

ژئوشیمی و پتروژنز تونالیت منطقه ایجو، شمال غرب شهر بابک (استان کرمان)، با تأکید بر ماگماتیسزم آداکیتی

حسن میرنژاد*، داود رئیسی و فرشید حیدری
دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

چکیده

استوک پورفیری ایجو بخشی از پهنه ماگمایی ارومیه-دختر است و در ۷۲ کیلومتری شمال غرب شهرستان شهر بابک و ۱۴۷ کیلومتری شمال غرب-غرب کانسار مس سرچشمه دیده می‌شود. این استوک به صورت یک توده گرانیتوئیدی نیمه نفوذی به سن میوسن بالایی ($9/27 \pm 0/5$ میلیون سال) در سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده و باعث ایجاد کانه‌زایی و دگرسانی در منطقه شده است. سنگ‌های نفوذی منطقه ایجو مانند: تونالیت و کوارتز دیوریت از کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند تشکیل شده که در زمینه کوارتز و به مقدار ناچیزی فلدسپار پتاسیم و کانی‌های ثانویه قرار گرفته است. بافت بیشتر این سنگ‌ها پورفیری است. بررسی‌های سنگ‌نگاری و تجزیه‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های تونالیتی منطقه ایجو در گروه کالک‌آلکان و در ارتباط با ماگماتیسزم قوس حاشیه قاره‌ای قرار می‌گیرند. نسبت‌های بالای Ba/Nb (میانگین ۱۰۱) و Ba/Ta (میانگین ۱۳۲۶ ppm) و همچنین، چگونگی توزیع عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه نشانگر محیط تشکیل مرتبط با فرورانش برای سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه ایجو است. بررسی شواهد ژئوشیمیایی از جمله: مقادیر $SiO_2 < 56\%$ درصد، $Al_2O_3 < 15\%$ درصد، $MgO > 3\%$ درصد، $Na_2O < 3\%$ درصد، $Sr < 300$ ppm، $Yb > 1/8$ ppm، $Sr/Yb < 20$ ppm غنی‌شدگی بسیار زیاد LREE و غنی‌شدگی بسیار اندک HREE نشان می‌دهند؛ ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های تونالیت ایجو گرایش آداکیتی پرسیلیس دارد. نبود بی‌هنجاری منفی عناصر Ba و Eu در نمونه‌های مورد اشاره بیانگر عدم ذوب‌بخشی پوسته پایینی در تشکیل این سنگ‌ها است. بنابراین، ماگمای آداکیتی در اثر ذوب پوسته اقیانوسی فرورو در گوشته و طی مراحل انتهایی فرورانش یا پس از فرورانش به وجود آمده است. واژه‌های کلیدی: تونالیت، آداکیت پُرسیلیس، پوسته اقیانوسی فرورو، ایجو، شهر بابک، پهنه ماگمایی ارومیه-دختر

مقدمه

آن در دوره ائوسن و در محدوده زمانی بین ۵۵ تا ۳۶ میلیون سال قبل آغاز شد. در این پهنه ماگمایی که با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی به

پهنه ماگمایی ارومیه-دختر بر کمر بند کوهزایی آلپ-همیالیا منطبق است و فعالیت اصلی

* hmirnejad@khayam.ut.ac.ir

مشتمل شده از اختلاط گوشته و پوسته و ذوب بخشی سنگ‌های مافیک پوسته قاره‌ای زیرین (Atherton *et al.*, 1993؛ Kay and Kay., 2002) حاصل شده باشند. (Wang *et al.*, 2006) آداکیت‌های امروزی به طور عمده در مناطق فرورانش جایی که جریان دمایی غیر معمول وجود دارد (به طور مثال: طی فرورانش پوسته اقیانوسی جوان، ابتدای فرورانش یا فرورانش تخت) مشاهده می‌شوند (Ghasemi *et al.*, 2010). پژوهش حاضر ضمن بررسی ژئوشیمی و پتروژنز توانالیت منطقه ایجو، مکانیسم تشکیل ماگماتیسیم آداکیتی در این ناحیه را بررسی می‌کند.

زمین‌شناسی منطقه

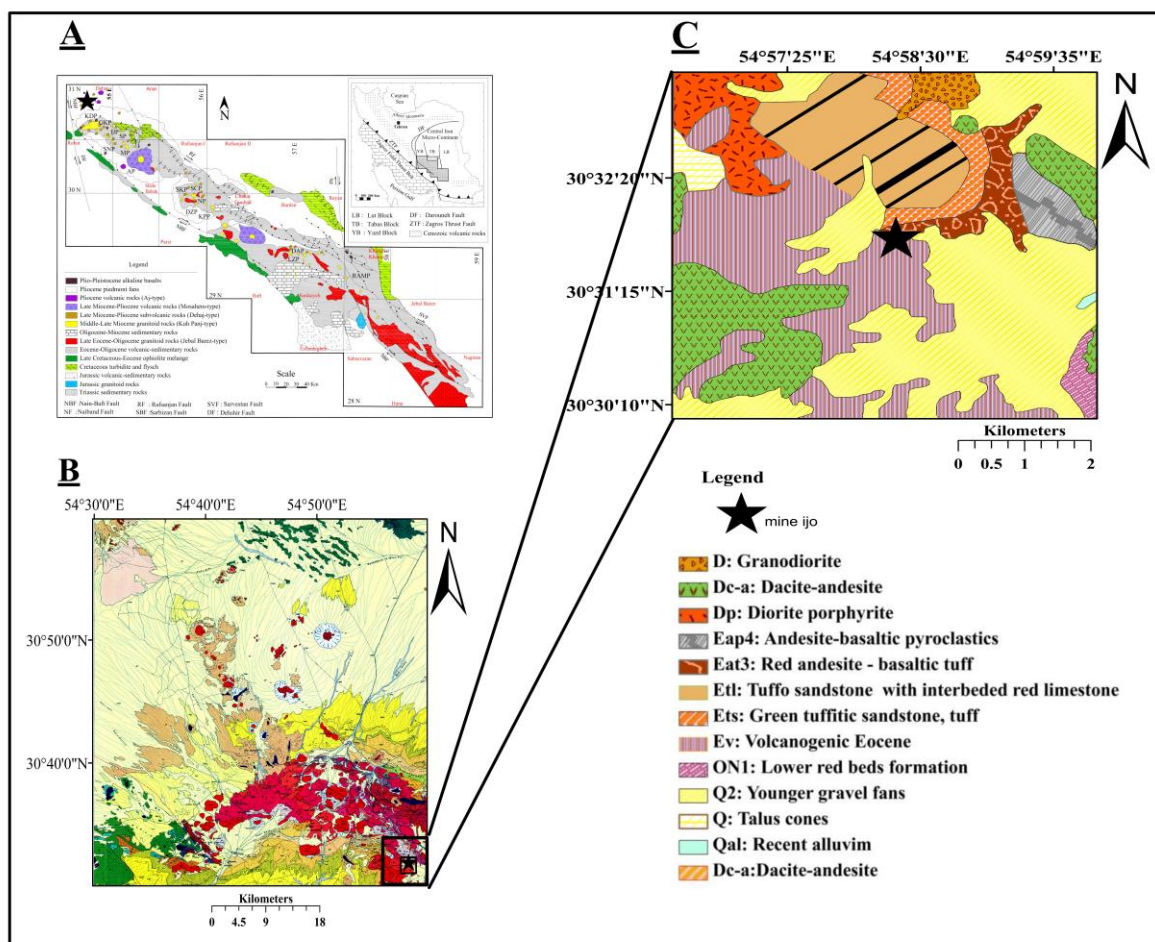
توده گرانیتوئیدی ایجو با وسعت تقریبی ۸ کیلومتر مربع در ۷۲ کیلومتری شمال شرق شهر بابک در استان کرمان قرار گرفته است و به عنوان بخشی از مجموعه ماگمایی دهج-ساردوئیه در جنوب شرقی پهنه ماگمایی ارومیه-دختر در نظر گرفته می‌شود (شکل ۱- A تا C). طول مجموعه ماگمایی دهج-ساردوئیه در استان کرمان به بیش از ۵۰۰ کیلومتر می‌رسد و عرض متوسط آن حدود ۹۰ کیلومتر است. در این پهنه، فازهای نفوذی شامل: توده‌های نیمه‌عمیق و عمیق هستند که از توانالیت، گابرو، گرانودیوریت پورفیری، دیوریت و کوارتز دیوریت پورفیری تشکیل شده و به درون توالی‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده است (Djokovic *et al.*, 1973). جایگزینی بیشتر توده‌های نفوذی پهنه ماگمایی ارومیه-دختر در محدوده زمانی الیگوسن میانی تا میوسن پایانی اتفاق افتاده است. سن استوک پورفیری ایجو میوسن پایانی (۵/۲۷±۹ میلیون سال) گزارش شده است (Mirnejad *et al.*, 2013). بخش اعظم منطقه ایجو را رسوبات آبرفتی کواترنری پوشانده

موازات پهنه زاگرس و سهندج-سیرجان با پهنای ۵۰ تا ۱۰۰ کیلومتر و طول ۱۸۰۰ کیلومتر است؛ تاکنون سنگ‌هایی با گرایش‌های متفاوت توله‌ایتی تا کالک‌آلکان (Shahabpour, 2007)، آلکان (Moradian, 1997؛ Amidi *et al.*, 1984) شوشونیتی (Aftabi and Amidi, 1977) و آداکیتی (Torabi, 2009؛ Atapour, 2000؛ Ghadami *et al.*, 2008؛ Jahangiri, 2007؛ Sherafat *et al.*, 2010؛ Omrani *et al.*, 2008) گزارش شده است. پراکنندگی زمانی ماگماتیسیم آداکیتی در پهنه ارومیه-دختر زمان‌های ائوسن (Ghorbani and Bezenjani, 2011) and Bezenjani, 2001) میوسن (Jahangiri, 2007) تا پلیو-کواترنری (Omrani *et al.*, 2008) و پلیوسن (Sherafat *et al.*, 2010) را در بر می‌گیرد.

آداکیت‌ها نخستین بار به عنوان سنگ‌های آذرین غنی از سدیم حاصل از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورو معرفی شدند (Drummond and Defant, 1990). امروزه آداکیت برای سنگ‌هایی با نسبت بالای Sr/Y و La/Yb به کار می‌رود (Moyen, 2009). به طور کلی، آداکیت‌ها می‌توانند در طول مرز ورقه‌های همگرا و به عنوان محصول ذوب پوسته اقیانوسی (Drummond and Qu *et al.*, 1990؛ Gutscher *et al.*, 2000؛ Defant, 1990؛ Martin *et al.*, 2005؛ Zhu *et al.*, 2004) در محیط‌های غیر مرتبط با فرورانش یا بعد از فرورانش (Castillo *et al.*, 1999؛ Kay and Castillo., 2002؛ Wang *et al.*, 2004؛ Kay., 2006؛ 2007؛ Gao *et al.*, 2007؛ Jahangiri., 2007؛ König *et al.*, 2007؛ Castillo, 2012) و مرتبط با تبلور تفریقی مذاب مادر بازالتی (Castillo *et al.*, 1999؛ Bourdon *et al.*, 2002؛ Grove *et al.*, 2003؛ Macpherson *et al.*, 2006) مذاب

دیده می‌شود. سنگ‌های نفوذی کوارتز دیوریت و تونالیت پورفیری به صورت استوک در بخش‌های مرکزی، شمال غربی و جنوب شرقی ناحیه توسعه یافته و امتداد شمال غرب-جنوب شرق را به نمایش می‌گذارند. کوارتز دیوریت نسبت به تونالیت گستردگی بیشتری دارد. قسمت‌هایی از توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری در منطقه ایجو تحت تأثیر دگرسانی مرتبط با کانه‌زایی مس قرار گرفته است.

است. قدیمی‌ترین سنگ‌های ناحیه، آذرآواری‌ها و آتشفشانی‌های ائوسن هستند که توده‌های پورفیری با ترکیب دیوریت، کوارتز دیوریت و تونالیت با سن الیگوسن-میوسن به داخل آنها نفوذ کرده است (شکل ۲). جوان‌ترین سنگ‌های ماگمایی که بخش محدودی را در منطقه ایجو پوشش می‌دهند داسیت-آندزیت‌هایی با سن پلیوسن-پلیستوسن هستند. دایک‌های متعددی در ارتباط با سنگ‌های ماگمایی بیان شده در منطقه



شکل ۱- (A) نقشه زمین‌شناسی پهنه ماگمایی دهج-ساردوئیه در بخش جنوب غربی پهنه ماگمایی ارومیه-دختر (Shafie *et al.*, 2009). جایگاه منطقه دهج با علامت ستاره مشخص شده است؛ (B) موقعیت منطقه ایجو در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ دهج، (C) نقشه زمین‌شناسی منطقه ایجو (Djokovic *et al.*, 1973).



شکل ۲- استوک پورفیری ایجو با رنگ روشن و امتداد تقریبی شمالی-جنوبی. ارتفاعات سمت راست (جهت شمال) آتشفشان‌های ائوسن هستند.

روش انجام پژوهش

پس از مطالعات نخستین، نمونه‌برداری از بخش‌های مختلف توده نفوذی ایجو انجام شد. از بین نمونه‌های برداشت شده، تعداد ۶۰ عدد مقطع نازک برای بررسی‌های پتروگرافی در بخش‌های مختلف محدوده ایجو مشخص شد. تجزیه عناصر اصلی و کمیاب در ۶ نمونه تونالیت، با روش‌های ICP-MS و ICP-OES در آزمایشگاه ACME در کانادا انجام شد. با توجه به دگرسانی شدید، از سنگ‌های کوارتز دیوریتی نمونه‌ای انتخاب نشد. دقت تجزیه برای عناصر اصلی حدود $\pm 1\%$ درصد و برای عناصر کمیاب، در غلظت‌های بالای ۱۰۰ ppm برابر $\pm 5\%$ درصد و در غلظت‌های کمتر از ۱۰۰، ۱۰ ppm $\pm 10\%$ درصد است.

پتروگرافی

با توجه به مطالعه مقاطع نازک و فراوانی کانی‌های تشکیل‌دهنده، گرانیتوئیدهای توده نفوذی ایجو به انواع کوارتز دیوریت و تونالیت طبقه‌بندی می‌شوند. تونالیت از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (۳۰ درصد) با بافت منطقه‌بندی، بیوتیت (۱۰ درصد) و هورنبلند (۱۰ درصد) تشکیل شده است (شکل ۳) و زمینه آن به طور عمده شامل: کوارتز و به مقدار ناچیزی اورتوکلاز و

کانی‌های ثانویه (سریسیت، کلریت و اپیدوت) است.

کانی‌های اپاک، آپاتیت و زیرکن به صورت فرعی در این نوع سنگ تشکیل شده است. کوارتز دیوریت در سطح منطقه با رخنمون روشن (به علت دگرسانی فیلیک) مشخص می‌شود. در مقطع نازک درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، ناهمسان دانه و دارای منطقه‌بندی، بیشترین درصد حجم سنگ (حدود ۹۰ درصد) را به خود اختصاص می‌دهند. در مواردی کانی بیوتیت نیز به صورت درشت‌بلور مشاهده می‌شود (شکل ۳-B). بافت غالب در این سنگ‌ها پورفیری است و کانی‌های فرعی شامل: فلدسپار پتاسیم، اپاک، آپاتیت و زیرکن هستند.

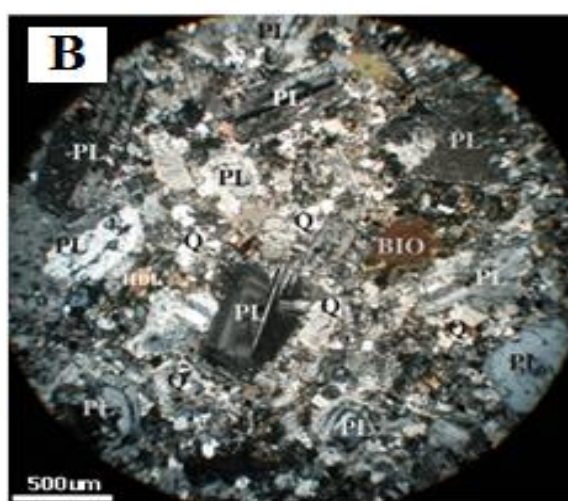
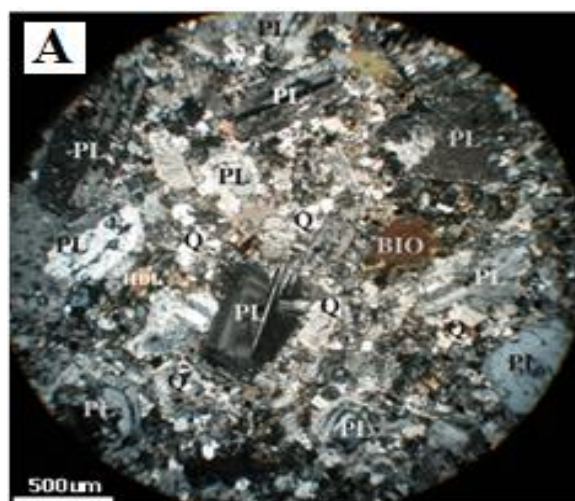
ژئوشیمی

جدول ۱ غلظت عناصر اصلی و کمیاب را در نمونه‌های مطالعه شده نشان می‌دهد. میانگین SiO_2 از ۶۳/۲۲ درصد وزنی تا ۶۶/۱۳ درصد وزنی در تغییر است. در مقایسه با سنگ‌های آداکیتی ($\text{SiO}_2 < 56\%$ درصد، $\text{Al}_2\text{O}_3 < 15\%$ درصد، $\text{MgO} > 3\%$ درصد، $\text{Na}_2\text{O} < 3\%$ درصد، $\text{Sr} < 300$ ppm، $\text{Y} > 18$ ppm، $\text{Yb} > 1/8$ ppm، $\text{Sr/Y} < 20$ ppm، $\text{La/Yb} < 20$ ppm)، می‌توان بیان داشت ماگمای

نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) استفاده می‌شود که در آن نمونه‌های منطقه ایجو در محدوده کالک‌آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۴-۴). در نمودارهای (Y+Rb) و (Y+Nb) (Pearce *et al.*, 1984) تونالیت‌های منطقه ایجو در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) واقع می‌شوند (شکل ۵-A و B).

تشکیل دهنده سنگ‌های تونالیتی منطقه ایجو گرایش آداکیتی دارد.

به منظور تعیین سری ماگمایی و با توجه به نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (Irvine and Baragar, 1971) نمونه‌های تونالیت ایجو در محدوده ساب‌آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۴-A). برای تمایز سنگ‌های کالک‌آلکان از توله‌ایتی از

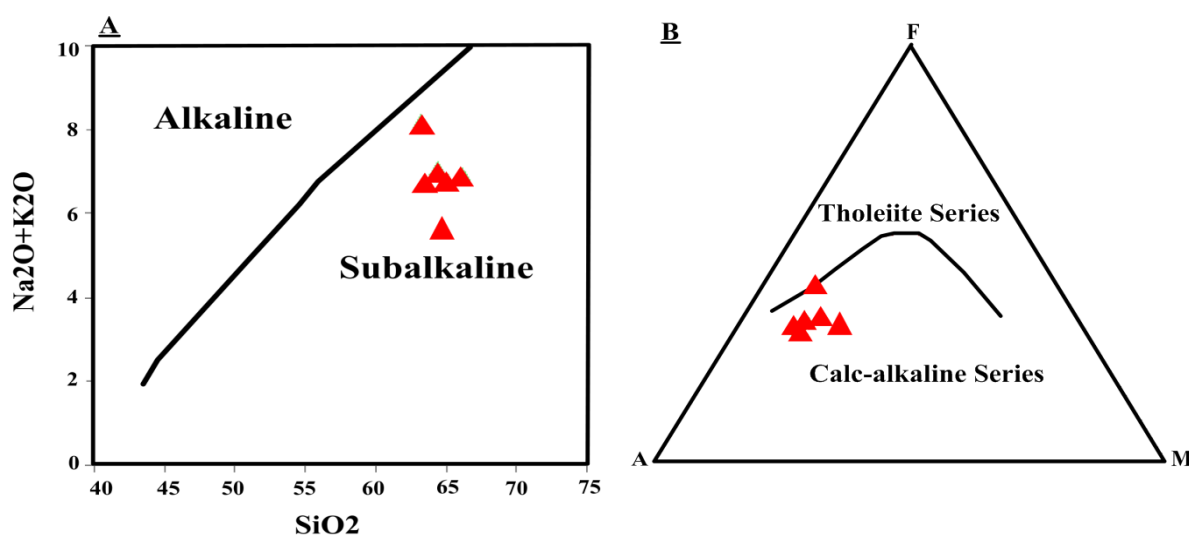


شکل ۳-A) تونالیت منطقه ایجو متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیو کلاز (PL)، بیوتیت (BIO) و هورنبلند (HBL) در زمینه‌ای ریزبلور از کوارتز، فلدسپار پتاسیم و کانی‌های ثانویه (XPL)؛ B) کوارتز دیوریت متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (PL) و بیوتیت (BIO) در زمینه‌ای از کوارتز (Q)، فلدسپار و کانی‌های ثانویه با بافت پورفیری (XPL).

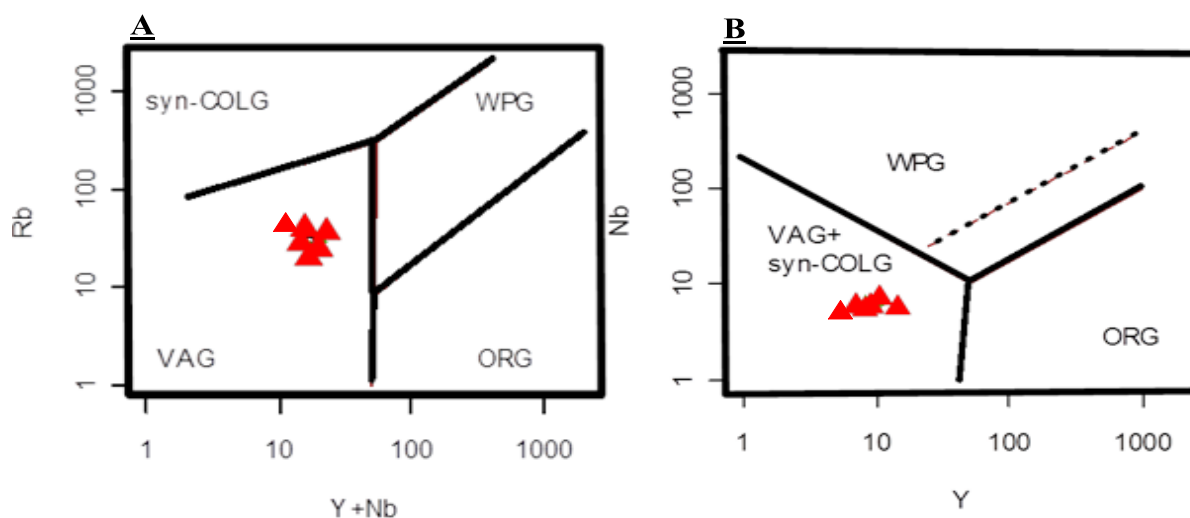
جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی تونالیت‌ها در منطقه ایجو (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب و فرعی بر حسب قسمت در میلیون گزارش شده است). نمونه‌ها از مغزه‌های حفاری شده هستند.

Sample	I-09-170.55	I-8.9-0	I-13-95.2	I-09-416.3	I-2-300	1-4-166-4
SiO ₂	63.22	64.41	63.4	65.09	66.13	64.58
TiO ₂	0.56	0.48	0.57	0.42	0.5	0.51
Al ₂ O ₃	16.03	16.81	17.37	15.97	16.49	16.54
Fe ₂ O ₃	7.09	4.41	4.5	3.7	3.83	3.97
MnO	0.06	0.02	0.06	0.04	0.02	0.05
MgO	1.81	1.65	2.06	1.48	1.63	2.19
CaO	1.29	1.95	1.88	3.81	2.24	1.71
Na ₂ O	5.28	4.77	4.84	4.67	4.66	3.59
K ₂ O	2.9	2.27	1.84	2.06	2.22	1.82
P ₂ O ₅	0.228	0.227	0.238	0.181	0.2	0.25
Cr ₂ O ₃	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002

Sample	I-09-170.55	I-8.9-0	I-13-95.2	I-09-416.3	I-2-300	1-4-166-4
						ادامه جدول ۱-..
LOI	1.2	2	2.9	2.3	1.6	4.6
K ₂ O/Na ₂ O	0.55	0.48	0.38	0.44	0.48	0.51
Total	99.67	98.00	99.66	99.72	99.52	99.81
Ba	527	579	487	610	645	495
Co	15.6	8.8	13.9	7.6	6.8	9.1
Cs	0.5	0.5	0.3	0.4	0.6	0.5
Ga	17.4	18.9	18.6	18	17.8	16.9
Hf	3.5	3.2	2.8	3.1	3.1	3.2
Nb	6.5	5.7	6.1	5.5	6.2	6.1
Rb	40.4	31.4	29	25.8	29.6	44.5
Sr	669.8	740.4	788	812.7	835.7	751.3
Ta	0.4	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4
Th	6.3	5.8	6	6.2	6.6	5
U	1.5	1.5	1.7	1.6	1.6	1.7
V	102	80	90	67	89	83
Zr	127.6	125.5	101.1	111.8	120.8	123
Y	9.8	15	9.5	8	8.3	6.8
La	23.3	25	23	22.5	21.6	18.8
Ce	43.2	46	42.1	40	39.4	37.5
Pr	5.1	5.44	4.98	4.64	4.67	4.55
Nd	19	20.2	17.7	16.7	17.6	17.6
Sm	3.26	3.35	3.12	2.78	3.05	3.17
Eu	1.03	0.98	0.93	0.81	0.9	0.9
Gd	2.63	2.98	2.57	2.19	2.59	2.45
Tb	0.36	0.41	0.35	0.28	0.34	0.32
Dy	1.81	2.18	1.8	1.49	1.67	1.44
Ho	0.34	0.41	0.34	0.28	0.33	0.27
Er	0.86	1.1	0.87	0.72	0.88	0.73
Tm	0.14	0.16	0.14	0.11	0.12	0.1
Yb	0.84	0.94	0.85	0.71	0.75	0.66
Lu	0.12	0.15	0.12	0.11	0.13	0.11
Mo	9.2	1.1	13.6	3.4	6.3	3.8
Cu	784	6540	697	795	1878	424
Pb	3	6.5	5.7	1.5	1.8	9.9
Zn	130	136	202	30	33	87
Ni	25.1	20.5	28	15.9	12.8	14.4
Sc	8	7	8	6	7	6
Sr/Y	68.35	49.36	82.95	101.59	100.69	110.49
Th/Ce	0.15	0.13	0.14	0.16	0.17	0.13
La/Sm	7.15	7.46	7.37	8.09	7.08	5.93
Sm/Yb	3.88	3.56	3.67	3.92	4.07	4.80



شکل ۴- A) نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Irvine and Baragar, 1971) نمونه‌های تونالیت ایجو در ناحیه ساب‌آلکان واقع می‌شوند؛ B) در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکان واقع می‌شوند.

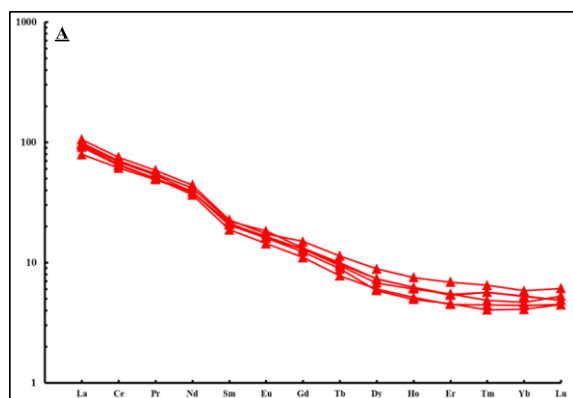


شکل ۵- A و B) نمودارهای $\text{Nb}-\text{Y}$ و $\text{Rb}-(\text{Y}+\text{Nb})$ (Pearce *et al.*, 1984) که سنگ‌های تونالیتی منطقه ایجو در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) واقع می‌شوند. علایم اختصاری شامل: گرانیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های همزمان با برخورد (Syn-COLG) است.

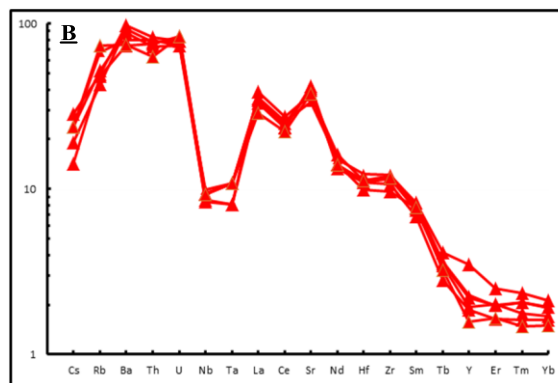
بارزی را در مقایسه با عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) نشان می‌دهند. همچنین، عناصر K، Rb و Sr و Th ناهنجاری مثبت و عناصر Nb و Ta و تا حدودی P و Ti ناهنجاری منفی نشان می‌دهند. از طرفی، شیب منفی نشانگر غنی‌شدگی انتخابی عناصر درشت یون لیتوسفر (LILE) نسبت به عناصر شدت میدان بالا (HFSE) است.

الگوی عناصر نادر خاکی (REE) بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989) و عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای تونالیت‌های منطقه ایجو در شکل ۶-A و B نمایش داده شده است. در نمونه‌های مورد نظر، عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی

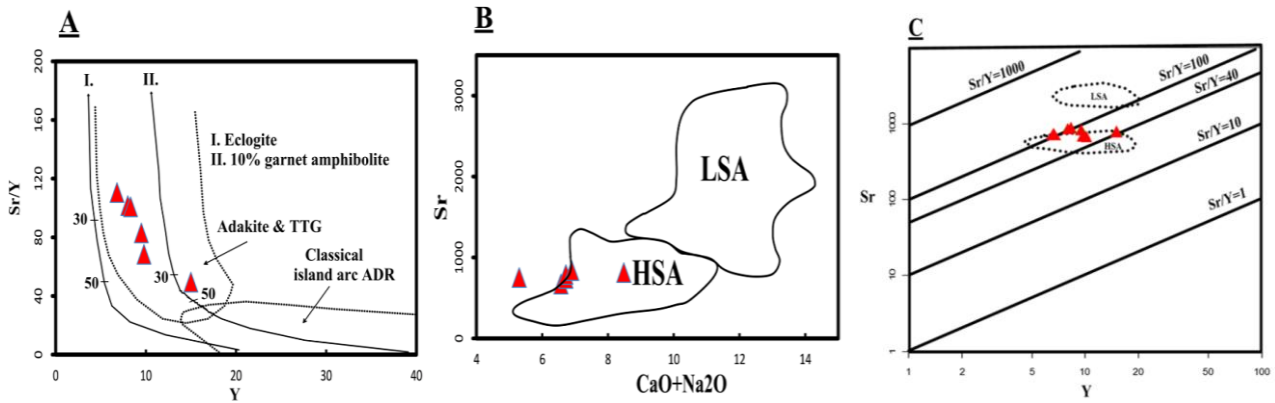
ماگماهای آداکیتی از نمودارهایی مانند: SiO_2 در برابر Ni (Huang *et al.*, 2009) و Th در برابر Th/Ce (Zhu *et al.*, 2008) استفاده می‌شود. در نمودار SiO_2 در برابر Ni (Huang *et al.*, 2009) تونالیت‌های ایجو از لحاظ منشأ در محدوده هم‌پوشانی آداکیت‌های مشتق شده از ذوب پوسته اقیانوسی فرورو و انواع منشأ گرفته از قطعه‌قطعه‌شدگی پوسته زیرین واقع می‌گردند (شکل ۸-۸). در نمودار Th در برابر Th/Ce (Zhu *et al.*, 2008) که در آن محدوده‌های آداکیت‌های مشتق شده از صفحه فرورو، آداکیت بعد از برخورد و آداکیت‌های در ارتباط با پوسته از یکدیگر تفکیک شده است، سنگ‌های مورد بررسی در ناحیه آداکیت‌های مشتق شده از صفحه فرورو و انواع پس از برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۸-۸). در نمودارهای SiO_2 در مقابل MgO (Wang *et al.*, 2006) و Sm/Yb در برابر La/Sm (Kay *et al.*, 1991) سنگ منشأ احتمالی در تعادل با سنگ‌های آداکیتی موجود در منطقه ایجو در ناحیه گوشته آمفیبول گارنت‌دار واقع می‌شود (شکل ۸-۸ و D). همچنین، موقعیت نمونه‌ها در نمودار $(\text{La}/\text{Yb})_N$ در مقابل $(\text{Yb})_N$ نیز منشأ گوشته‌ای آمفیبول گارنت‌دار را برای آداکیت‌های منطقه ایجو تأیید می‌کند (شکل ۹).



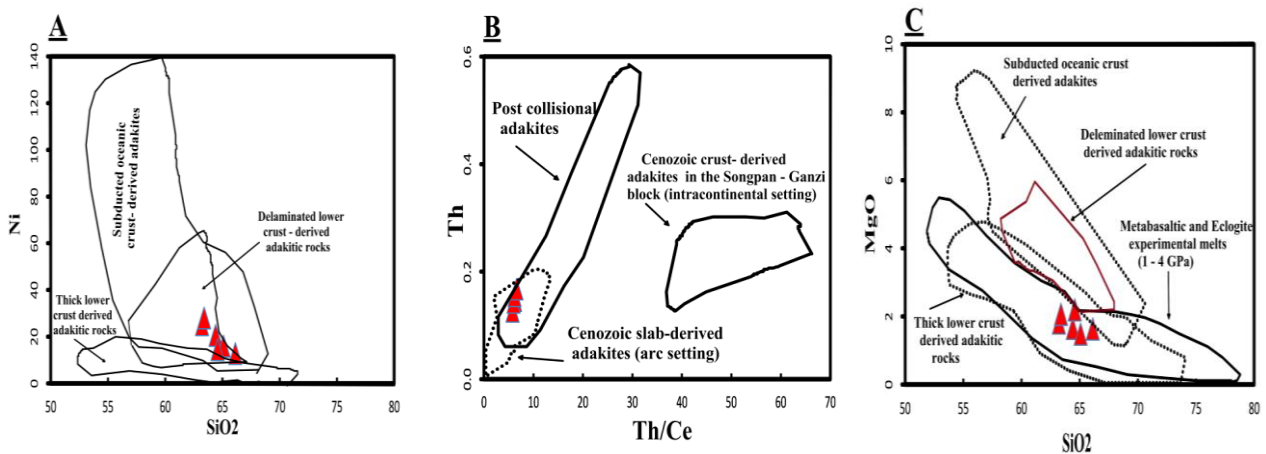
به طور کلی، در شکل ۶-۸، عناصر LILE، Rb، Th، U و ناهنجاری مثبت و عناصر HFSE همچون Nb و Ta ناهنجاری منفی را به نمایش می‌گذارند. با توجه به آن که تونالیت‌های منطقه ایجو از لحاظ ژئوشیمیایی با در نظر گرفتن ویژگی‌های تعریف شده برای سنگ‌های آداکیتی توسط Moyen (۲۰۰۹) و Castillo (۲۰۱۲) واجد ماهیت آداکیتی هستند؛ بنابراین، به منظور بررسی بهتر این مهم، از نمودارهای تمایزی سنگ‌های آداکیتی استفاده شده است. در نمودارهای Sr/Y در مقابل Y (Drummond and Defant, 1990) که به منظور شناسایی ماگماهایی با گرایش آداکیتی مورد استفاده قرار می‌گیرند، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده آداکیتی واقع می‌شوند (شکل ۷-۸). یک بحث مهم در ارتباط با آداکیت‌ها، ترکیب آنها از لحاظ مقادیر SiO_2 است (Martin *et al.*, 2005). به منظور تعیین نوع آداکیت‌های منطقه ایجو از نظر میزان سیلیس از نمودار Sr در برابر $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$ (Martin *et al.*, 2005) استفاده شده و نمونه‌های مورد اشاره در محدوده آداکیت‌های پرسیلیس واقع می‌شوند (شکل ۷-۸). در نمودار Y در برابر Sr (Moyen, 2009) نیز این سنگ‌ها در ناحیه پرسیلیس قرار می‌گیرند (شکل ۷-۸). در راستای تعیین منشأ



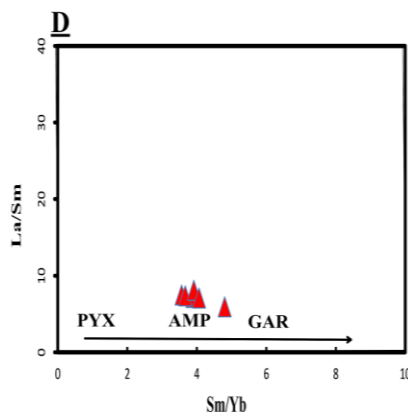
شکل ۶-۸) الگوی عناصر نادر خاکی سنگ‌های تونالیتی منطقه ایجو بهنجار شده نسبت به کندریت؛ (A) الگوی عناصر کمیاب سنگ‌های تونالیتی منطقه ایجو بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).



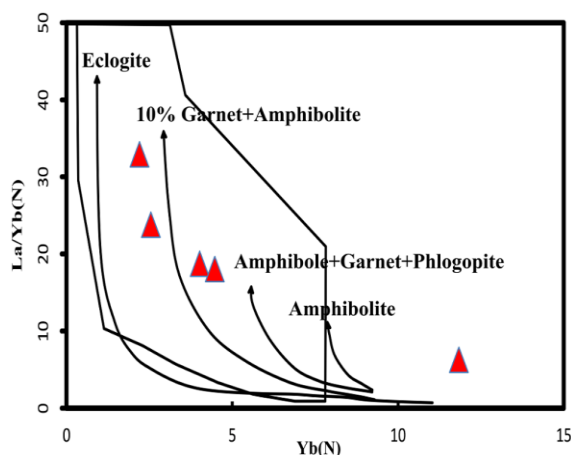
شکل ۷- A) نمودار Sr/Y در برابر Sr برای (Drummond and Defant, 1990) و اثبات ماهیت آداکیتی سنگ‌های شمال غرب شهر بابک؛ B) نمودار SiO₂ در برابر MgO برای تمایز انواع آداکیت‌ها از (Martin *et al.*, 2005) و قرارگیری سنگ‌های شمال غرب شهر بابک در میدان آداکیت‌های پر سیلیس؛ C) نمودار Y برابر Sr (Moyen, 2009) به منظور تعیین نوع آداکیت‌ها (LSA و HSA به ترتیب عبارتند از: Low SiO₂ Adakites و High SiO₂ Adakites).



شکل ۸- موقعیت نمونه‌های آداکیتی شمال غرب شهر بابک روی نمودارهای تعیین ماهیت منبع: A) نمودار Ni در برابر SiO₂ (Huang *et al.*, 2009) که سنگ‌های آداکیتی ایجو در محدوده همپوشانی آداکیت‌های تشکیل شده از ذوب پوسته اقیانوسی فرورو و مشتق شده از قطعه قطعه شدن پوسته زیرین واقع می‌شود؛ B) نمودار Th در برابر Th/Ce (Zhu *et al.*, 2008) که سنگ‌های مورد بررسی در ناحیه آداکیت‌های مشتق شده از صفحه فرورو و در ارتباط با انواع پس از برخورد قرار می‌گیرند؛ C) نمودار MgO در برابر SiO₂ (Wang *et al.*, 2006)؛ D) نمودار La/Sm در برابر La/Sm (Kay and Mpodozis, 1991) که سنگ منشأ احتمالی در تعادل با سنگ‌های آداکیتی موجود در منطقه ایجو در ناحیه گوشته آمفیبول‌دار واقع می‌شود. (Pb=PYX، AMP=آمفیبول، GAR=گارت)



شکل ۹- موقعیت نمونه‌های آداکیتی شمال غرب شهر بابک روی نمودار تعیین ماهیت منبع بر اساس $(La/Yb)_N$ در برابر $(Yb)_N$ (Martin, 1999).



بحث

فلسیک با گوشته باشد (Whattam *et al.*, 2012). در نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه، HREE آداکیت‌های مورد بررسی از یک الگوی تا حدی تقعر دار برخوردار هستند که می‌تواند به حضور آمفیبول در منشأ نسبت داده شود. غنی‌شدگی از عناصر LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE، بی‌هنجاری منفی از عناصر Ta و Nb در نمودار توزیع عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و نسبت‌های بالای Ba/Nb (با میانگین ۱۰۱ ppm) و Ba/Ta (با میانگین ۱۳۲۶ ppm) که از ویژگی‌های یک سیستم مرتبط با فرورانش است؛ در تونالیت‌های منطقه ایجو نمایان است. وجود ناهنجاری منفی Ta در نمودارها به محیط‌های وابسته به فرورانش نسبت داده می‌شود. در صورتی که ناهنجاری مثبت Th و U بیشتر نشان‌دهنده افزوده شدن رسوبات پلاژیک یا پوسته اقیانوسی دگرسان شده به منبع ذوب‌شدگی است (Fan *et al.*, 2003). بالا بودن نسبت La/Ta (میانگین ۶۵/۶۱ ppm) در این ناحیه از ویژگی‌های ماگماهای وابسته به کمان است (Trumbull *et al.*, 1999). از طرفی، با توجه به مقادیر بالای Sr احتمال مشتق شدن مستقیم ماگمای مولد سنگ‌های منطقه از پوسته زیرین به طور اندک

با توجه به شواهد ژئوشیمیایی ارائه شده، سنگ‌های تونالیتی ایجو به طور بارز دارای ماهیت آداکیتی بوده و در گروه آداکیت‌های پرسیلیس ($SiO_2 > 56\%$) طبقه‌بندی می‌شود. ماگماهای آداکیتی پرسیلیس بر اثر ذوب بخشی متبازالت‌ها در گستره پایداری گارنت و آمفیبول حاصل می‌شوند. در صورتی که انواع کم سیلیس به عنوان محصول ذوب گوه گوشته‌ای پریدوتیتی که ترکیب آن طی واکنش با مذاب فلسیک تغییر یافته به وجود می‌آیند (Martin *et al.*, 2005). از طرف دیگر، میانگین نسبت K_2O/Na_2O در سنگ‌های تونالیتی ایجو ۰/۴۶ است که از آداکیت‌های قاره‌ای کمتر است. همچنین، نبود بی‌هنجاری منفی در عناصر Sr، P، Eu، Ba، و P، Sr در نمونه‌های منطقه ایجو بیانگر عدم ذوب بخشی پوسته پایینی است (Piper and Chappell and White, 1992). در نمودارهای ترسیم شده نسبت Sr/Y برای تونالیت‌های منطقه ایجو بین ۴۰ تا ۱۰۰ برابر است. چنین ویژگی‌هایی ممکن است نشانگر فرآیندهایی مانند: ذوب یک منشأ دارای نسبت بالای Sr/Y، ذوب در اعماق همراه با فراوانی گارنت باقی‌مانده و تفریق بلوری یا تداخل مذاب

با روراندگی زاگرس، شکل این سیستم فرورانش را مشخص می‌سازد. غنی‌شدگی از عناصر LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE، بی‌هنجاری منفی از عناصر Nb و Ta و نسبت‌های بالای Ba/Nb (با میانگین ۱۰۱ ppm) و Ba/Ta (با میانگین ۱۳۲۶ ppm) در نمونه‌ها از ویژگی‌های یک سیستم مرتبط با فرورانش است. سنگ‌های تونالیتی ایجو دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها هستند که می‌تواند به منظور تعیین منشأ ماگمای استوک شمال غرب شهر بابک به کار برده شود. با توجه به میزان SiO_2 بیشتر از ۵۶ درصد وزنی، این سنگ‌ها در نوع ماگماهای آداکیتی پرسیلیس طبقه‌بندی می‌شوند. منشأ چنین ماگمای آداکیتی از ذوب صفحه فرورو یا قطعات فرورانده آن در گوشته، هنگام فرورانش یا پس از فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای، در شرایط فشار آمفیبول-گارنت حاصل شده است. در مجموع می‌توان بیان داشت که این آداکیت‌ها در یک محیط وابسته به فرورانش، در اثر ذوب پوسته اقیانوسی فرورو یا قطعات فرورانده شده آن در گوشته زیر قاره شکل گرفته است.

سپاسگزاری

نگارندگان از مسؤولان شرکت ملی صنایع مس ایران آقایان مهندس تقی‌نژاد، حیدری و کارگر به خاطر حمایت مالی و فراهم آوردن امکانات برای نمونه‌برداری تشکر و قدردانی می‌نمایند.

وجود دارد. محتوای Y سنگ‌های آداکیتی ایجو بسیار اندک (میانگین ۱۰/۱۲ ppm) است. به طور کلی، Y به عنوان یک عنصر ناسازگار شبیه HREE عمل می‌کند و به راحتی در گارنت و آمفیبول و اندکی نیز در پیروکسن قرار می‌گیرد که با فرض یک منشأ آمفیبول‌دار برای آداکیت‌های ایجو، علت پایین بودن مقدار آن توجیه پذیر است. مطالب بیان شده همگی بر تشکیل آداکیت‌های منطقه ایجو تحت اثر فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس دلالت دارد. آیا آداکیت‌های ایجو به طور مستقیم از ذوب پوسته فرورو حاصل شده است یا ناشی از ذوب قطعات فرورانده شده پوسته فرورو در گوشته هستند؟ بیان این مهم ضروری است.

نتیجه‌گیری

سنگ‌های تونالیتی منطقه ایجو به عنوان بخشی از ماگماتیسیم گسترده دوره زمانی سنوزوئیک در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر قلمداد می‌شود. بررسی شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی، قرارگیری این سنگ‌ها در گروه گرانیتوئیدهای کالک‌آلکال را نشان می‌دهد که در ارتباط با قوس حاشیه قاره‌ای تشکیل شده است. فعالیت ماگمایی در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر ممکن است در ارتباط با فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس باشد که وجود شواهدی مانند: وقوع یک مرحله تکتونیک فشاری قوی در کرتاسه فوقانی و همچنین، موازی بودن پهنه ماگمایی ارومیه-دختر

منابع

- Aftabi, A. and Atapour, H. (2000) Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran. *Episodes* 23:119-125.
- Amidi, S. M. (1977) Étude géologique de la région de Natanz-Surk (Iran, Cen-tral), Stratigraphie et petrologie. Geological survey of Iran, Tehran.
- Amidi, S. M., Emami, M. H. and Michel, R. (1984) Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Iran and its geodynamic situation. *Geologische Rundschau* 73: 917-932.

- Atherton M. P. and Petfoed N. (1993) Genertion of sodium-rich magmas fram newly underplated basaltic crust. *Nature* 362: 144-146.
- Bourdon, E., Eissen, J. P., Monzier, M., Robin, C. and Martin, H. (2002) Adakite-like lavas from Antisana volcano (Ecuador): evidence from slab melt metasomatism beneath the Andean Northern volcanic zone. *Journal of Petrology* 43: 99-217.
- Castillo, P. R. (2006) An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin* 51: 257-268.
- Castillo, P. R. (2012) Adakite petrogenesis. *Lithos* 135: 304-316.
- Castillo, P. R., Janney, P. E. and Solidum, R. (1999) Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights into the source of adakite and other lavas in a complex arc tectonic setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 33-51.
- Chappell, B. W. and White A. J. R. (1992) I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences* 83:1-26.
- Djokovic, I., Cvetic, S. and Dimitrijevic, M. D. (1973) Gaological Map of Dehaj 1:100000, No. 6951, Geological Survy of Iran, Tehran.
- Drummond, M. S. and Defant, M. J. (1990) A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research* 95: 21503-21521.
- Gao, Y., Hou, Z., Kamber, B. S., Wei, R., Meng, X. and Zhao, R. (2007) Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 153: 105-120.
- Ghadami, G., Shahre Babaki, A. M. and Mortazavi, M. (2008) Post-Collisional Plio-Pleistocene Adakitic Volcanism in Central Iranian Volcanic Belt: Geochemical and Geodynamic Implications. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 19: 223-235.
- Ghasemi, H., Sadeghian Khanalizadeh, A. and Tanha, A. (2010) Petrography, geochemistry and radiometric age of high silic adacitic domes. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 18: 347-368 (in Persian).
- Ghorbani, M. R. and Bezenjani, R. (2011) Slab partial melts from the metasomatizing agent to adakite, Tafresh Eocene volcanic rocks, Iran. *Island Arc* 20:188-202.
- Grove, M., C. E. Jacobson, A. P. Barthand A. Vucic. A. (2003) Temporal and spatial trends of late Cretaceous-early Tertiary underplating of Pelona and related schist beneath southern California and southwestern Arizona 374(14): 381-406.
- Gutscher, M. A., Maury, F., Eissen, J. P. and Bourdon, E. (2000) Can slab melting be caused by flat subduction. *Geology* 28: 535-538.
- Huang F., Lundstrom C. C., Ianno A. J., Boudreau A. E., Li J., Ferre´ E. C., Marshak S. and DeFrates J. (2009) Thermal migration in wet andesite: experiments and models suggesting a new mechanism of magma differentiation. *Geochimca et Cosmochimca Acta* 73; 729-749.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8:523-484.
- Jahangiri, A. (2007) Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications. *Asian Journal of Earth Sciences* 30: 433-447.
- Kay, R. W. and Kay, S. M. (2002) Andean adakites: three ways to make them. *Acta Petrologica Sinica* 18:303-311.

- Kay, S. M., Mpodozis, C., Ramos, V. A. and Munizaga, F. (1991) Magma source variations from mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33°S). *Geological Society of America Special Paper* 265:113-137.
- König, S., Schuth, S., Munker, C. and Qopoto, C. (2007) The role of slab melting in the petrogenesis of high Mg andesites: evidence from Simbo volcano, Solomon Islands. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153:85-103.
- Macpherson, C. G., Dreher, S. T. and Thirlwall, M. F. (2006) Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters* 243: 581-593.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R. P., Moyen, J. F. and Champion, D. C. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79: 1-24.
- McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C. and Wernicke, B. P. (2003) Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters* 30(20): 1-6.
- Mirnejad, H., Mathur, R., Hssanzadeh, J., Shafie, B. and Nourali, S. (2013) Linking Cu Mineralization to host porphyry emplacement: Re-Os ages of molybdenites versus U-Pb ages of zircons and sulfur isotope compositions of pyrite and chalcopyrite from the Iju and Sarkuh porphyry deposits in, southeast Iran. *Economic Geology* 108: 861-870.
- Moradian, A. (1997) Geochemistry, geochronology and petrography of feldspathoid-bearing rocks in the Urumiyeh-Dokhtar volcanic belt, Iran. PhD thesis, University of Wollongong, New South Wales, Australia.
- Moyen J. F. (2009) High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the adakite signature. *Lithos* 112: 556-574.
- Omran, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L. (2008) Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106: 380-398.
- 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.
- Piper, G., Piper D. J. W. and Matarangas D. (2002) Regional implications of geochemistry and style of emplacement of Miocene I-type diorite and granite, Delos, Cyclades, Greece. *Lithos* 60: 47-66.
- Qu, X., Hou, Z. and Li, Y. (2004) Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibetan Plateau. *Lithos* 74: 131-148.
- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J. (2009) Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu-mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita* 44: 265-283.
- Shahabpour, J. (2007) Island-arc affinity of the Central Iranian volcanic belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 652-665.
- Sherafat, S., Khodami, M. and Mohammadi, F. (2010) Geochemistry of adakitic volcanism in Central Iran. In: *International Applied Geological Congress*, Department of Geology, Islamic Azad University-Mashad Branch, Iran.

- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publications 42: 313-345. Geological Society, London.
- Torabi, Gh. (2009) Subduction-related Eocene shoshonites from the Cenozoic Urumieh-Dokhtar magmatic arc (Qaleh-Khargooshi area, western Yazd province, Iran). *Turkish Journal of Earth Sciences* 18: 583-613.
- Trumbull, R. B., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Busch, Werstenberger, H. and Siebel, W. (1999) Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesite by crustal melt in the Chilean Andes. (25-26s) and its geodynamic implication. *Journal of South America Earth Science* 12: 135-155.
- Wang, X. C., Liu, Y. S. and Liu, X. M. (2006) Petrogenesis of Adakitic Porphyries in an Extensional Tectonic Setting, Dexing, South China: Implications for the Genesis of Porphyry Copper Mineralization. *Journal of Petrology* 47: 119-144.
- Wang, Z., Wilde, S. A., Wang, K. and Yu, L. (2004) A MORB- arc basalt-adakite association in the 2.5 Ga Wutai greenstone belt: late Archean magmatism and crustal growth in the north China craton. *Precambrian Research* 131: 323-343.
- Whattam, S. A., Montes, C., McFadden R. R., Cardona, A., Ramirez, D. and Valencia, V. (2010) Age and origin of earliest adakitic-like magmatism in Panama: Implications for the tectonic evolution of the Panamanian magmatic arc system. *Lithos* 142: 226-244.
- Zhu, D. C., Pan, G. T., Wang, L. Q., Mo, X. X., Zhao, Z. D., Zhou, C. Y., Liao, Z. L., Dong, G. C. and Yuan, S. H. (2008) Spatial and temporal variations of Mesozoic magmatic rocks in the Gangdese belt, Tibet and discussions on geodynamic setting-related issues involved in their generation. *Geological Bulletin of China* 27: 1460-1479.

Geochemistry and petrogenesis of tonalite from Iju area, northwest of Shahr-e Babak (Kerman province), with emphasis on adakitic magmatism

Hassan Mirnejad *, Davoud Raeisi and Farshid Heidari

School of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

Abstract

The Iju porphyry stock as a part of the Urumieh-Dokhtar magmatic belt is situated 72 km northwest of Shahr-e Babak city and 147 km west-northwest of Sarcheshmeh porphyry copper deposit. The stock, intruded as a hyababysal Miocene granitoid (9.25 ± 0.5 Ma) the Eocene volcanic-volcanoclastic rocks and induced mineralization and alteration in the region. The existing phenocrysts in the Iju intrusive rocks including tonalite and quartz diorite with plagioclase, alkali feldspar, biotite and hornblende, which reside in a groundmass consisting of quartz and minor potassium feldspar and secondary minerals. The dominant texture in the rocks is porphyry. Based on petrography and geochemical analyses, the tonalitic rocks in the Iju region are classified as calc-alkaline and arc-related continental margin magmatism. High ratios of Ba/Nb (average 101 ppm) and Ba/Ta (average 1326 ppm) as well as the distribution of mantle-normalized trace elements (enrichment in LREE and LILE relative to HREE and HFSE, negative anomalies in Nb and Ta) indicate formation of the Iju granitoid is related to subduction. Evaluation of geochemical evidence including the amounts of $\text{SiO}_2 > 56\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$, $\text{MgO} < 3\%$, $\text{Na}_2\text{O} > 3\%$, $\text{Sr} > 300$ ppm, $\text{Y} < 18$ ppm, $\text{Yb} < 1.8$ ppm, $\text{Sr/Yb} > 20$, $\text{La/Yb} > 20$, high enrichment in LREE and low enrichment in HREE show that the parent magma of the Iju tonalite has high silica adakitic affinity. The lack of negative anomalies in Eu and Ba in the rock samples point to the lack of influence of partial melting in the lower crust for this unit formation. Thus, the adakitic magma developed as the result of melting of subducting oceanic crust in the mantle and at the final stages of subduction or post-subduction.

Key words: Tonalite, High silica adakite, Subducted oceanic crust, Iju, Shahr-e Babak, Urumieh-Dokhtar magmatic belt

* hmirnejad@khayam.ut.ac.ir

Copyright©2015, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.