاصل می‌شود که یک چرخه ماگماتیسم برخورد قاره-قاره یا فروانش را گذرانده است. این گروه در گستره وسیعی از محیط‌های تکتونیکی دیده می‌شوند و شامل گرانیتوئیدهای پس از برخورد و گرانیتوئیدهای بعد از کوه‌زایی (گرانیتوئیدهایی که در انتهای یک دوره طولانی از جریان حرارتی ظاهراً بالا و ماگماتیسم

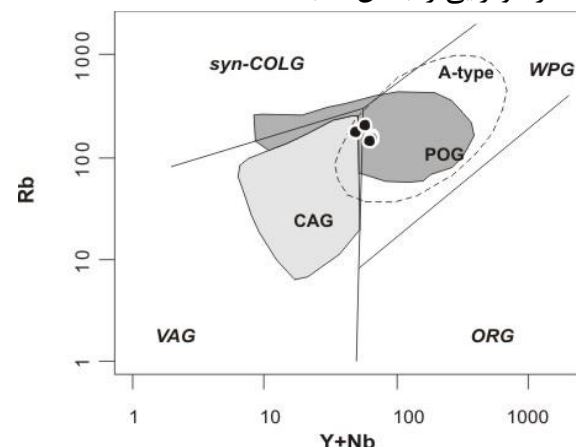
برای ارزیابی دقیق میزان اختلاط ماگمای منتج از گوشته و منتج از پوسته، نیاز به داده‌های ایزوتوپی دو عضو انتهایی اختلاط متشکلین روبیدیم- استرانسیم (Rb-Sr) و نئودیمیم- ساماریم (Nd-Sm) است که متأسفانه بنا بر پاره‌ایی ملاحظات قادر به انجام آن نبودیم، ولی با توجه به بالا بودن نسبت $Rb/Sr > 1$ در این نمونه‌های گرانیتی به نظر می‌رسد منشاء پوسته‌ای نقش بیشتری را در ایجاد این ماگما ایفا کرده است. هم‌چنین ضریب اشباع از آلومینیم در تقسیم‌بندی Frost و همکاران (۲۰۰۱) از مت‌آلومینیوس تا کمی پرآلومینیوس تغییر می‌کند که احتمالاً این ماهیت کمی پرآلومینیوس توسط هضم مذاب‌های پوسته‌ای ایجاد شده است (Dall'Agnol et al., 2012). Cullers و همکاران (۱۹۹۲) و Frost و همکاران (۱۹۹۹) معتقدند که تغییرات در گرانیت‌های تیپ A (از نظر میزان سیلیس، ضریب اشباع از آلومینیم) توسط اختلاط ناقص ماگمای بازالتی با ماگمای گرانیتی (حاصل از هضم پوسته فلسیک) هستند، به طوری که گرانیتویدهای آهن‌دار کالک‌آلکان دارای متشکله پرآلومینیوس بیشتری از گرانیتویدهای آهن‌دار آلکالی هستند. ظاهراً گرانیتویدهای کالک‌آلکان پرآلومینیوس نسبت به گرانیتویدهای آلکالی مت‌آلومینیوس، دارای مقادیر بیشتری از پوسته فلسیک هستند (Dall'Agnol et al., 2012). بنابراین به نظر می‌رسد که احتمالاً منشاء سنگ‌های گرانیتی قره بلطاق با ماهیت کالک‌آلکان مت‌آلومینیوس تا پرآلومینیوس، حاصل ذوب سنگ‌های پوسته‌ای توسط ماگمای بازالتی و اختلاط ماگمای حاصله با این ماگمای بازالتی باشند.

نتیجه‌گیری

گرانیتویدهای قره بلطاق در پهنه ساختاری سنج-سیرجان دارای کانی‌شناسی نسبتاً ساده‌ایی بوده که شامل کوارتز، آلکالی‌فلدسپات، پلاژیوکلاز، بیوتیت،

گرانیتی جایگیر می‌شوند) است (Whalen et al., 1987; Eby, 1992).

بر اساس نمودارهای تفکیکی تکتونیکی، گرانیت‌های قره بلطاق در محدوده بعد از کوه‌زایی و درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۹) که می‌توان موقعیت تکتونیکی بعد از کوه‌زایی را به آن نسبت داد.



شکل ۹- در نمودار تفکیک تکتونیکی (Pearce, 1984)، بر اساس $Y+Nb$ در برابر Rb ، نمونه‌ها در محدوده بعد از کوه‌زایی واقع شده‌اند.

تا کنون منشاء گرانیت‌های نوع A مورد شک و تردید بوده است و در دو گروه پوسته‌ای و گوشته‌ای قرار یافته‌اند. سه مدل برای ایجاد ماگمای گرانیتی نوع A می‌توان در نظر گرفت (Frost and Frost, 2011):

الف) ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای کوارتز-فلدسپاتی (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987; Creaser et al., 1991).

ب) محصول تفریق ماگمای آلکالی بازالت منتج از گوشته (Turner et al., 1992; Litvinovsky et al., 2002; Mushkin et al., 2003).

ج) ترکیبی از دو مدل بالا که ماگماهای بازالتی در حال تفریق، سنگ‌های پوسته‌ای را هضم نماید (Kerr and Fryer, 1993; Wickham et al., 1996; Mingram et al., 2000; Yang et al., 2006; Dall'Agnol, 2012).

عنکبوتی به هنجار شده به MORB، کاهش Y با افزایش سیلیس و درجه حرارت اشباع از زیرکن بالا مؤید A-type بودن گرانیتهای مورد مطالعه است. این گرانیتهای از نوع A2 هستند و در یک محیط تکتونیکی بعد از کوهزایی در حاشیه صفحه به وجود آمده‌اند. منشاء این سنگ‌ها، حاصل هضم پوسته فلسیک توسط ماگمای بازالتی و اختلاط ماگمای حاصله با ماگمای بازالتی است.

آمفیبول، اپیدوت، زیرکن، اسفن، آپاتیت، تورمالین و مگنتیت است. بافت این سنگ‌ها از گرانولار نابعد دانه چندضلعی تا اندکی interlobate تا لیپیدوگرانوبلاستیک است. از لحاظ زمین‌شیمیایی این گرانیتهای آهن تا منیزیم‌دار، متآلومینوس تا کمی پراآلومینوس و آلکالی کلسیک هستند. تبلور فلدسپات پتاسیم و پلاژیوکلاز از مذاب، نقش مهمی در تحول ماگمای این سنگ‌ها داشته است. تهی‌شدگی از P، Ba، Sr و Ti در نمودارهای

منابع

- ثابتی، م.، امامی، م. ه.، سعیدی، ع. و پورفرزی، ه. (۱۳۸۹) بررسی ژئوشیمی توده گرانیتهویدی بوبین- میان‌دشت (پهنه سنندج- سیرجان). چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران.
- قاسمی، ح. (۱۳۷۱) بررسی پتروولوژی و زمین‌شناسی سنگ‌های دگرگونی و آذرین نفوذی منطقه بوبین- میان‌دشت (جنوب‌شرقی الیگودرز). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ایران.
- قاسمی، ح.، ولی‌زاده، م. (۱۳۷۲) پتروژنز توده نفوذی گرانیتهویدی بوبین- میان‌دشت، جنوب‌شرقی الیگودرز. فصل‌نامه علوم‌زمین ۷: ۸۳-۷۴.
- محجل، م. (۱۳۷۱) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ناحیه گلیایگان. سازمان زمین‌شناسی ایران و اکتشاف معدنی کشور، تهران.
- Alirezadei, S. and Hassanzadeh, J. (2012) Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj-Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran. *Lithos* 151: 122-134.
- Arslan, M. and Aslan, Z. (2006) Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 27: 177-193.
- Barnes, C. G., Mars, E. V., Swapp, S. and Frost, C. D. (2006) Petrology and geochemistry of the Middle Jurassic Ironside Mountain batholith: evolution of potassic magmas in a primitive arc setting. In: Snoke, A. W. and Barnes, C. G. (Eds.) *Geological Studies in the Klamath Mountains Province, California and Oregon. A volume in honor of William P. Irwin* 410: 199-221.
- Bonin, B. (2007) A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*: 97: 1-29.
- Clemens, J. D., Holloway, J. R. and White, A. J. R. (1986) Origin of A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist* 71: 317-324.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1982) Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80: 189-200.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. Unwin Hyman, London.
- Creaser, R. A., Price R. C. and Wormald R. J. (1991) A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. *Geology* 19: 163-166.

- Cullers, R. L., Griffin, T., Bickford, M. E. and Anderson, J. L. (1992) Origin and chemical evolution of the 1360 Ma San Isabel batholith, Wet Mountains, Colorado: a mid-crustal granite of anorogenic affinities. *Geological Society of America Bulletin* 104: 316-328.
- Dall'Agnol, R. and de Oliveira, D. C. (2007) Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos* 93: 215-233.
- Dall'Agnol, R., Frost, C. D. and Rämö, O. T. (2012) IGCP Project 510 "A-type Granites and Related Rocks through Time": Project vita, results, and contribution to granite research. *Lithos* 151: 1-16.
- Davoudian, A. R., Hamedani A., Shabanian, N. and Mackizadeh, M. A. (2007) Petrological and geochemical constraints on the evolution of the Cheshmeh-Sefid granitoid complex of Golpayegan in the Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen* 184(2): 117-129.
- Eby, G. N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20: 641-644.
- Förster, H. J., Tischendorf, G. and Trumbull, R. B. (1997) An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos* 40(2-4): 261-293.
- Frost, B. R. and Frost, C. D. (2008) A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology* 49: 1955-1969.
- Frost, B. R., Barnes, G. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geological classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2033-2048.
- Frost, C. D. and Frost, B. R. (2011) On ferroan (A-type) granites: their compositional variability and modes of origin. *Journal of Petrology* 52: 39-53.
- Frost, C. D., Frost, B. R., Chamberlain, K. R. and Edwards, B. R. (1999) Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming: a reduced rapakivi-type anorogenic granite. *Journal of Petrology* 40: 1771-1802.
- Henderson, H. (1984) General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. In: Henderson, P. (Ed.) *Rare earth element geochemistry. Developments in Geochemistry* 2: 1-9.
- İlbeyli, N., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G., (2004) Petrogenesis of collision-related plutonics in Central Anatolia, Turkey. *Lithos* 72: 163-182.
- Jarrar, G., Stern, R. J., Saffarini, G. and Al-Zubi, H. (2003) Late- and post-orogenic Neoproterozoic intrusions of Jordan: implications for crustal growth in the northernmost segment of the East African Orogen. *Precambrian Research* 123: 295-319.
- Jung, S., Hoernes, S. and Mezger, K. (2000) Geochronology and petrogenesis of Pan-African, syn-tectonic, S-type and post-tectonic A-type granite (Namibia): products of melting of crustal sources, fractional crystallization and wall rock entrainment. *Lithos* 50: 259-287.
- Kerr, A. and Fryer, B. J. (1993) Nd isotopic evidence for crust-mantle interaction in the generation of A-type granitoid suites in Labrador, Canada. *Chemical Geology* 104: 39-60.
- King, P. L., Chappell, B. W., Allen, C. M. and White, A. J. R. (2001) Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 501-514.
- King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W. and Allen, C. M. (1997) Characterization and origin of aluminous A-type Granites from the Lachlan fold belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology* 38(3): 371-391.
- Konopelko, D., Biske, G., Seltnmann, R., Eklund, O. and Belyatsky, B. (2007) Hercynian post-collisional A-type granites of the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan. *Lithos* 97: 140-160.
- Li, S. Z. and Zhao, G. C. (2007) SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Liaoji granitoids: constraints

- on the evolution of the Paleoproterozoic Jiao-Liao-Ji belt in the Eastern Block of the North China Craton. *Precambrian Research* 158: 1-16.
- Litvinovsky, B. A., Jahn, B. M., Zandvilevich, A. N., Saunders, A. and Poulain, S. (2002) Petrogenesis of syenite-granite suites from the Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas. *Chemical Geology* 189: 105-133.
- Loiselle, M. C. and Wones, D. (1979) Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 11: 468.
- Mahmoudi, S., Masoudi, F., Corfu, F. and Mehrabi, B. (2010) Magmatic and metamorphic history of the Deh-Salm metamorphic Complex, Eastern Lut block, (Eastern Iran), from U-Pb geochronology. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)* 99: 1153-1165.
- Mansouri Esfahani, M., Khalili, M., Kochhar, N. and Gupta, L. N. (2010) A-type granite of the Hasan Robat area (NW of Isfahan, Iran) and its tectonic significance. *Journal of Asian Earth Sciences* 37: 207-218.
- Miller, C. F., McDowell, S. M. and Mapes, R. W. (2003) Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology* 31: 529-532.
- Mingram, B., Trumbull, R. B., Littman, S. and Gerstenberger, H. (2000) A petrogenetic study of anorogenic felsic magmatism in the Cretaceous Paresis ring complex, Namibia: evidence for mixing of crust and mantle-derived components. *Lithos* 54(1-2): 1-22.
- Moghazi, A. M. (2002) Petrology and geochemistry of Pan-African granitoids, Kab Amiri area, Egypt-implications for tectonomagmatic stages in the Nubian shield evolution. *Mineralogy and Petrology* 75: 41-76.
- Mushkin, A., Navon, O., Halicz, L., Hartmann, G. and Stein, M. (2003) The petrogenesis of A-type magmas from the Amram Massif, Southern Israel. *Journal of Petrology* 44(5): 815-832.
- Nironen, M., Elliott, B. A. and Rämö, O. T. (2000) 1.88-1.87 Ga post-kinematic intrusions of the Central Finland Granitoid Complex: a shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence. *Lithos* 53: 37-58.
- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J. (2005) *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- Pearce, J. A. (1984) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J. (Eds.): *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, 230-249.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Peng, M., Wu, Y., Gao, S., Zhang, H., Wang, J., Liu, X., Gong, H., Zhou, L., Hu, Z., Liu, Y. and Yuan, H. (2012) Geochemistry, zircon U-Pb age and Hf isotope compositions of Paleoproterozoic aluminous A-type granites from the Kongling terrain, Yangtze Block: Constraints on petrogenesis and geologic implications. *Gondwana Research* 22: 140-151.
- Rollinson, H. (1993) *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, London.
- Shabanian, N., Khalili, M., Davoudian, A. R. and Mohajjel, M. (2009) Petrography and geochemistry of mylonitic granite from Ghaleh-Dezh, NW Azna, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen* 185(3): 233-248.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafef, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K. and Vousoughi Abedini, M. (2010) Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 39: 668-683.

- Sun, S. S. and McDonough, W. E. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (Eds.): *Magmaism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, London 42: 313-345.
- Sylvester, P. L. (1989) Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology* 97: 261-280.
- Tatar, I. and Boztug, G. D. (2005) The syn-collisional Danaciobasi biotite leucogranite derived from the crustal thickening in central Anatolia (Kırkkale), Turkey. *Geological Journal* 40: 571-591.
- Thiele, O., Alavi, M., Assefi, R., Hushmand-Zadeh, A., Seye-Emami, K and Zahedi, M. (1968) Explanatory text of the Golpaygan Quadrangle Map 1:250000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Thuy, N. T. B. (2004) Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam. *Journal of Asian Earth Sciences* 23: 467-482.
- Tollo, R. P., Bailey, C. M., Borduas, E. A., and Aleinikoff, J. N. (2005) Mesoproterozoic geology of the Blue Ridge province in north-central Virginia: petrologic and structural perspectives on Grenvillian orogenesis and Paleozoic tectonic processes. In: Southworth, S., Burton, W. (Eds.): *Geology of the National Capital region-Field trip guidebook*, U.S. Geological Survey Circular 1264: 17-75.
- Turner, S. P., Fodcn, J. D. and Morrison, R. S. (1992) Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos* 28: 151-179.
- Vernon, R. H. (2004) *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Watson, E. B. and Harrison, T. M. (1983) Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64: 295-304.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.
- Whalen, J. B., Jenner, G. A., Longstaffe, F. J., Robert, F. and Gariépy, C. (1996) Geochemical and Isotopic (O, Nd, Pb and Sr) Constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails igneous suite, Newfoundland Appalachians. *Journal of Petrology* 37(6): 1463-1489.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Wickham, S. M., Alberts, A. D., Zanvilevich, A. N., Litvinovsky, B. A., Bindeman, I. N. and Schauble, E. A. (1996) A stable isotope study of anorogenic magmatism in east central Asia. *Journal of Petrology* 37(5): 1063-1095.
- Wolf, M. B. and London, D. (1994) Apatite dissolution into peraluminous haplogranitic melts: An experimental study of solubilities and mechanisms. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58: 4127-4145.
- Yanbo, C. and Jingwen, M. (2010) Age and geochemistry of granites in Gejiu area, Yunnan province, SW China: Constraints on their petrogenesis and tectonic setting. *Lithos* 120: 258-276.
- Yang, J. H., Wu, F. Y., Chung, S. L., Wilde, S. A. and Chu, M. F. (2006) A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence. *Lithos* 89 (1-2): 89-106.
- Zhang, H. F., Parrish, R., Zhang, L., Xu, W. C., Yuan, H. L., Gao, S. and Crowley, Q. G. (2007) A-type granite and adakitic magmatism association in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau, Implication for lithospheric delamination. *Lithos* 97: 323-335.
- Zhao, X. F., Zhou, M. F., Li, J. W. and Wu, F. Y. (2008) Association of Neoproterozoic A- and I-type granites in South China: implications for generation of A-type granites in a subduction-related environment. *Chemical Geology* 257: 1-15.

Geochemistry of Ghareh Boltagh granitoid body, Buin-Miandasht (SE of Aligudarz)

Nahid Shabanian Boroujeni ^{1*}, Alireza Davoudian Dehkordi ¹ and Fatemeh Panahdar ²

¹ Department of Rangeland and Watershed Management, Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University, Shahrekord, Iran

² Department of Geology, Islamic Azad University, Khorasgan Branch, Khorasgan, Iran

Abstract

The Ghareh Boltagh granitic pluton, as a part of the magmatic-metamorphic complex of the north of Boein Miandasht, exposed in the southeastern of Aligoodarz and located in Sanandaj-Sirjan zone. The complex consists of granite, diorite and gabbro with metabasite rocks. Mineralogically, the granitic rocks are mainly composed of major minerals of quartz, alkali feldspar, plagioclase, and minor minerals of biotite, amphibole, epidote, zircon, sphene, apatite, tourmaline, allanite and opaque. The Ghareh Boltagh granitic pluton consists of high SiO₂ (68.74-72.59 wt. %), K₂O (4.5-5.01 wt. %) and Na₂O (3.75-4.23 wt. %), and Fe₂O₃^{tot} (2.2-3.78 wt. %). It shows metaluminous to slightly peraluminous nature. On the base of chondrite-normalized REE diagram, all of the samples invariably show a relatively enrichment in LREEs rather than HREEs with negative Eu anomalies. Their primitive-mantle normalized spider diagrams display negative Ba, Sr, P and Ti anomalies. The calculated zirconium saturation temperatures range from 799 to 848 °C. The studied rocks, geochemically, belong to the A2-type granites, generated in a post-collisional tectonic setting.

Key words: Geochemistry, A2-type granite, Post-collisional, Ghareh Boltagh, Sanandaj-Sirjan zone

* nahid.shabanian@gmail.com