

ژئوشیمی و پتروژنز توده نفوذی فشارک (شمال خاور شهر اصفهان)

علی کنعانیان^{۱*}، فاطمه قهرمانی^۱، فاطمه سرجوقیان^۲، جمشید احمدیان^۳ و کاظم کاظمی^۱

(۱) دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

(۲) گروه علوم زمین، دانشکده علوم پایه، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

(۳) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۴/۰۶/۱۶، پذیرش: ۱۳۹۵/۰۳/۰۳

چکیده

توده نفوذی فشارک با سن احتمالی الیگومیوسن، بخش کوچکی از نوار ماگمایی ارومیه- دختر شمرده می‌شود و شامل دو فاز تزریق گرانودیوریتی و کوارتز دیوریتی است که ترکیب گرانودیوریتی در برخی نواحی به ترکیب گرانیت و تونالیت متمایل شده است. این سنگ‌ها شامل برون‌بوم‌های نسبتاً فراوان کوارتز دیوریتی و کوارتز مونوزودیوریتی است. این توده نفوذی دارای کانی‌های اصلی کوارتز، فلدسپار، بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن با بافت گرانولار است؛ در صورتی که در برون‌بوم‌ها دارای ترکیب کانی‌شناسی مشابه با توده نفوذی است، ولی بافت میکروگرانولار نشان می‌دهد. نمودار عناصر کمیاب خاکی عادی‌سازی شده به کندریت همراه با افزایش میزان Ba و کاهش جزئی Sr با افزایش Rb، بیانگر نقش تفریق فلدسپار در تحولات ماگمایی است. نمودارهای تمایزکننده محیط زمین‌ساختی همراه با غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار LILE و LREE نسبت به عناصر HFSE و HREE و آنومالی منفی عناصر Ti، Nb، Eu نمایانگر شکل‌گیری این سنگ‌ها در مناطق مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای است. نمودارهای تعیین‌کننده منشأ سنگ‌ها بیانگر نقش گسترده پوسته قاره‌ای آمفیبولیتی در شکل‌گیری توده نفوذی فشارک است.

واژه‌های کلیدی: توده نفوذی، پتروژنز، محیط زمین‌ساختی، فشارک، اصفهان، ارومیه- دختر

مقدمه

مرکزی قرار گرفته است و بخش کوچکی از کمربند ماگمایی ارومیه - دختر محسوب می‌شود و با روند شرقی - غربی درون سنگ‌های آتشفشانی ریولیتی، داسیتی و آندزیتی ائوسن نفوذ کرده است. این توده با ترکیب سنگ‌شناسی بیشتر گرانودیوریت و کوارتز دیوریت حاوی آنکلاوهای (برون‌بوم‌های) نسبتاً فراوان با ترکیب کوارتز دیوریت و کوارتز مونوزودیوریت است که درون سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری و آهکی نفوذ کرده است و به دگرگونی مجاورتی و شکل‌گیری هورنفلس و اسکارن منجر شده است. پژوهش‌های پیشین که در این منطقه انجام شده است شامل: ۱-

گرانیت‌ها در بیشتر محیط‌های زمین‌ساختی تشکیل می‌شود، منشأ آنها بسیار متنوع است و گونه‌های متفاوت سنگ‌های پوسته‌ای و گوشته‌ای می‌توانند ماگماهایی با ترکیب گرانیتی ایجاد کنند. توده نفوذی فشارک نیز از جمله توده‌های گرانیتی است که با سن الیگومیوسن (Amidi, 1975) در ۷۵ کیلومتری شمال خاوری شهر اصفهان در شمال روستای فشارک در گستره‌ای به طول جغرافیایی ۵۲°۲۱' تا ۵۲°۲۶' شرقی و عرض جغرافیایی ۳۲°۵۰' تا ۳۲°۵۳' شمالی قرار دارد. این منطقه در تقسیمات زمین‌شناسی ایران (Aghanabati, 1998)، در زون ایران

احمدی (Moinvaziri and Ahmadi, 1988) با توجه به تبلور ولاستونیت در اسکارن‌های منطقه دمایی بین ۵۴۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۰/۵ تا ۴ کیلو بار را ارزیابی کرده‌اند. توده نفوذی فشارک از طیف سنگ‌شناسی گوناگونی شامل کوارتز دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت برخوردار بوده و از دو بخش مجزا تشکیل شده است. بخش گرانودیوریتی که در برخی از نواحی به تونالیت و گرانیت متمایل شده است، دانه متوسط بوده و رنگ آن خاکستری روشن است و مورفولوژی آن به صورت تپه‌های بلندی رخنمون دارد و در بخش حاشیه بلورهای آن کوچکتر است و کانی‌های مافیک بیشتری نسبت به بخش مرکزی دیده می‌شود. بخش کوارتز دیوریتی که رنگ خاکستری تیره دارد، دانه ریزتر است و در قسمت شرقی منطقه دیده می‌شود و مورفولوژی آن نسبت به بخش گرانودیوریتی ملایمتر است. در محل برخورد کوارتز دیوریت‌ها با گرانودیوریت‌ها زبانه‌هایی از گرانودیوریت‌ها به درون کوارتز دیوریت‌ها تزریق شده است و نشان‌دهنده آن است که واحد کوارتز دیوریت قدیمی‌تر از بخش گرانودیوریتی بوده و پیش از آن تزریق شده است (شکل ۲). بخش گرانودیوریتی حاوی برون‌بوم‌های میکروگرانولار مافیک فراوان با ترکیب کوارتز دیوریت، و کوارتز مونزودیوریت است که در سرتاسر توده به چشم می‌خورند.

روش انجام پژوهش

برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی منطقه فشارک تعداد ۱۵ نمونه از سالمترین نمونه‌ها انتخاب و پس از آماده‌سازی برای انجام آنالیزهای عناصر اصلی و برخی از عناصر فرعی به روش XRF به آزمایشگاه Naruto ژاپن ارسال شد. برای عناصر اصلی از ذوب قلیایی در حضور Li₂B₄O₇ با نسبت ۱:۱۰ استفاده شد. دقت اندازه‌گیری عناصر کمتر از ۱ درصد است. از میان این ۱۵ نمونه ۱۱ تا برای انجام آنالیز عناصر کمیاب به روش ICP-MS به آزمایشگاه ALS chemex کانادا فرستاده شد. در این روش بعد از ذوب ۰/۲ گرم از پودر سنگ یا ۱/۵ گرم LiBO₂

بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و چینه‌شناسی منطقه نطنز-سورک که عمیدی (Amidi, 1975) آن را در رساله دکتری خود مورد بحث و بررسی قرار داده است، ۲- احمدی (Ahmadi, 1988) و وهابی‌مقدم (Vahabi Moghaddam, 2000) در پایان‌نامه‌های خود به بررسی سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی توده نفوذی و اسکارن‌های منطقه پرداخته‌اند، ۳- بررسی اسکارن‌های منطقه که توسط نوربهشت (Noorbehesht, 1991)، سبزه‌ای و مکی‌زاده (Sabzehei and Makkizadeh, 1998) و تقی‌پور و همکاران (Taghipour et al., 2011) مورد بررسی قرار گرفته است و همچنین ۴- بررسی سنگ‌های بازیک منطقه که عبدالمهدی (Abdollahi, 2007) آن را مورد پژوهش قرار داده است. با توجه به این پژوهش‌ها، هنوز منشأ و پتروژنز این توده نفوذی مبهم بوده، از این رو، در پژوهش حاضر کوشش شده با استناد به نتایج حاصل از مشاهدات روابط صحرائی، ویژگی‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمی سنگ‌های مورد بررسی، جایگاه زمین‌ساختی و منشأ توده نفوذی فشارک مورد بررسی قرار گیرد.

زمین‌شناسی منطقه

توده نفوذی فشارک با سن الیگومیوسن درون سنگ‌های آتشفشانی ریولیتی، داسیتی، آندزیتی و بازالتی نوار آتشفشانی ارومیه- دختر به سن ائوسن نفوذ کرده است (Amidi, 1975). سنگ‌های میزبان توده اغلب به صورت گدازه و سنگ‌های آذرآواری است که با ضخامت نزدیک به ۱۵۰۰ متر رخنمون دارند؛ ولی در جنوب باختر منطقه سنگ‌های آهکی اینوسراموس دار همراه با مارن‌های سیلتی و آهک‌های ماسه‌ای به سن سنومانین- کنیاسین دیده می‌شوند (Amidi, 1975) که بر اثر تحمل دگرگونی مجاورتی ناشی از تزریق توده نفوذی گرانیتیویدی، به اسکارن تبدیل شده‌اند (شکل ۱) و در حد رخساره هورنبلند هورنفلس تا حداکثر پیروکسن هورنفلس دگرگون شده‌اند (Noorbehesht, 1991). معین وزیری و

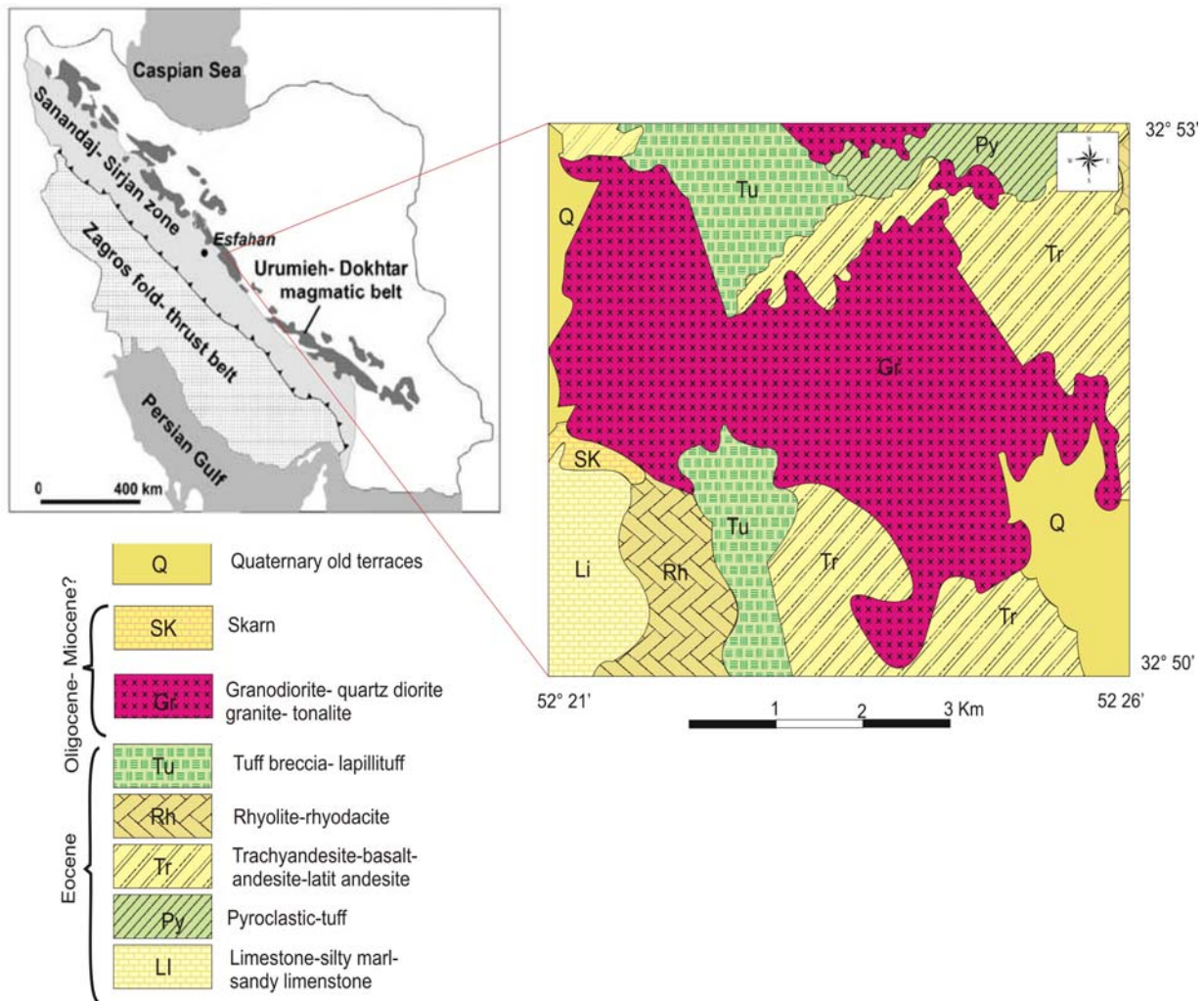
(جدول ۳) و محاسبه نورم با استفاده از نرم افزار Igpert انجام شده و با توجه به این که در این داده‌ها میزان Fe_2O_3 کل گزارش شده است، برای تفکیک آن به Fe_2O_3 و FeO از روش پیشنهادی لومتر (Lemaitre, 1976) مطابق رابطه زیر استفاده شده است.

$$Fe_2O_{3(T)} * 0.899 = FeO_{(T)}$$

$$FeO / Fe_2O_3 + FeO = FeO / FeO_{(T)} = 0.88 - (0/0016 * SiO_2) - 0.027 * (Na_2O + K_2O)$$

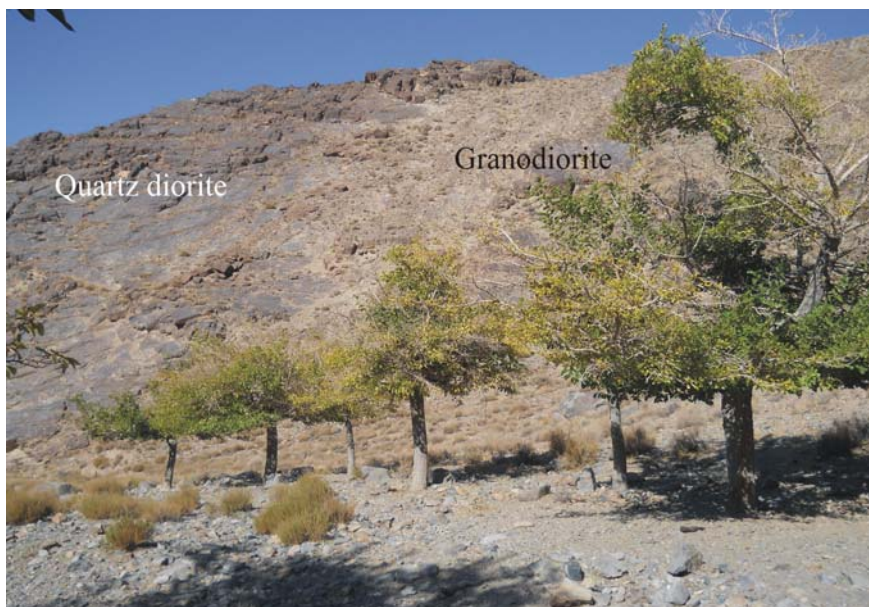
$$(FeO_{(T)} - FeO) * 1.1 = Fe_2O_3$$

در ۱۰۰ میلی لیتر HNO_3 حل شده است. حد آشکارسازی عناصر اصلی ۰/۱ تا ۰/۰۱ درصد وزنی، ۰/۱ تا ۱۰ ppm برای عناصر فرعی و ۰/۱ تا ۰/۵ ppm برای عناصر REE گزارش شده است. نتایج حاصل از آزمایش‌ها در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است. در مراحل بعد با استفاده از نرم افزارهای پترولوژیکی و گرافیکی همانند Igpert، GCDKit و Corel Draw به ترسیم داده‌ها و سپس به تفسیر این نتایج اقدام شده است. لازم به ذکر است، در این پژوهش فراونی مدال با استفاده از دستگاه شمارنده نقاط متصل به میکروسکپ در دانشگاه تهران انجام شده است



شکل ۱. نقشه زمین شناسی منطقه فشارک، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه‌پایه، با تغییرات جزئی (Radfar et al., 2002)

Fig. 1. The geological map of the Feshark intrusion adopted from 1/100000 map of the Kuhpayeh with slight variations (Radfar et al., 2002)



شکل ۲. نمایی از توده نفوذی فشارک و وابستگی صحرایی گرانودیوریت و کوارتز دیوریت

Fig. 2. Overview of the Feshark intrusion showing field relations of granodiorite and quartz diorite

جدول ۱. نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی نمونه‌های توده نفوذی فشارک و آنکلاوهای آن که در آن اکسیدهای اصلی به صورت درصد وزنی گزارش شده است.

Table 1. The result of geochemical data from the Feshark intrusion and enclaves. (major element :Wt.%)

SS	F10	F40	K8	F3	K3	K16	F21	F11
rock type	granite	granodiorite	tonalite	Q-diorite	Q-diorite	Q-diorite	Q-diorite	diorite
SiO ₂	77.53	66.95	64.19	58.74	54.17	58.58	59.43	52.86
TiO ₂	0.13	0.60	0.68	0.80	0.91	0.81	0.75	0.85
Al ₂ O ₃	11.98	15.30	15.48	16.66	17.08	16.19	17.29	18.11
Fe ₂ O ₃ *	0.61	1.62	2.24	2.81	3.23	2.92	2.45	3.15
FeO	0.67	2.45	3.47	4.69	6.99	4.91	4.13	5.28
MnO	0.02	0.05	0.10	0.13	0.19	0.10	0.11	0.20
MgO	0.25	1.94	2.45	3.40	4.70	3.75	3.14	4.38
CaO	1.05	5.19	5.42	6.93	8.49	6.93	7.08	8.92
Na ₂ O	2.41	5.25	3.33	3.36	2.75	4.17	3.51	4.24
K ₂ O	5.25	0.24	2.11	1.77	0.56	0.92	1.51	1.21
P ₂ O ₅	0.02	0.11	0.13	0.15	0.10	0.13	0.11	0.17
total	99.92	99.71	99.60	99.44	99.18	99.41	99.51	99.37

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی نمونه‌های توده نفوذی فشارک و برون‌بوم‌های آن که در آن اکسیدهای اصلی به‌صورت درصد وزنی گزارش شده است.

Table 1. (Continued). The result of geochemical data from the Feshark intrusion and enclaves. (major element :Wt.%)

S\$ rock type	F5 diorite	K9 diorite	F12 Q-diorite	K7 Q-diorite	K4 Q-diorite	K14 Q- monzodiorite	K10 Q- monzodiorite
SiO ₂	53.53	52.53	54.68	53.13	54.91	55.69	55.69
TiO ₂	0.80	0.82	0.79	0.79	0.82	0.75	0.76
Al ₂ O ₃	18.03	17.95	16.50	17.66	17.07	17.06	16.82
Fe ₂ O ₃ *	3.30	3.28	3.16	3.22	3.29	3.08	2.78
FeO	5.49	5.54	5.43	5.43	5.69	5.24	4.63
MnO	0.18	0.16	0.20	0.21	0.18	0.17	0.17
MgO	4.20	4.76	5.04	4.93	4.08	4.28	4.97
CaO	8.22	8.74	8.29	8.54	8.07	7.88	8.17
Na ₂ O	3.90	4.08	3.50	3.34	4.03	3.62	3.46
K ₂ O	1.57	1.34	1.62	2.03	1.04	1.52	1.87
P ₂ O ₅	0.12	0.15	0.13	0.09	0.14	0.11	0.14
total	99.34	99.35	99.34	99.36	99.32	99.40	99.46

سنگ‌نگاری

شرایط هیپرسولوس و محیطی با فشار بخار آب پایین است و عمق پایین جایگزینی توده را یادآوری می‌کند. همچنین در برخی موارد بافت گرانوفیری ناشی از هم‌رشدی کوارتز و ارتوکلاز دیده می‌شود. به پیشنهاد شلی (Shelly, 1993) گرانیت‌هایی که در نزدیکی سطح زمین متبلور می‌شوند، سریعتر و در فشار بخار آب پایین‌تر متبلور می‌شوند و هم‌رشدی کانی‌های کوارتز و فلدسپار را نشان می‌دهند. برخی بلورهای ارتوکلاز حاوی ادخال‌هایی از کانی‌های هورنبلند، بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز با بافت پویی کیلیتیک هستند. برخی ارتوکلازها دگرسانی ناچیزی را متحمل و به کانی رسی تبدیل شده‌اند. پلاژیوکلازها با فراوانی مدال حدود ۵۲ تا ۶۸ درصد حجمی در تونالیت‌ها، ۳۸-۵۵ درصد حجمی در گرانودیوریت‌ها و ۲۴-۳۰ درصد حجمی در گرانیت‌ها، ماکل پلی‌سینتیک و یا ساختمان منطقه‌ای دارند و اغلب در حاشیه دستخوش خوردگی و انحلال شده‌اند. وجود ساختمان منطقه‌ای در پلاژیوکلازها می‌تواند نشان‌دهنده نداشتن تعادل ماگما در حین تبلور باشد (Ginibre et al., 2002). برخی از این بلورها

سنگ‌های مورد بررسی شامل دو طیف سنگ‌شناسی گسترده از گرانودیوریت-گرانیت-تونالیت و کوارتز دیوریت بوده و کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آن شامل ارتوکلاز، کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند است. بافت اصلی و عمده گرانودیوریت-گرانیت-تونالیت گرانولار است و بافت‌های پرتیتی و گرانوفیری از بافت‌های فرعی آن محسوب می‌شوند. کوارتز با فراوانی مدال ۱۲ تا ۲۰ درصد حجمی به‌صورت درشت‌بلور در گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها و یا به‌صورت دانه‌ریز با فراوانی مدال ۹ تا ۱۴ درصد حجمی در تونالیت‌ها فضای بین کانی‌های دیگر پراکنده‌اند. ارتوکلاز با فراوانی مدال ۲-۷ درصد حجمی در تونالیت‌ها، ۳۰-۴۱ درصد حجمی در گرانودیوریت‌ها و ۳۹-۵۲ درصد حجمی در گرانیت‌ها حضور دارد. ارتوکلازها اغلب ماکل کارلسباد دارند و در برخی موارد حاوی تیغه‌های آلپیت است و بافت پرتیت تشکیل شده است (شکل ۳- A). بافت پرتیت بازگوکننده درآمیختگی ناپذیری فازهای سرشار از سدیم و پتاسیم است و نشان‌دهنده تبلور در

تونالیت‌ها ۶-۱۸ درصد حجمی قابل ذکر است. در برخی کانی‌ها در گرانودیوریت‌ها و تونالیت‌ها، بیوتیت‌ها و آمفیبول‌ها به کلریت و اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند. همچنین اسفن، آپاتیت و زیرکن و کانی کدر از کانی‌های فرعی این بخش محسوب می‌شوند که اغلب به صورت ادخال درون کانی‌های آمفیبول، بیوتیت و فلدسپار قرار گرفته‌اند.

به سربسیت تجزیه شده‌اند. بیوتیت و آمفیبول از کانی‌های مافیک این مجموعه به شمار می‌آیند؛ به طوری که در گرانیت‌ها، بیوتیت و در تونالیت‌ها، آمفیبول فراوانی بیشتری دارد. فراوانی مدال بیوتیت در گرانیت‌ها ۱-۵ درصد حجمی، در گرانودیوریت‌ها ۴-۸ درصد حجمی و در تونالیت‌ها ۳-۸ درصد حجمی و فراوانی مدال آمفیبول در گرانیت‌ها حداکثر ۱ درصد حجمی، در گرانودیوریت‌ها ۴-۱۲ درصد حجمی و در

جدول ۲. نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی توده نفوذی فشارک و برون‌بوم‌های که در آن عناصر فرعی به صورت ppm گزارش شده است. (*: آنالیز انجام نشده است).

Table 2. The result of geochemical data from the Feshark intrusion and enclaves. (trace element: ppm) (*: Not analyzed).

SS rock type	F10 granite	F40 granodiorite	K8 tonalite	F3 Q- diorite	K3 Q- diorite	K16 Q- diorite	F21 Q- diorite	F11 diorite
V	8	113	136	189	265	163	169	199
Cr	*	*	3.7	4.5	2.5	9.9	11.5	*
Ni	*	2.1	4.1	4.6	2.7	5.3	2.9	1
Ga	9.9	16	15.9	17.3	16.4	15.6	17.2	18.2
Rb	128.3	7.1	69.9	62.1	19.3	33.5	49.3	40.2
Sr	75.9	220.6	245.6	281.4	332.6	243.4	270.6	333.1
Zr	100.8	137	166.7	122.5	53.5	81.2	167.7	110.9
Hf	4.1	4.4	6.2	4.6	2.2	4.6	6.3	4.9
Nb	2.7	6.2	6.9	6.6	2.4	5.1	4.8	6.7
Cs	1.49	0.58	2.13	2.51	2.93	1.54	3.07	1.85
Ba	494.4	89.7	375.7	361.6	156.5	219.7	303.2	316.5
Pb	9.2	4.5	7.9	8.1	7.4	4.7	5.1	9.1
Th	14.9	7.0	7.3	10.4	0.8	4.8	6.4	2.7
U	3.61	1.36	1.7	3.08	0.34	0.9	0.91	0.84
Ta	0.5	0.6	0.7	0.7	0.2	0.4	0.5	0.6
Y	16.8	21.2	22.3	23.3	17.4	22.1	20	19.7
La	17	12	17	17.5	6.2	10.8	11.3	16.8
Ce	31.2	30.4	36.8	38.9	14.6	23.9	24.3	34.4
Pr	3.16	4.05	4.59	4.94	2.08	3.2	3.08	4.1
Nd	9.5	15.9	17.4	18.9	8.9	13.2	12.4	15.5
Sm	1.57	3.94	4.03	4.64	2.7	3.36	3.18	3.55
Eu	0.37	0.97	0.91	0.92	0.89	0.86	0.86	1.13
Gd	1.26	4.41	4.31	4.86	3.02	3.68	3.47	3.81
Tb	0.2	0.76	0.71	0.82	0.54	0.64	0.6	0.63
Dy	1.18	4.83	4.48	5.2	3.39	4.03	3.71	4.02
Ho	0.26	1.04	0.97	1.1	0.73	0.85	0.83	0.84
Er	0.74	2.92	2.73	3.12	2.09	2.44	2.38	2.5
Tm	0.14	0.47	0.42	0.48	0.32	0.38	0.36	0.39
Yb	1.04	3.05	2.75	3.1	2.04	2.49	2.36	2.51
Lu	0.19	0.48	0.44	0.48	0.33	0.4	0.39	0.41
Eu/Eu*	0.78	0.71	0.66	0.59	0.95	0.74	0.78	0.93

ادامه جدول ۲. نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی توده نفوذی فشارک و برون‌بوم‌های که در آن عناصر فرعی به صورت ppm گزارش شده است. (*: آنالیز انجام نشده است).

Table 2. (Continued). The result of geochemical data from the Feshark intrusion and enclaves. (trace element: ppm) (*: Not analyzed).

S\$	F5	K9	F12	K7	K4	K14	K10
rock type	diorite	diorite	Q-diorite	Q-diorite	Q-diorite	Q-monzdiorite	Q-monzdiorite
V	*	*	*	208	247	*	174
Cr	6.6	6.3	78.6	3.5	7	30.9	89
Ni	8.4	8.8	16.9	6.3	5.8	9.7	22.7
Ga	*	*	*	16.6	18.4	*	17.1
Rb	48.9	57.2	46.3	67.5	46.8	43.1	64.4
Sr	302	326.7	256.2	240.1	255.2	240.8	268.8
Zr	53.2	46.5	45.5	64.6	95.3	93.5	54.4
Hf	*	*	*	2.4	3.5	*	2.1
Nb	8	4	9.1	8.3	6.5	6.8	6.2
Cs	*	*	*	2.61	1.22	*	2.46
Ba	240.2	180.2	243.1	271.4	124	223.2	303.5
Pb	8.4	8.2	7.1	9.7	5.9	7	9.1
Th	5.8	1.7	9.6	5.5	7.1	6.4	6.3
U	*	*	*	1.82	2.11	*	1.22
Ta	*	*	*	0.8	0.7	*	0.6
Y	24.4	19.1	30.9	27.1	21.9	24.4	21.3
La	*	*	*	18.2	14.8	*	16
Ce	*	*	*	40	35.1	*	33.3
Pr	*	*	*	5.12	4.59	*	4.1
Nd	*	*	*	20.4	17.3	*	15.7
Sm	*	*	*	5.46	4.11	*	3.82
Eu	*	*	*	1.02	1.04	*	0.93
Gd	*	*	*	5.98	4.39	*	3.96
Tb	*	*	*	1.08	0.76	*	0.68
Dy	*	*	*	6.96	4.77	*	4.46
Ho	*	*	*	1.49	1.03	*	0.97
Er	*	*	*	4.23	2.94	*	2.65
Tm	*	*	*	0.67	0.47	*	0.42
Yb	*	*	*	4.43	3.15	*	2.69
Lu	*	*	*	0.72	0.52	*	0.43
Eu/Eu*	*	*	*	0.54	0.74	*	0.72

جدول ۳. نتایج آنالیزهای مدال توده نفوذی فشارک و برون‌بوم‌های آن

Table 3. The result of modal analysis of the Feshark intrusion and enclaves

Samples	Quartz	Alkali-Feldspar	Plagioclase	Biotite	Amphibole	Pyroxene	Opaque
F 10	20.32	49.43	25.74	2.59	0.68	0.00	1.22
F 40	12.95	31.03	41.07	4.91	7.14	0.00	2.86
K 8	14.63	6.34	61.46	7.32	6.34	0.00	3.85
F 3	10.07	1.09	68.01	0.93	19.76	0.00	0.12
K 3	10.18	1.20	74.25	0.6	13.17	0.00	0.30
K 16	12.00	1.22	68.50	0.31	17.74	0.00	0.21
F 21	12.92	3.37	66.01	1.12	16.29	0.00	0.18
F 11	5.60	1.20	58.80	5.20	25.20	2.40	1.50
F 5	3.58	0.77	65.98	3.32	21.48	1.53	3.22
K 9	4.97	6.83	49.53	2.33	29.50	4.19	2.54
K 7	8.66	7.15	46.80	5.27	29.99	0.00	2.03
K 14	11.63	12.43	44.34	1.02	29.55	0.00	1.02

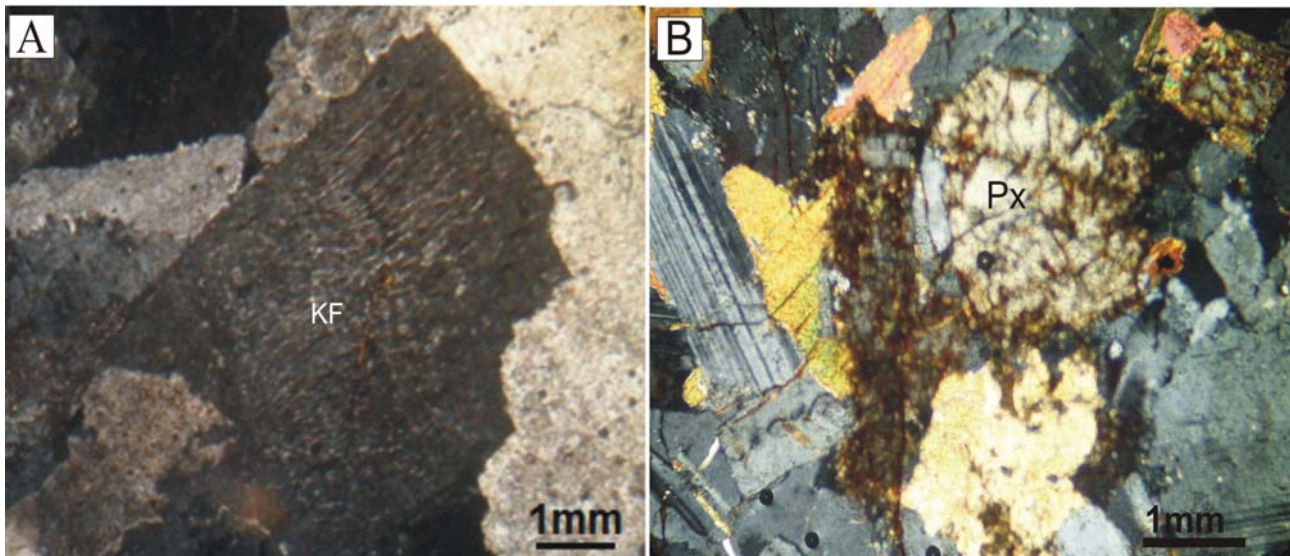
شده‌اند. کانی‌های مافیک در کوارتز دیوریت‌ها شامل آمفیبول، بیوتیت و به‌ندرت پیروکسن است (شکل ۳-ب). آمفیبول‌ها با فراوانی ۱۳ تا ۲۲ درصد حجمی به‌عنوان بیشترین کانی مافیک به‌صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار و در اندازه‌های ریز تا متوسط در نمونه‌ها حضور دارند. این کانی‌ها در برخی موارد به بیوتیت، کلریت و کانی‌های کدر تجزیه شده‌اند. بیوتیت فراوانی بسیار کمی در این واحد دارد و در اندازه ریز و نیمه شکل‌دار دیده می‌شود. دو نوع بیوتیت در آنها دیده می‌شود. گروهی محصول دگرسانی آمفیبول بوده و برخی نیز از ماگمای اولیه متبلور شده‌اند. پیروکسن‌ها در اندازه دانه متوسط به‌صورت نیمه شکل‌دار در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شوند و اغلب به اکتینولیت، کلریت، کلسیت و کانی‌های کدر دگرسان شده‌اند. از کانی‌های فرعی این واحد می‌توان به اسفن و آپاتیت اشاره کرد.

برون‌بوم‌های میکروگرانولار مافیک با ترکیب کوارتز دیوریت و کوارتز مونزودیوریت، دانه‌ریز هستند و بافت میکروگرانولار نشان می‌دهند و در برخی موارد بافت پویی کیلیتیک نیز در آنها

در بخش کوارتز دیوریتی بافت عمده میکروگرانولار است. کانی‌شناسی آن مشابه با سنگ‌های گرانودیوریتی بوده ولی فراوانی مدال کانی‌ها متفاوت است. فراوانی مدال کوارتز حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی است. این کانی به‌صورت نیمه شکل‌دار و بی‌شکل در اندازه متوسط تا دانه‌های ریز حضور دارد و بلورهای بزرگتر بافت پویی کیلیتیک نشان می‌دهد؛ در حالی که کوارتزهای دانه‌ریز به‌صورت بین دانه‌ای فضای مابین کانی‌های دیگر را پر می‌کند. فراوانی مدال ارتوز بسیار کم و در حد ۱ تا ۵ درصد حجمی است. به‌صورت نیمه شکل‌دار و در اندازه دانه‌های ریز دیده می‌شود و در مواردی نادر به کانی رسی تجزیه شده‌اند. پلاژیوکلاز با فراوانی مدال ۶۷-۷۸ درصد حجمی، از فراوانترین کانی‌های این بخش محسوب می‌شود. این کانی به‌صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار و در اندازه‌های ریز تا درشت با ماکل پلی‌سینتتیک و زونینگ در نمونه‌ها دیده می‌شود. بافت پویی کیلیتیک ناشی از قرار گرفتن دیگر کانی‌های ریز داخل پلاژیوکلازهای درشت در آنها به فراوانی دیده می‌شود. این کانی‌ها عمدتاً سالم بوده و در برخی موارد اندکی سوسوریتی

اشغال کرده است و به رنگ تیره این برون‌بوم‌ها نسبت به سنگ میزبان منجر شده است.

دیده می‌شود. کانی‌های موجود در آنها مشابه سنگ میزبان است؛ اما میزان پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک حجم بیشتری را



شکل ۳. A: بافت پرتیتی در بلور پتاسیم فلدسپار در گرانیت و B: حضور پیروکسن کمیاب در کوارتز دیوریت توده نفوذی فشارک (Kf: پتاسیم فلدسپار و Px: پیروکسن) (در نور پلاریزه) (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 3. A: Perthitic texture in the K-feldspar in the granite, and B: The occurrence of pyroxene in the quartz diorite in the Feshark intrusion. (Kf: K-feldspar and Px: pyroxene) (in crossed polarized light, XPL) (Whitney and Evans, 2010)

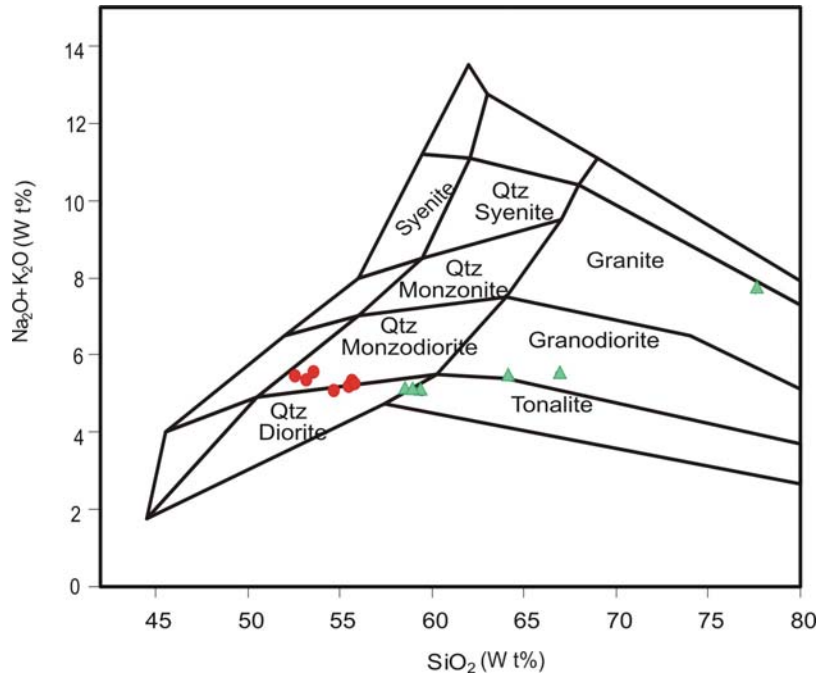
ویژگی‌های ژئوشیمیایی (شکل ۵). برای تعیین ماهیت ماگمایی از نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Rickwood, 1989) استفاده شده است. مطابق با این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی اغلب در محدوده دسته‌های کالک‌آلکان پتاسیم متوسط قرار می‌گیرند (شکل ۶).

درباره تکوین سنگ‌های گرانیتوئیدی دو دیدگاه وجود دارد، یکی از این نظرات بر پایه نقش اصلی تیلوربخشی (Eggins and Hensen, 1987) و دیگری بیانگر نقش پایه‌ای ذوب‌بخشی (Bullen and Clynnne, 1990) است. چنان‌که در نمودارهای تغییرات La/Yb در برابر Yb (شکل ۷-A) و Tb/Yb در برابر Yb (شکل ۷-B) (He et al., 2009) ملاحظه می‌شود، نمونه‌های مورد بررسی روندی مطابق با تفریق بلورین دنبال می‌کنند.

ویژگی‌های ژئوشیمیایی

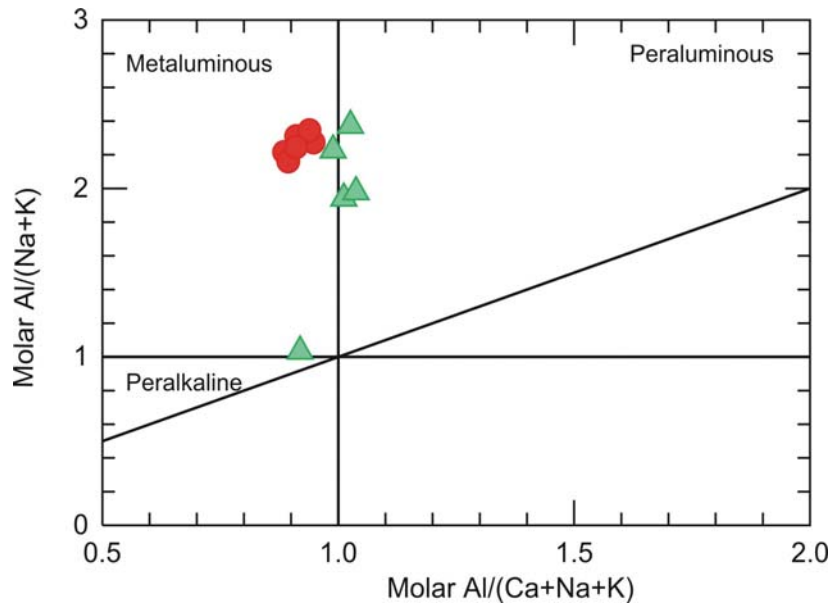
چنان‌که در شکل ۴ ملاحظه می‌شود، نمونه‌های مربوط به توده نفوذی فشارک دارای طیف سنگ‌شناسی وسیعی از سنگ‌های اسیدی و حدواسط هستند و از گرانودیوریت، کوارتز دیوریت، گرانیت و تونالیت را تشکیل شده‌اند؛ در حالی‌که نمونه‌های مربوط به برون‌بوم‌ها با ترکیب شیمیایی حدواسط در محدوده کوارتز دیوریت و کوارتز مونزودیوریت قرار می‌گیرند (Middlemost, 1994).

برای تعیین ماهیت توده نفوذی فشارک و سنجش درجه اشباع‌شدگی آلومینیوم در سنگ‌های گرانیتوئیدی از نمودار شاند و مانیار و پیکولی (Shand, 1943; Maniar and Peccoli, 1989) استفاده شده است. بر پایه این نمودار، نمونه‌های مربوط به برون‌بوم‌ها در گستره متاآلومینه (۰/۷۳ تا ۰/۷۸) و سنگ‌های مرتبط با توده نفوذی در محدوده متاآلومین تا جزئی پرآلومین



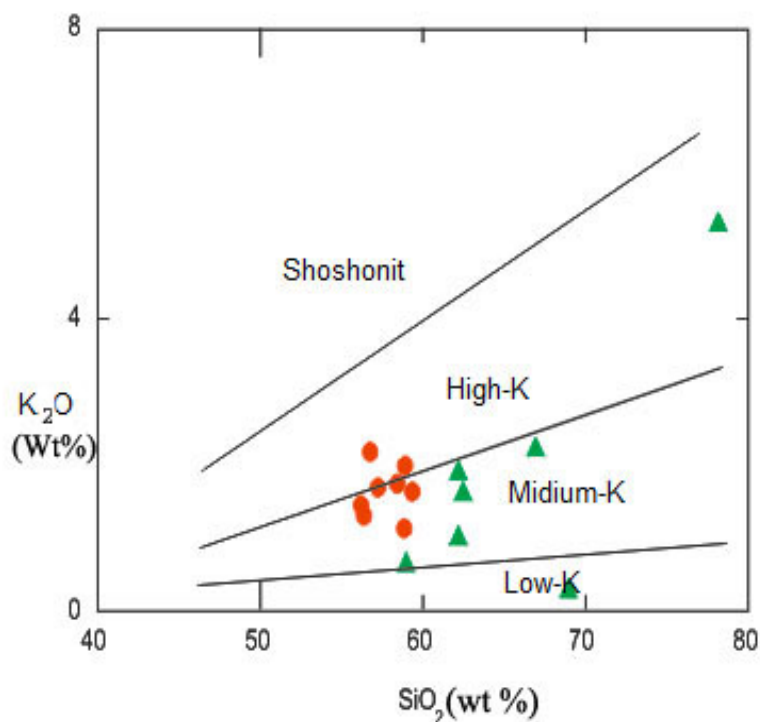
شکل ۴. موقعیت نمونه‌های مورد بررسی توده نفوذی فشارک بر روی نمودار طبقه‌بندی میدلموست (Middlemost, 1994)، علایم مثلثی نشانگر نمونه‌های مربوط به توده نفوذی و علایم دایره بیانگر برون‌بوم (آنکلاو) است.

Fig. 4. Classification of the Feshark intrusive rocks (Middlemost, 1994). Symbols: Triangle: intrusive rocks and Circle: enclaves.



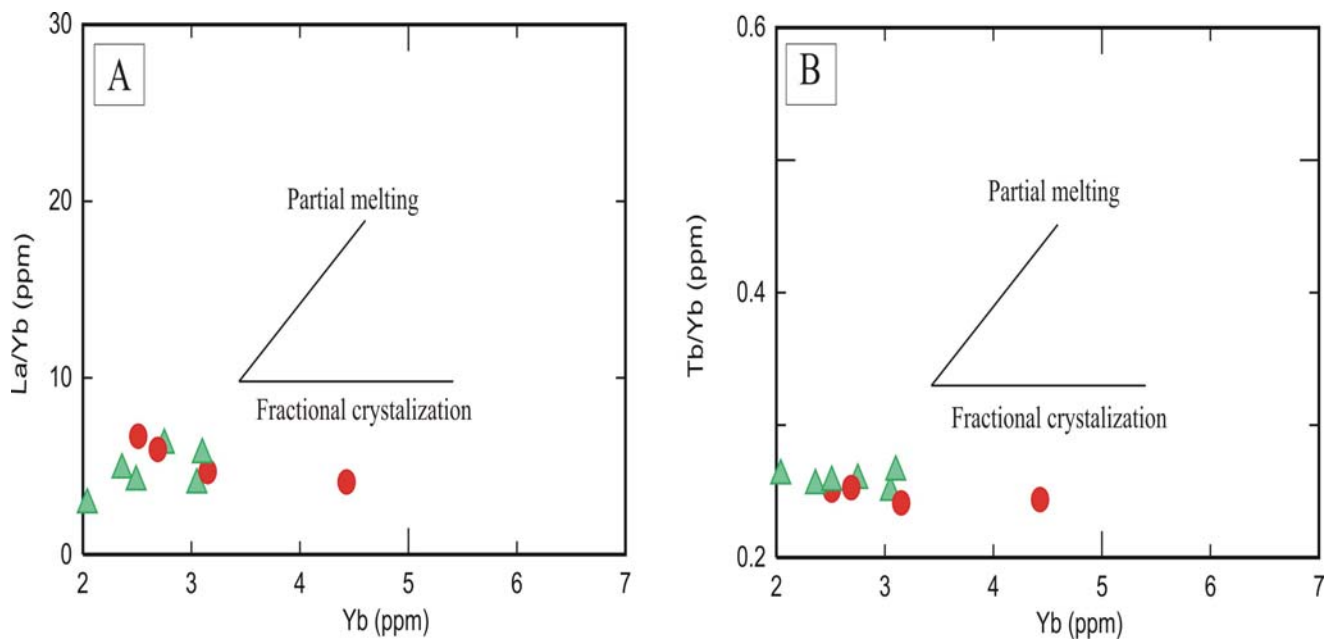
شکل ۵. نمودار تغییرات A/NK در برابر A/CNK (نسبت مولار Al_2O_3/Na_2O+K_2O در برابر $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) (Shand, 1943; Maniar and Peccoli, 1989) در توده نفوذی فشارک است. علایم مشابه شکل ۴ است.

Fig. 5. A/NK versus A/CNK variation diagram (Molar Al_2O_3/Na_2O+K_2O vs. $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) (Shand, 1943; Maniar and Peccoli, 1989) for the samples from the Feshark intrusion. Symbols as in Fig. 4.



شکل ۶. نمودار K_2O در برابر SiO_2 بر حسب درصد وزنی (Rickwood, 1989) در توده نفوذی فشارک. علائم مشابه شکل ۴ است.

Fig. 6. K_2O vs. SiO_2 (Wt.%) diagram for the samples from the Feshark intrusion (Rickwood 1989). Symbols as in Fig. 4.



شکل ۷. تمایز فرآیند تفریق بلوری از ذوب‌بخشی با استفاده از نمودارهای تغییرات Yb در برابر $A: La/Yb$ و $B: Tb/Yb$ بر حسب ppm (He et al., 2009) در توده نفوذی فشارک. علائم مشابه شکل ۴ است.

Fig. 7. Yb vs. A: La/Yb and B: Tb/Yb (ppm) variation diagrams (He et al., 2009) illustrating trends of fractional crystallization versus partial melting processes in the Feshark intrusion. Symbols as in Fig. 4.

دلیل، فراوانی این عنصر در گرانودیوریت‌ها بیشتر از سنگ‌های کوارتز دیوریتی است. اسفن و آمفیبول نیز میزبان Nb به‌شمار می‌آیند و با تبلور این کانی‌ها میزان Nb در ماگمای باقی‌مانده کاهش می‌یابد.

برای بررسی تغییرات عناصر نادر خاکی (REE) از نمودار نرمالایز شده نسبت به ترکیب کندریت (Sun and Mcdonough, 1989) استفاده شده است. چنان‌که ملاحظه می‌شود، میزان LREE نسبت به HREE غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهد و آنومالی منفی Eu دیده می‌شود ($Eu/Eu^* = 0.54-0.95$) (شکل ۱۰). LREE به دلیل اختلاف اندازه یونی ناسازگارتر از HREE هستند، بنابراین، گرایش به حضور در فاز مذاب دارند. میزان این عناصر در سیال افزایش می‌یابد و HREE در فاز جامد برجا مانده باقی می‌ماند و بدین ترتیب غنی‌شدگی HREE در توده نفوذی کاهش می‌یابد. با افزایش درجه ذوب بخشی میزان HREE در فاز سیال افزایش می‌یابد و تفاوت غنی‌شدگی HREE و LREE کمتر می‌شود. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در اثر عواملی مانند درجه ذوب بخشی پایین، آلودگی ماگما، حضور کانی‌هایی چون گارنت و پیروکسن باقی‌مانده در سنگ منشأ و یا تشکیل توده در مناطق فرورانش است (Kuster and Harms, 1998; Kampunzu et al., 2003). آیدوگان و همکاران (Aydogan et al., 2008) غنی‌شدگی LREE همراه با تهی‌شدگی HREE را در طول تبلور تفریقی به تفریق آمفیبول نسبت می‌دهند. طبق دیدگاه ویلسون (Wilson, 1989) فراوانی عناصر HREE بالاتر از ۱۰ (ترکیب Rock/Chondrite)، بیانگر شکل‌گیری ماگما از یک منشأ بدون گارنت است. به عقیده بسیاری از پژوهشگران از جمله پیر و همکاران (Pe-Piper et al., 2002) الگوی HREE تفریق نیافته است و مسطح همراه با آنومالی منفی Eu را به ماگمایی خارج از محدوده پایداری گارنت نسبت می‌دهند.

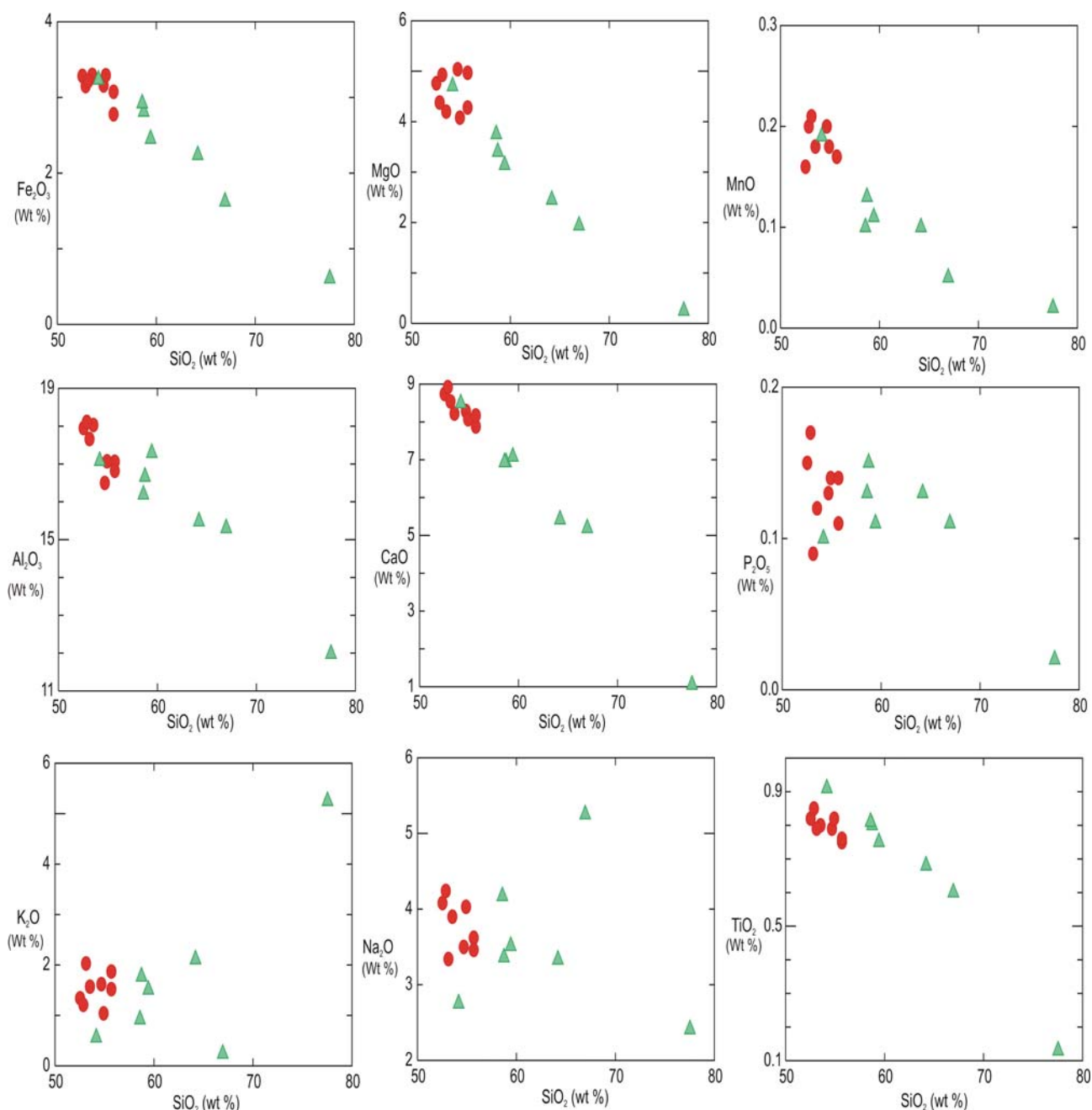
Eu به‌عنوان عنصری سازگار در فلدسپارها محسوب می‌شود و از این‌رو، فراوانی آن توسط فلدسپارها کنترل می‌شود. آنومالی

برای شناسایی فرآیند تکاملی ماگمای تشکیل‌دهنده توده نفوذی فشارک از نمودارهای هارکر (Harker, 1909) استفاده شده است (شکل‌های ۸ و ۹). میزان اکسیدهای TiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , MgO , CaO , MnO و P_2O_5 با افزایش سیلیس روند کاهشی نشان می‌دهند؛ در حالی که اکسیدهای Na_2O و K_2O با پراکندگی نسبتاً زیاد کم‌وبیش سیر صعودی دارند. عناصر فرعی مانند Rb, Th و Ba با افزایش سیلیس روند افزایشی نشان می‌دهند؛ ولی Sr و Nb برخلاف آنها روند کاهشی نشان می‌دهند. Zr نیز در ابتدا سیر صعودی دارند و در ادامه سیر نزولی از خود نشان می‌دهند. با افزایش سیلیس میزان اکسیدهای Fe_2O_3 , MnO , MgO , TiO_2 به دلیل مشارکت در ساختار کانی‌های فرومیزین پیروکسن، بیوتیت، هورنبلند و اکسیدهای آهن و تیتان‌دار در مراحل آغازین تبلور ماگما کاهش پیدا می‌کنند. همچنین کاهش اکسیدهای Al_2O_3 و CaO به دلیل حضور این کانی‌ها در ساختمان پلاژیوکلاز است. روند صعودی K_2O , Na_2O و Rb ناشی از تبلور کانی‌هایی همچون پتاسیم فلدسپار و پلاژیوکلاز سدیک در مراحل پایانی انجماد ماگماست. اگرچه نمونه استثنایی با سیلیس بالا و سدیم پایین نیز دیده می‌شود که می‌توان شکل‌گیری آن را پس از تبلور پلاژیوکلاز سدیم‌دار و تهی‌شدگی مذاب باقی‌مانده از سدیم دانست.

فسفر نیز به‌صورت عنصری سازگار در تشکیل آپاتیت شرکت کرده و با افزایش میزان سیلیس و افزایش درجه تبلور ماگما از میزان P_2O_5 کاسته شده است. روند افزایشی Rb و Ba با جانشینی این عناصر در کانی‌های پتاسیم‌دار مانند ارتوکلاز و بیوتیت در مراحل پایانی تبلور ماگما قابل تفسیر است. Sr به‌علت جانشینی با کلسیم و ورود به شبکه پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار در حین تکامل ماگما کاهش نشان می‌دهد. Th به دلیل ناسازگاری و شعاع یونی بزرگ تا مراحل پایانی در فاز مایع باقی می‌ماند و با افزایش سیلیس روند صعودی از خود نشان می‌دهد. عنصر Zr در ساختمان کانی‌های اصلی وارد نمی‌شود و اغلب در ماگماهای اسیدی به‌صورت بلور زیرکن متبلور می‌شود. به همین

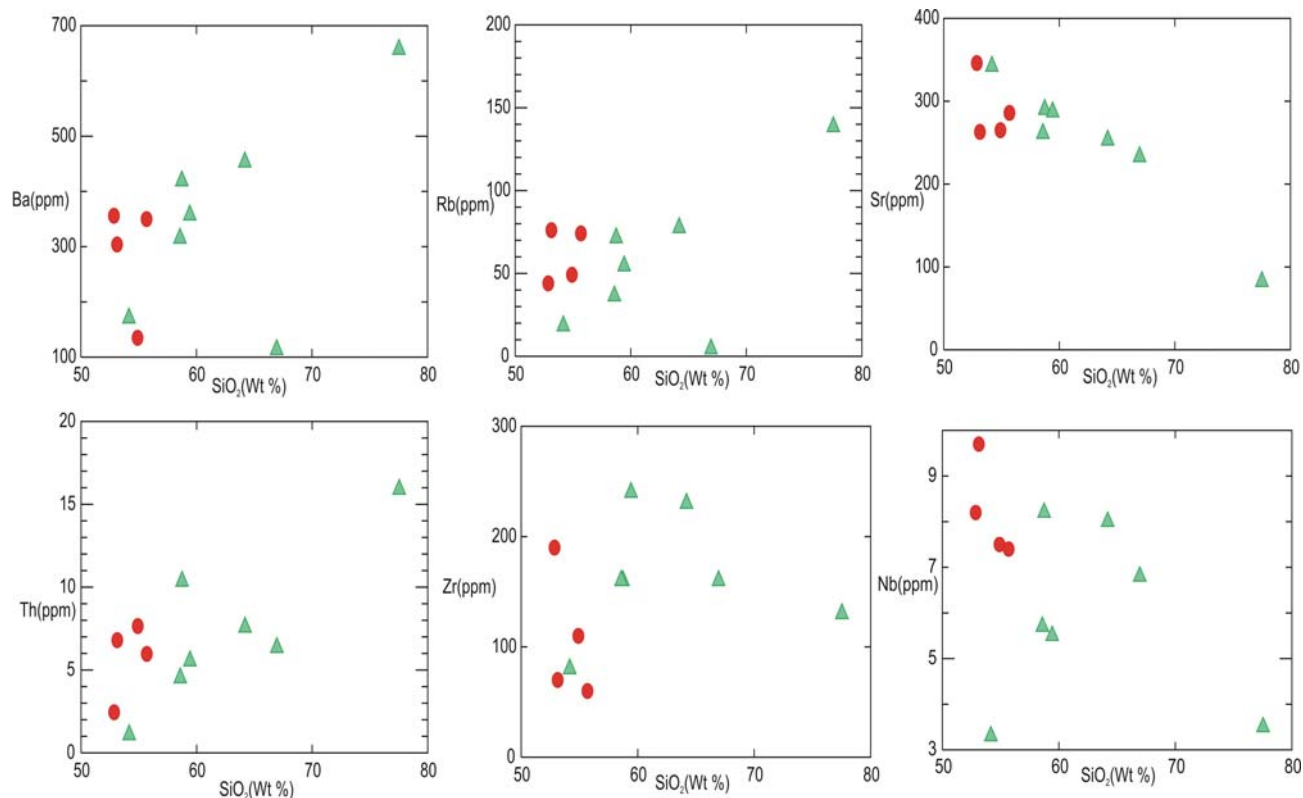
منفی Eu بر اثر تفریق فلدسپار در حین تبلور ماگما و یا بر اثر باقی ماندن فلدسپار در حین ذوب بخشی سنگ های منشأ در شرایطی که اکتیویته H_2O پایین باشد، ایجاد می شود (Tepper et al., 1993). بنابراین، غنی شدگی عناصر LREE نسبت به HREE همراه با آنومالی منفی Eu بیانگر اهمیت نقش تفریق فلدسپار و آمفیبول در فرآیند تکامل گرانیتویدهاست.

منفی Eu بر اثر تفریق فلدسپار در حین تبلور ماگما و یا بر اثر باقی ماندن فلدسپار در حین ذوب بخشی سنگ های منشأ در شرایطی که اکتیویته H_2O پایین باشد، ایجاد می شود (Tepper et al., 1993). بنابراین، غنی شدگی عناصر LREE نسبت به HREE همراه با آنومالی منفی Eu بیانگر اهمیت نقش تفریق فلدسپار و آمفیبول در فرآیند تکامل گرانیتویدهاست.



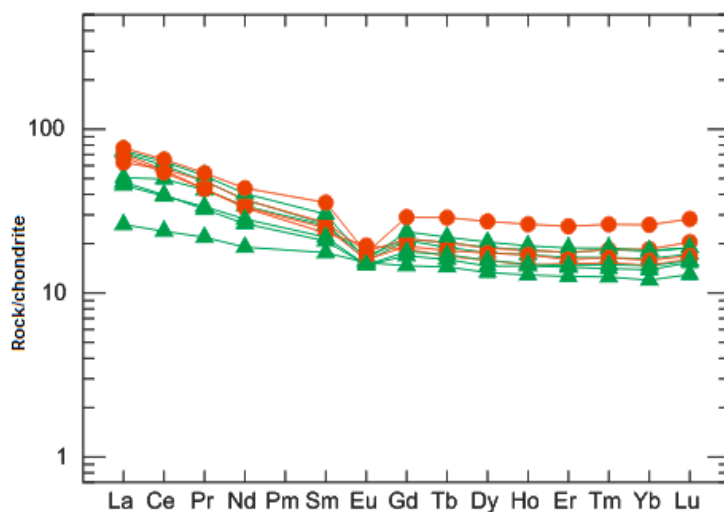
شکل ۸. موقعیت نمونه های توده نفوذی فشارک بر روی نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر سیلیس بر حسب درصد وزنی (Harker, 1909). علائم مشابه شکل ۴ است.

Fig. 8. The major element variation diagrams versus silica (wt.%) (Harker, 1909) for the samples from the Feshark intrusion. Symbols as in Fig. 4.



شکل ۹. نمونه‌های توده نفوذی فشارک بر روی نمودار تغییرات عناصر فرعی بر حسب ppm در برابر سیلیس بر حسب درصد وزنی (Harker, 1909). علائم مشابه شکل ۴ است.

Fig. 9. The trace element variation diagrams (ppm) versus silica (Wt.%) (Harker, 1909) for the samples from the Feshark intrusion. Symbols as in Fig. 4.

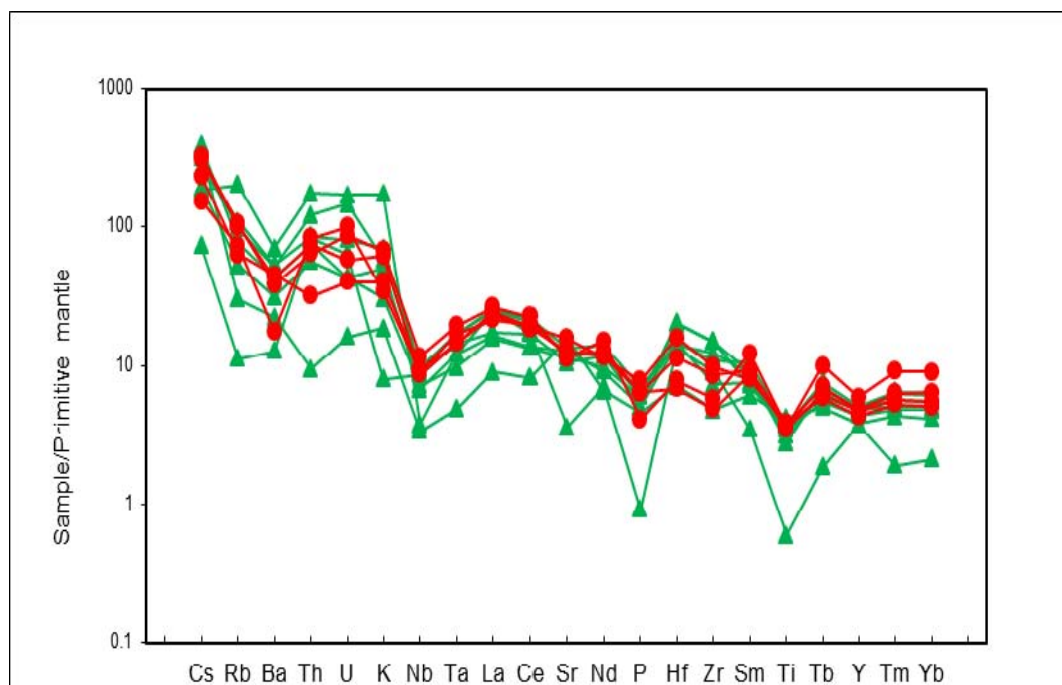


شکل ۱۰. تغییرات عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های مورد بررسی توده نفوذی فشارک که نسبت به کندریت نرمالایز شده است. مقادیر برای کندریت برگرفته از سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989). علائم مشابه شکل ۴ است.

Fig. 10. Chondrite-normalized REE patterns for the samples from the Feshark intrusion (Sun and McDonough, 1989). Symbols as in Fig. 4.

شکل ۱۱ تغییرات عناصر کمیاب را که نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) نرمالایز شده‌اند، نشان می‌دهد. با استفاده از این نمودار ملاحظه می‌شود که در نمونه‌های مورد بررسی، عناصر LILE نسبت به HFSE غنی‌شدگی نشان می‌دهند و در بیشتر نمونه‌ها آنومالی مثبت K, U, Th و آنومالی منفی Ba و Ti, P, Nb مشاهده می‌شود. غنی‌شدگی LILE می‌تواند در نتیجه درجه پایین ذوب‌بخشی از منشأ گوشته‌ای، تحرک عناصر طی دگرسانی، نقش گوشته متاسوماتیز شده، آلودگی به وسیله مواد پوسته‌ای و در نهایت، دخالت پوسته در تولید سنگ‌های منطقه باشد (Thuy et al., 2004). آنومالی منفی Ti و Nb یکی از ویژگی‌های فعالیت ماگمایی مرتبط با فرآیند فرورانش است (Kuster and Harms, 1998). همچنین این آنومالی وجه مشخصه سنگ‌های پوسته قاره‌ای و شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است (Kuster and Harms, 1998). وو و همکاران

(Wu et al., 2003) آنومالی منفی Nb, Ti را به عوامل گوناگون نسبت داده‌اند که می‌تواند نشانه فقر این عناصر در منشأ، باقی‌ماندن فازهای حاوی این عناصر در طی ذوب‌بخشی، تهی‌بودن رسوبات فرورانده شده از این عناصر و یا جدایش آنها در طی فرآیند تفریق باشد (Kelemen et al., 1993). Ba نیز به علت جانشینی با پتاسیم در ارتوکلاز و بیوتیت آنومالی منفی پیدا کرده است. آنومالی منفی Sr در برخی نمونه‌ها بر اثر تفریق پلاژیوکلاز ایجاد شده است. آنومالی منفی Eu همراه با آنومالی منفی Sr بر اثر تفریق پلاژیوکلاز و چنانچه همراه با آنومالی منفی Ba باشد، بر اثر تفریق فلدسپار پتاسیم ایجاد می‌شود (Aydogan et al., 2008). در منطقه مورد بررسی آنومالی منفی Eu همراه با آنومالی منفی Ba و آنومالی جزئی Sr بیانگر تفریق فلدسپار است. افزون بر آن آنومالی منفی P در نمودار دیده می‌شود که به دلیل تبلور آپاتیت ایجاد شده است.

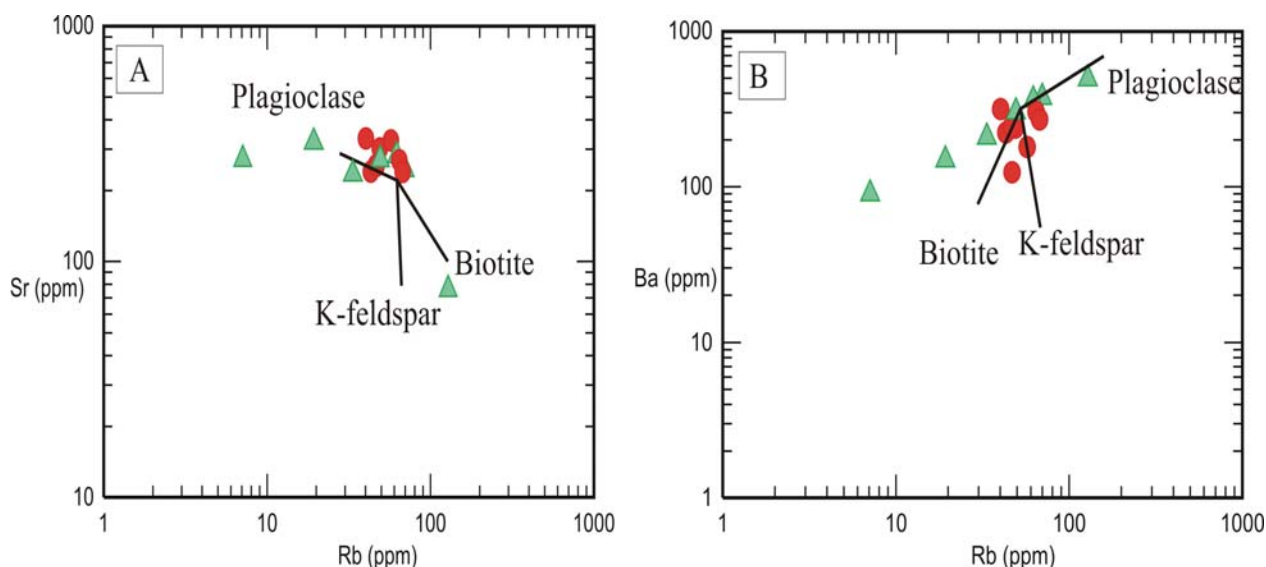


شکل ۱۱. تغییرات عناصر کمیاب در نمونه‌های مورد بررسی توده نفوذی فشارک که نسبت به گوشته اولیه نرمالایز شده است. مقادیر برای گوشته اولیه برگرفته از سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989). علائم مشابه شکل ۴ است.

Fig. 11. Primitive mantle-normalized spider diagram for the samples from the Feshark intrusion (Sun and McDonough, 1989). Symbols as in Fig. 4.

افزایش Rb میزان Sr به صورت جزئی کاهش می‌یابد (شکل ۱۲-A) و همچنین با افزایش میزان Rb میزان Ba افزایش پیدا می‌کند (شکل ۱۲-B) که این امر با تفریق پلاژیوکلاز سازگار است.

برای مشخص کردن این که تفریق کدام کانی در توده نفوذی و برون‌بوم‌ها به عنوان مهمترین عامل تحول ماگمایی به شمار می‌آید، از نمودارهای شکل ۱۲ استفاده شده است (Taylor and McLennan, 1985). چنان که در این شکل دیده می‌شود، با



شکل ۱۲. نمودار لگاریتمی Rb در برابر Sr: A و Ba: B برای جداسازی روند‌های تفریق پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و بیوتیت (Taylor and McLennan, 1985) در توده نفوذی فشارک. علائم مشابه شکل ۴ است.

Fig. 12. The logarithmic Rb vs. A: Sr, and B: Ba diagrams showing trends of fractional crystallization of plagioclase, K-feldspar, and biotite crystal for the samples from the Feshark intrusion (Taylor and McLennan, 1985). Symbols as in Fig. 4.

تقسیم‌بندی کرده است. چنان که در شکل ۱۳-A و B دیده می‌شود، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی مرتبط با فرورانش قرار گرفته‌اند. همچنین در نمودار لگاریتمی Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983)، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده سنگ‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۴).

در تأیید شکل‌گیری سنگ‌های توده نفوذی فشارک، در مناطق مرتبط با فرورانش می‌توان به غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر LREE و LILE نسبت به HREE و HSE و وجود آنومالی منفی عناصر Ta, Ti و Nb در سنگ‌های منطقه اشاره کرد

بحث

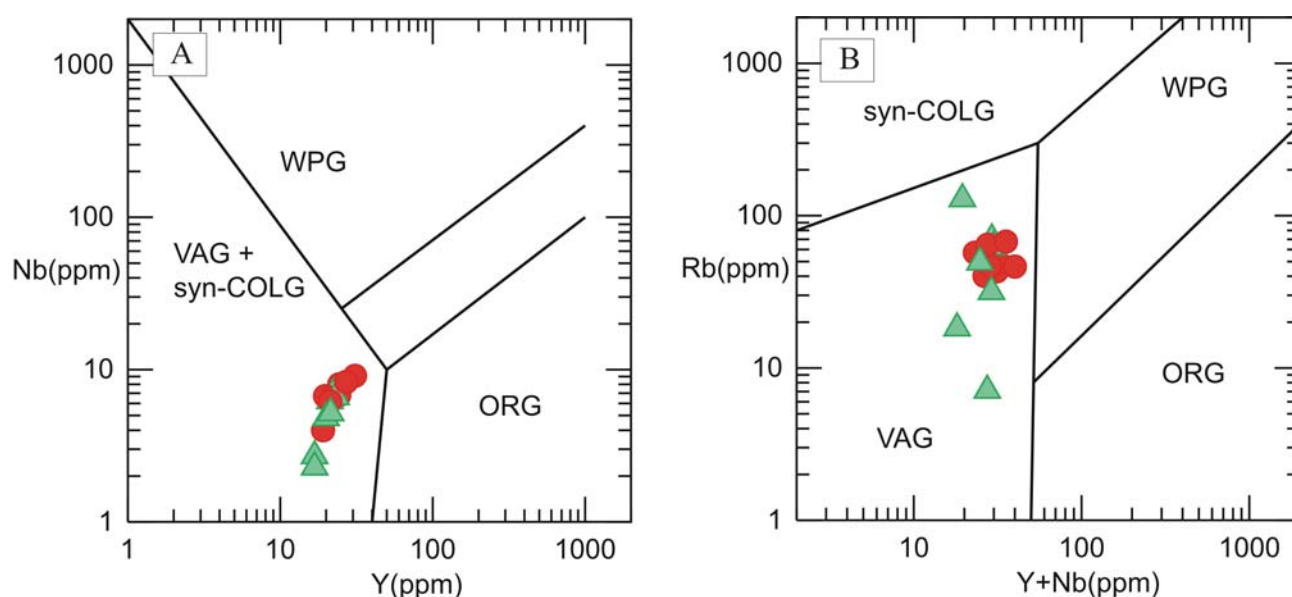
محیط زمین‌ساختاری

برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی توده‌های گرانیتوئیدی، نمودارهای گوناگونی پیشنهاد شده است؛ اما سودمندترین آنها نمودارهایی هستند که بر پایه فراوانی عناصر کمیاب کم‌تحرک در برابر فرآیندهای دگرسانی و هوازدگی طراحی شده باشند. پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) بر اساس فراوانی عناصر کمیاب، محیط زمین‌ساختی گرانیت‌ها را به چهار گروه گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی^۱، گرانیتوئیدهای درون قاره‌ای^۲، گرانیتوئیدهای برخوردی^۳ و گرانیتوئیدهای میان اقیانوسی^۴

1. VAG
2. WPG
3. Syn-COLG
4. ORG

(Sarjoughian et al., 2012) و توده نفوذی نطنز (Honarmand et al., 2010) همخوانی دارد. همچنین از آنجایی که توده نفوذی فشارک، نصرند، کوهدم و نطنز بخش‌های کوچکی از کمربند ماگمایی ارومیه-دختر به‌شمار می‌آید و به عقیده بسیاری از صاحب‌نظران از جمله بربریان و کینگ (Berberian and King, 1981) و آگارد و همکاران (Agard et al., 2011) شکل‌گیری کمربند ماگمایی حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پلایت ایران مرکزی است؛ لذا مباحث یادشده همگی تأییدکننده و مکمل همدیگر است.

(Pearce and Peate, 1995). غنی‌شدگی عناصر LILEs نسبت به HSFES در سنگ‌های آذرین کمان‌های ماگمایی را به آزاد شدن سیالات از پوسته فرورونده و واکنش این سیالات غنی از LILEs با گوه گوشته‌ای نسبت می‌دهند (Tatsumi, 1989). نسبت Nb/Y پایین (av: 0.26) از دیگر ویژگی‌های سنگ‌هایی است که در کمان ماگمایی مرتبط با فرورانش تشکیل می‌شود (Pearce, 1983; Temel et al., 1998) این نسبت در نمونه‌های مورد بررسی ۰/۱۶ تا ۰/۴ تغییر می‌کند که بیانگر تشکیل آنها در محیط فرورانش است. این مباحث با نتایج منتشرشده در نواحی مجاور از جمله توده نفوذی نصرند (Kananian et al., 2014a)، توده نفوذی کوهدم



شکل ۱۳. موقعیت نمونه‌های مورد بررسی توده نفوذی فشارک در نمودارهای جداسازی محیط زمین‌ساختی A: Nb در برابر Y و B: Nb در برابر Y+Nb در برابر Rb (Pearce et al., 1984). علائم مشابه شکل ۴ است.

Fig. 13. Distribution of the samples from the Feshark in the geotectonic discrimination diagrams A: Nb vs. Y, and B: Y+Nb vs. Rb (Pearce et al. 1984) intrusion. Symbols as in Fig. 4.

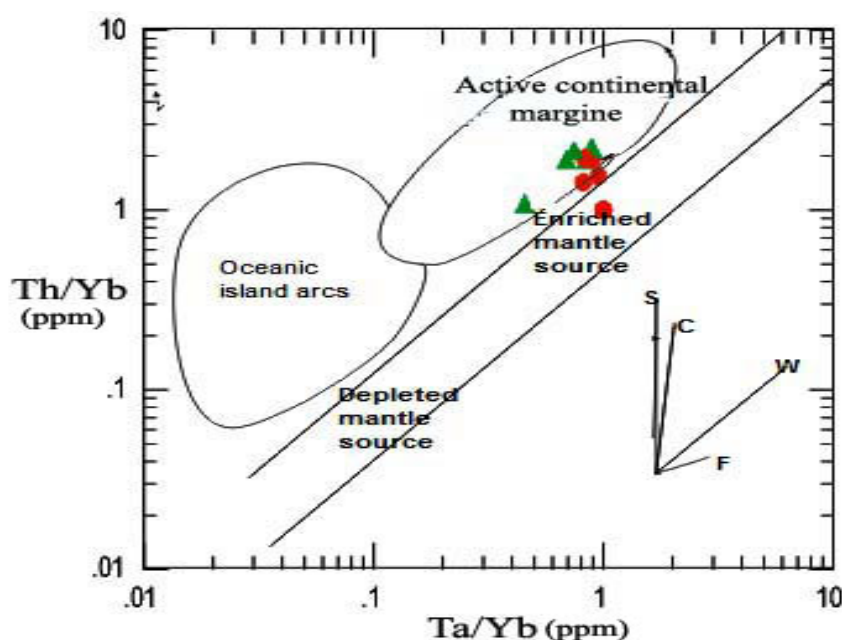
نسبتاً پتاسیک و با SiO_2 بالا با منشأ پوسته بالایی. شواهد صحرائی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی بسیار از جمله: همراهی با سنگ‌های آتشفشانی، طیف ترکیب سنگ‌شناسی گسترده گابرو تا گرانیت، وجود کانی‌های مافیک هورنبلند سبز و بیوتیت قهوه‌ای که بیانگر شرایط اکسیدان در زمان تشکیل است، نبود

منشأ ماگمای سازنده

چاپل و وایت (Chappell and White, 1992) گرانیتوئیدها را به دو نوع I و S طبقه‌بندی کردند: گرانیت‌های نوع I متآلومین تا کمی پرآلومین، نسبتاً سدیک و با یک منشأ پوسته زیرین و گوشته و گرانیت‌های نوع S به‌شدت غنی از آلومین و

کانی‌های آلومینوسیلیکات مانند آندالوزیت، کردیریت و مسکوویت در سنگ‌های این منطقه، روند نزولی P_2O_5 در برابر سیلیس، روند صعودی Th در برابر سیلیس (Chappell and White, 1992) و ماهیت متاآلمین، همگی بیانگر همانندی توده نفوذی فشارک با گرانیت‌های نوع I است و در بسیاری از مناطق همجوار در کمر بند ارومیه- دختر نیز دیده می‌شود (Kananian et al., 2014b; Honarmand et al., 2014; Ahmadian et al., 2016). چنانچه ذکر شد گرانیت‌های نوع I می‌تواند از گوشته و یا از پوسته سرچشمه بگیرد. برای تمایز منشأ پوسته‌ای و گوشته‌ای از نمودارهای متعددی استفاده شده است. به کمک نمودارهای Nb در برابر Nb/U (Taylor and Rudnick et al., 1985)، Ti در برابر Ti/Zr (McLennan, 1985)

(2000) و $(La/Sm)_{cn}$ (نرمالایز شده به کندریت اقتباس از سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989) در برابر Nb/U (Hofmann et al., 1986) که در شکل‌های A-15، B و C نشان داده شده است، می‌توان گفت که پوسته پایینی نقشی مؤثر در شکل‌گیری توده نفوذی فشارک دارد. همچنین شکل D-15 که بر اساس نسبت Sr/Y در برابر Y توسط سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989) طراحی شده است، نشان می‌دهد که توده نفوذی فشارک به وسیله ذوب بخشی درجه پایین از آمفیبولیت‌هاست و بدون گارنت هستند. همچنین با توجه به قرارگیری نمونه‌ها در نمودار، بیانگر شکل‌گیری توده نفوذی فشارک در اعماق کم پوسته‌ای است.



شکل ۱۴. موقعیت نمونه‌های مورد بررسی توده نفوذی فشارک بر روی نمودار تغییرات Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983). علائم مشابه شکل ۴ است.

Fig. 14. Distribution of the samples from the Feshark intrusion in the Th/Yb vs. Ta/Yb variation diagram (Pearce, 1983). Symbols as in Fig. 4.

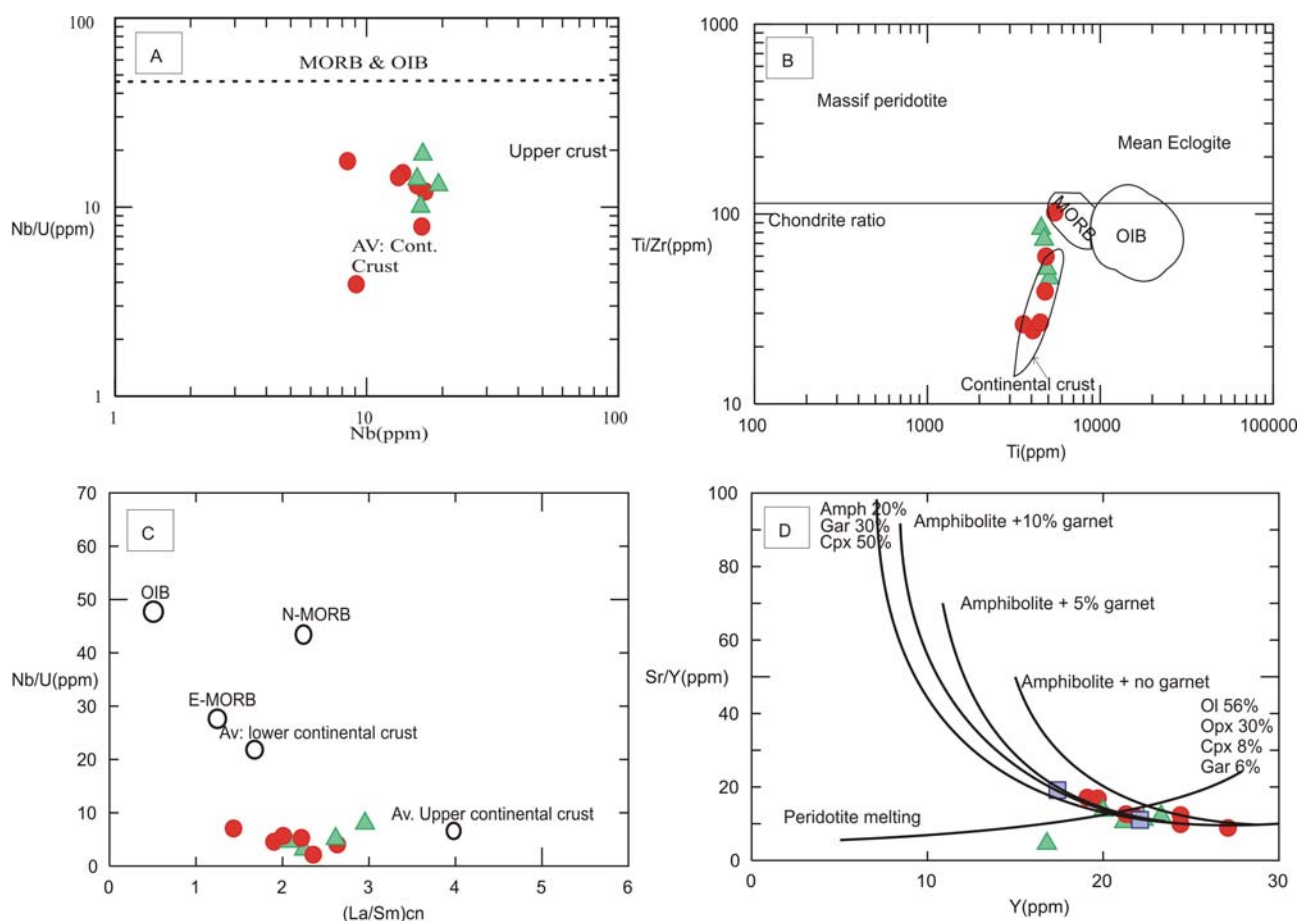
واحد فلسیک اغلب دارای ترکیب سنگ‌شناسی گرانودیوریت است که با حجم‌های اندکی از تونالیت و گرانیت همراه شده است؛ در حالی که واحد مافیک از کوارتز دیوریت تشکیل شده

نتیجه‌گیری

توده نفوذی فشارک در شمال‌خاور شهر اصفهان، در زون ارومیه- دختر، به دو واحد فلسیک و حدواسط تقسیم می‌شوند.

Nb در برابر Nb/U، Ti در برابر Ti/Zr، (La/Sm)cn در برابر Sr/Y و Nb/U در برابر Sr/Y بیانگر نقش گسترده پوسته قاره‌ای آمفیولیتی در تشکیل توده نفوذی فشارک است. بنابراین به نظر می‌رسد، فرورانش نئوتتیس و آزاد شدن آب و مواد فرار از صفحه اقیانوسی به ذوب گوه گوشته‌ای و صعود مواد مذاب و استقرار آن در زیر پوسته منجر شده است. با قرارگیری مذاب داغ در زیر پوسته به ذوب پوسته آمفیولیتی منجر شده و احیاناً همراهی بخشی از مواد گوشته‌ای با پوسته شده است و در نهایت، بر اثر صعود و انجماد مواد مذاب، توده نفوذی فشارک تشکیل شده است.

است. در این توده حضور برون‌بوم‌های میکروگرانولار مافیک با ترکیب کوارتز دیوریت و کوارتز مونزودیوریت به شکل آشکاری خودنمایی می‌کند. بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی و الگوی تغییرات عناصر اصلی و کمیاب و کمیاب خاکی می‌توان به نقش گسترده تفریق فلدسپار و آمفیول در تحولات ماگمایی آن اشاره کرد. غنی‌شدگی LREEs و LILEs نسبت به HREEs و HSFES، آنومالی منفی عناصر P، Nb، Ta، Eu، Ba، Ti، و نسبت Nb/Y پایین از ویژگی‌های منطقه فرورانش محسوب می‌شود که با فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی همخوانی دارد. نمودارهای شناسایی‌کننده منشأ سنگ‌ها مانند



شکل ۱۵. موقعیت نمونه‌های مورد بررسی توده نفوذی فشارک بر روی نمودارهای تغییرات A: Nb در برابر Nb/U، B: Ti در برابر Ti/Zr (Rudnick et al. 2000)، C: (La/Sm)cn در برابر Sr/Y (Hofmann et al., 1986) و D: Sr/Y در برابر Y (Sun and McDonough, 1989)، علایم مشابه شکل ۴ است.

Fig. 15. Plot of the samples from the Feshark intrusion in the the A: Nb/U vs. Nb (Taylor and McLennan, 1985), B: Ti vs. Ti/Zr (Rudnick et al. 2000), C: (La/Sm)cn vs. Sr/Y (Hofmann et al., 1986), D: Sr/Y vs. Y variation diagrams (Sun and McDonough, 1989). Symbols as in Fig. 4.

قدردانی

این پژوهش در چارچوب طرح پژوهشی مصوب دانشگاه تهران انجام شده است که بدین وسیله از حوزه معاونت پژوهشی

دانشگاه تهران و حوزه معاونت پژوهشی پردیس علوم تشکر و قدردانی می‌شود.

References

- Abdollahi, E., 2007. Petrography and petrology of the intrusive rocks of North Hana. M.Sc. Thesis, Islamic Azad university Isfahan, Khorasan Branch, Isfahan, Iran, 95 pp. (in Persian with English abstract)
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148 (5-6): 692–725.
- Aghanabati, A., 1998. Major sedimentary and structural units of Iran. *Geosciences. Geological Survey of Iran*, Tehran, Iran, 619 pp. (In Persian)
- Ahmadi, A., 1988. Petrography and petrology of intrusive rocks and related contact metamorphic skarn north of Feshark NE of Isfahan. MSc Thesis. University of Tarbiat Moalem. Tehran, Iran, 119 pp. (In Persian)
- Ahmadian, J., Sarjoughian, F., Lentz, D., Esna-Ashari, A., Murata, M. and Ozawa, H., 2016. Eocene K-rich adakitic rocks in the Central Iran: Implications for evaluating its Cu–Au–Mo metallogenic potential. *Ore Geology Reviews*, 72(1): 323–342.
- Amidi, S.M., 1975. Contribution a letude stratigraphique, Petrologique, et Petrochimique des roches magmatiques de la region de Natanz-Nain-Surk (Iran central). Ph.D. Theses, Université. Scientifique et Medicale de Grenoble, France, 316 pp.
- Aydogan, M.S., Coban, H., Bozcu, M. and Akinci, O., 2008. Geochemical and mantle-like isotopic (Nd, Sr) composition of the Baklan granite from the Muratdagi region (Banaz, Usak), western Turkey: Implications for input of juvenile magmas in the source domains of western Anatolia Eocene–Miocene granites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33(3-4): 155–176.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 18(2): 210–265.
- Bullen, T.D. and Clynne, M.A., 1990. Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen volcanic center. *Journal of Geophysical Research*, 95(B12): 19671–19691.
- 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(1-2): 1–26.
- Eggins, S. and Hensen, B.J., 1987. Evolution of mantle-derived, granodiorites augite-hypersthene by crystal-liquid fractionation: Barrington Tops Batholith, eastern Australia. *Lithos*, 20(4): 295–310.
- Ginibre, C., Worner, G. and Kronz, A., 2002. Minor- and trace-element zoning in plagioclase: implications for magma chamber processes at Parinacota volcano, northern Chile. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 143(3): 300–315.
- Harker, A., 1909. The natural history of igneous rocks. Methneu, London, 344 pp.
- He, Y., Zhao, G., Sun, M. and Han, Y., 2009. Petrogenesis and tectonic setting of volcanic rocks in the Xiaoshan and Waifangshan areas along the southern margin of the North China Craton: Constraints from bulk-rock geochemistry and Sr–Nd isotopic composition. *Lithos*, 114(1-2): 186–199.
- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M. and White, W.M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 79(1-2): 33–45.
- Honarmand, M., Moayyed, M., Jahangiri, A. Ahmadian J. and Bahadoran N., 2010. The study of geochemical characteristics of Natanz plutonic complex, North of Isfahan. *Petrology*, 1(3): 65–88. (in Persian with English abstract)
- Honarmand, M., Rashidnejad Omran, N., Neubauer, F., Emami, M.H., Nabatiand, G., Liu, X., Dong, Y., Quadt, A. and Cheng, B., 2014. Laser-ICP-MS U–Pb zircon ages and geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of the Niyasar plutonic complex, Iran: constraints on petrogenesis and tectonic

- evolution. *International Geology Review*, 56(1): 104–132.
- Kampunzu, A.B., Tombale, A.R., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T. and Modisi, M.P., 2003. Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a Neoproterozoic continental active margin in the Zimbabwe craton. *Lithos*, 71(2-4): 431-460.
- Kananian, A., Hamzei, Z., Sarjoughian, F. and Ahmadian, J., 2014a. Origin and tectonic setting of granitic rocks and dolerite dikes in the Nasrand pluton, southeast of Ardestan. *Petrology*, 5 (17):103-118. (in Persian with English abstract)
- Kananian, A., Sarjoughian, F., Nadimi, A.R., Ahmadian, J. and Ling, W., 2014b. Geochemical characteristics of the Kuh-e Dom intrusion, Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (Iran): implications for source regions and magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 90(1): 137–148.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N. and Dunn, T., 1993. Relative depletion of Nb in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 120(3-4): 111–133.
- Kuster, D. and Harms, U., 1998. post – collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the late neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*. 45(1-4):177-195.
- Maniar, P.D. and piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin*, 101(5): 635 – 643.
- Middlemost, E.A.A. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Review*. 37(3-4): 215–224.
- Moinvaziri, H. and Ahmadi, A., 1988. Petrology of igneous rocks of Feshark area and its related contact metamorphic aureole. *Journal of Science, University of Tehran*, 17(1-2): 63-71. (in Persian with English abstract)
- Noorbehesht, I., 1991. Mineralogy of xanthophyllite in hornfels rocks from North East Esfahan. *Research Journal of Isfahan University*, 4(1-2): 71- 63. (in Persian with English abstract)
- Pearce, J.A., 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Editors), *continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Publications, Nantwich, pp. 230-249.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956 – 983.
- Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic implication of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23(1): 251–285.
- Pe-Piper, G. and Piper, D.J.W., 2002. Regional implications of geochemistry and style of emplacement of Miocene I-type diorite and granite, Delose, Cyclades, Greece. *Lithos*, 60 (1-2): 47-66.
- Radfar, J., Kohansal, R., Zolfaghari S. and Bahremand, M., 2002. Geological map of Kuhpayeh, Scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use of major and minor element. *Lithos*, 22(4): 247-263.
- Rudnick, R.L., Barth, M., Horn, I. and McDonough, W. F., 2000. Rutile-Bearing Refractory Eclogites: Missing Link Between Continents and Depleted Mantle. *Science*, 287 (5451): 278-281.
- Sabzehei, M. and Makkizadeh, M.A., 1998. Buchite from Feshark area northeast Isfahan Central Iran: A preliminary study. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 9(1): 34-47.
- Sarjoughian, F., Kananian, A. and Ahmadian, J., 2012. Application of pyroxene chemistry for evaluation of temperature and pressure in the Kuh-e Dom intrusion. *Petrology*, 3(11): 97-110. (in Persian with English abstract)
- Shand, S.J., 1943. *The Eruptive Rocks*. 2nd edition. John Wiley, New York, 444 pp.
- Shelly, D. 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*, Chapman and Hall, United Kingdom, 630 pp.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42, pp. 313-345.

- Taghipour, B., Mackizadeh, M.A. and Moore, F., 2011. Paragenetic relationships of clintonite and spinel in Central Iran skarns as evidence of the formation of clintonite. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Anhandlungen*, 259(2): 217–229.
- Temel, A., Gundogdu, M.N. and Gourgaud, A., 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-k calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1-4): 327-354.
- Tepper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W. and Irving, A.J., 1993. Petrology of the chillwack batholiths, north cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113(3):333-351.
- Thuy, N.T.B., Satir M., Siebel, W., Vennemann, T. and Long, T.V., 2004. Geochemical and isotopic constrains on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23 (4): 467-482.
- Vahabi Moghaddam, B., 2000. Petrography, mineralogy and petrogenetic studies of North-East Esfahan intrusion's body and their contact metamorphic aureole. Ph.D. thesis, Islamic Azad University of Science and Research, Tehran, Iran, 197 pp. (in Persian with English abstract)
- Whitney, D.L and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185-187.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenetic*. Chapman and Hall, London, 466 pp.
- Tatsumi, Y., 1989. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 94(1): 4697–4707.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. *The continental crust: its compositions and evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp.



Geochemistry and petrogenesis of the Feshark intrusion (NE Isfahan city)

Ali Kananian^{1*}, Fatemeh Ghahramani¹, Fatemeh Sarjoughian², Jamshid Ahmadian³ and Kazem Kazemi¹

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

2) Department of Earth Sciences, Faculty of Basic Sciences, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

3) Department of Geology, Payame Noor University, Iran

Submitted: Sept. 7, 2015

Accepted: May 23, 2016

Keywords: *intrusive rock, petrogenesis, tectonic setting, Feshark, Isfahan, Urumieh Dokhtar arc*

Introduction

Granitic rocks are the most abundant rock types in various tectonic settings and they have originated from mantle-derived magmas and/or partial melting of crustal rocks. The Oligo-Miocene Feshark intrusion is situated in the northeast of the city of Isfahan, and a small part of Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc is between 52°21' E to 52°26'E and 32°50' N to - 32°53' N. The pluton has intruded into lower Eocene volcanic rocks such as rhyolite, andesite, and dacite and limestone.

Analytical methods

Fifteen representative samples from the Feshark intrusion were selected on the basis of their freshness. The major elements and some trace elements were analyzed by X-ray fluorescence (XRF) at Naruto University in Japan and the trace-element compositions were determined at the ALS Chemex lab.

Results

The Feshark intrusion can be divided into two phases, namely granodiorite with slightly granite and tonalite composition and quartz diorite with various quartz diorite and quartz monzodiorite abundant enclaves according to Middlemost (1994) classification. The quartz diorite show dark grey and are abundant at the western part of the intrusive rocks. Granodiorite are typically of

white-light grey in color and change gradually into granite and tonalite. The granodiorite and granite rocks consist of quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite, and amphibole, whereas in the quartz diorites the mineral assemblages between different minerals are very similar to those observed in the granodiorite. However, amphibole and plagioclase are more abundant and quartz and K-feldspar modal contents are lower than in the granodiorite whereas pyroxene occurs as rare grains. They are characterized as metaluminous to mildly peraluminous based on alumina saturation index (e.g. Shand, 1943) and are mostly medium-K calc-alkaline in nature (Rickwood, 1989).

Discussion

In the Yb vs. La/Yb and Tb/Yb variation diagrams (He et al., 2009), the studied samples show small variations in La/Yb and Tb/Yb ratios, suggesting fractional crystallization. Chondrite-normalized REE patterns (Sun and McDonough, 1989) of all the samples essentially have the same shape with light REE (LREE) enrichment, flat high REE (HREE) and significant negative Eu anomalies. All of the samples exhibit similar trace element abundance patterns, with enrichment in large ion lithophile elements (LILE) and negative anomalies in high field strength elements (HFSE; e.g. Ba, Nb, Ta, P, and Ti) compared to primitive mantle (Sun and McDonough, 1989). The enrichment of LILE and LREE relative to the

*Corresponding authors Email: Kananian@khayam.ut.ac.ir

HFSE and HREE along with Nb, Ta, and Ti anomalies display close similarities to those of magmatic arc granites (Pearce et al., 1984) and also negative Nb–Ti anomalies are thought to be related to the fractionation of Ti-bearing phases (titanite, etc.). Moreover, these are the typical features of arc and / or crustal contamination (Kuster and Harms, 1998), while the negative P anomalies should result from apatite fractionation. The increasing of Ba and slightly decreasing Sr with increasing Rb, indicate that plagioclase fractionation plays an important role in the evolution of the studied intrusion. Tectonic environment discrimination diagrams such as Nb vs. Y, Nb vs. Yb+Ta (Pearce et al., 1984) and Th/Yb vs. Ta/Yb (Pearce, 1983) with enrichment in the LILE and LREE relative to HFSE and HREE and negative anomaly in the Nb, Ti and Eu indicate that their initial magma is generated in the subduction zone related to an active continental margin setting. The rocks genesis determining diagrams such as Nb vs. Nb/U (Taylor and McLennan, 1985), Ti vs. Ti/Zr (Rudnick et al. 2000), (La/Sm)_{cn} vs. Nb/U (Hofmann et al., 1986), and Sr/Y vs. Y (Sun and McDonough, 1989) show that the magma was probably generated by partial melting of amphibolitic continental crust.

References

- He, Y., Zhao, G., Sun, M. and Han, Y., 2009. Petrogenesis and tectonic setting of volcanic rocks in the Xiaoshan and Waifangshan areas along the southern margin of the North China Craton: Constraints from bulk-rock geochemistry and Sr-Nd isotopic composition. *Lithos*, 114(1-2): 186-199.
- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M. and White, W.M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 79(1-2): 33-45.
- Kuster, D. and Harms, U., 1998. post – collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the late neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*. 45(1-4):177-195.
- Pearce, J.A., 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: C.J. Hawkesworth and M.j. Norry (Editors), *continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Publications, Nantwich, pp. 230-249.
- Middlemost, E.A.A. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Review*. 37(3-4): 215–224.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956 – 983.
- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use of major and minor element. *Lithos*, 22(4): 247-263.
- Rudnick, R.L., Barth, M., Horn, I. and McDonough, W. F., 2000. Rutile-Bearing Refractory Eclogites: Missing Link Between Continents and Depleted Mantle. *Science*, 287 (5451): 278-281.
- Shand, S.J., 1943. *The Eruptive Rocks*. 2nd edition. John Wiley, New York, 444 pp.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42, pp. 313-345.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. *The continental crust: its compositions and evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp.