

پتروولوژی نفوذی‌های گابرو-دیوریتی در کوه پریشان، جنوب قروه، استان کردستان

اشرف ترکیان*، خدیجه محبی و علی اصغر سپاهی گرو

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

چکیده

کوه پریشان در جنوب قروه (استان کردستان) در حد فاصل روستاهای زرینه تا تکیه‌بالا واقع است و نفوذی‌های گابرویی-دیوریتی دارد. بر مبنای تقسیم‌بندی ساختاری ایران، بخشی از پهنه سنندج-سیرجان است. ویژگی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهد این نفوذی‌ها از سنگ‌های هورنبلندپیروکسن-گابرو، گابرو، کوارتزگابرو، گابرودیوریتی، دیوریت و کوارتز-دیوریت تشکیل شده‌اند. مطالعات ژئوشیمیایی بر دارا بودن ماهیت متآلومینه و کالک‌آلکالن با پتاسیم متوسط آنها دلالت دارد. روند نمودارهای تغییرات، پیوستگی شیمیایی و خویشاوندی نمونه‌ها را تأیید نمی‌کند. همبستگی منفی بین تغییرات SiO_2 با اکسیدهای Ca، Fe و Mg، وقوع فرآیند تبلور تفریقی را برای هر دو ماگما تأیید می‌نماید. نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونیکی، گویای وابسته بودن ماگماتیسیم نفوذی‌های گابرو-دیوریتی کوه پریشان به قوس آتشفشانی در یک محیط حاشیه فعال قاره مرتبط با مناطق فرورانش است. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE و غنی‌شدگی از LILE، تهی‌شدگی از عناصر Nb، Ta، Ti و Zr می‌تواند به دلیل آلاینش و وابستگی آنها به مناطق فرورانش باشد. مقدار اندک Mg#، آنومالی مثبت Yb و آنومالی منفی Ho گویای آن است که ماگمای سازنده مافیک از یک گوشته متاسوماتیز شده به وجود آمده که با ایجاد مذاب دیوریتی در پوسته زیرین همراه بوده است. علاوه بر وجود روندهای خطی و مثبت عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر که بیانگر نقش تبلور تفریقی در ماگمای مافیک-حدواسط است، شواهد صحرایی و پتروگرافی نیز گویای آمیختگی ماگمایی حداقل دو عضو بازیک و فلسیک (تا حدواسط) است که با موقعیت تکتونیکی منطقه پریشان سازگاری دارد.

واژه‌های کلیدی: گابرو، دیوریت، قوس آتشفشانی، قروه، پهنه سنندج-سیرجان

مقدمه

به شمال شرق به پنج زیرپهنه تقسیم می‌کنند که عبارتند از: الف) زیرپهنه رادیولاریتی، ب) زیرپهنه بیستون، پ) زیرپهنه افیولیتی، ت) زیرپهنه حاشیه‌ای و ث) زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده که منطقه قروه بر اساس این تقسیم‌بندی بخشی از زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده است. از ویژگی‌های

منطقه پریشان از نظر ساختمانی در پهنه سنندج-سیرجان قرار دارد (شکل ۱) و به تبع آن دارای ویژگی‌های پهنه یاد شده است. Mohajjel و Sahandi (۱۹۹۷) و همکاران Mohajjel و همکاران (۲۰۰۳) پهنه سنندج-سیرجان را از جنوب غرب

* a-torkian@basu.ac.ir

همکاران (۲۰۰۸)، Torkian (۲۰۱۱a,b)، Azizi و همکاران (۲۰۱۴)، Torkian (۲۰۱۵) اشاره نمود.

جدیدترین مطالعات سن-سنجی حاصل کار Mahmoudi و همکاران (۲۰۱۱) است که روی نفوذی‌های بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان انجام شده است. بر این اساس، سن جایگیری مجموعه پلوتونیک جنوب قروه با روش U-Pb به ۱۴۹-۱۵۷ میلیون سال، معادل ژوراسیک پسین می‌رسد. البته پیش از این Bellon و Broud (۱۹۷۵) سن مطلق توده نفوذی گابرو-دیوریت خرزهره در روستای شیروانه (جنوب قروه) را با روش K-Ar ۴۰ تا ۳۸ میلیون (اویل اولیگوسن) اعلام نموده بودند.

یکی از موضوعات مهم در مطالعه خاستگاه گرانیتوئیدها، بررسی سایر سنگ‌های غیر گرانیتی مجموعه‌های باتولیتی است. بر خلاف وجود پیشینه آرایه شده، ویژگی‌های زمین‌شناسی مجموعه باتولیتی جنوب قروه هنوز کاملاً تبیین نگردیده و نفوذی‌های مافیک-حد واسط کوه پریشان با فقدان داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل مواجه بوده است. شاید به دلیل حجم اندک آن نسبت به توده گرانودیوریتی-گرانیتی و نیز مشکل بودن مسیر دسترسی است که تاکنون کمتر مورد توجه قرار گرفته است. به غیر از اطلاعات کلی (برای مثال: ویژگی‌های سنگ‌شناسی نفوذی‌ها)، داده‌های ژئوشیمیایی در رابطه با ماهیت ماگماها، محیط تکتونیکی و پترولوژی آنها در اختیار نیست. بنابراین، با هدف روشن شدن ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پترولوژیک این نفوذی‌ها بررسی آنها مورد توجه قرار گرفت. نتایج پژوهش Mohebbi (۲۰۱۴) در کنار یافته‌های جدید سایر مؤلفان در پژوهش حاضر آرایه شده است که در معرفی ویژگی‌های خاص این نفوذی‌ها شایان توجه است.

مهم این پهنه وجود سنگ‌های به شدت دگرشکل یافته و فراوانی واحدهای شیبستی، فیلیتی و متاولکانیک است.

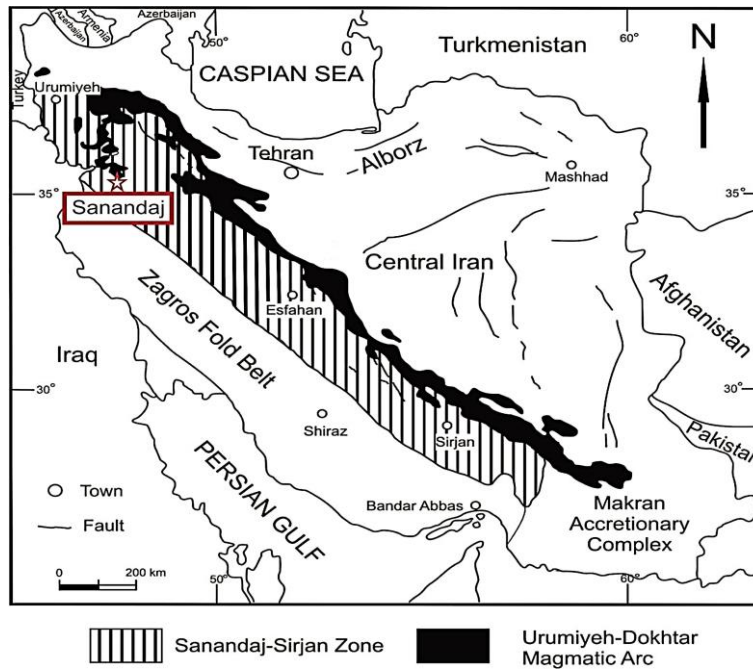
در شمال غرب سنندج-سیرجان در محل زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده، دو گروه توده‌های نفوذی وجود دارد که بر اساس نتایج به دست آمده از بررسی‌های Ahmadi Khalaji و همکاران (۲۰۰۷)، Shahbazi و همکاران (۲۰۱۰) و Emami و Eliasi (۲۰۱۴) سن ژوراسیک میانی و گروهی دیگر سن کرتاسه پسین تا پالئوسن را برای آنها پیشنهاد کرده‌اند.

زمین‌شناسی منطقه

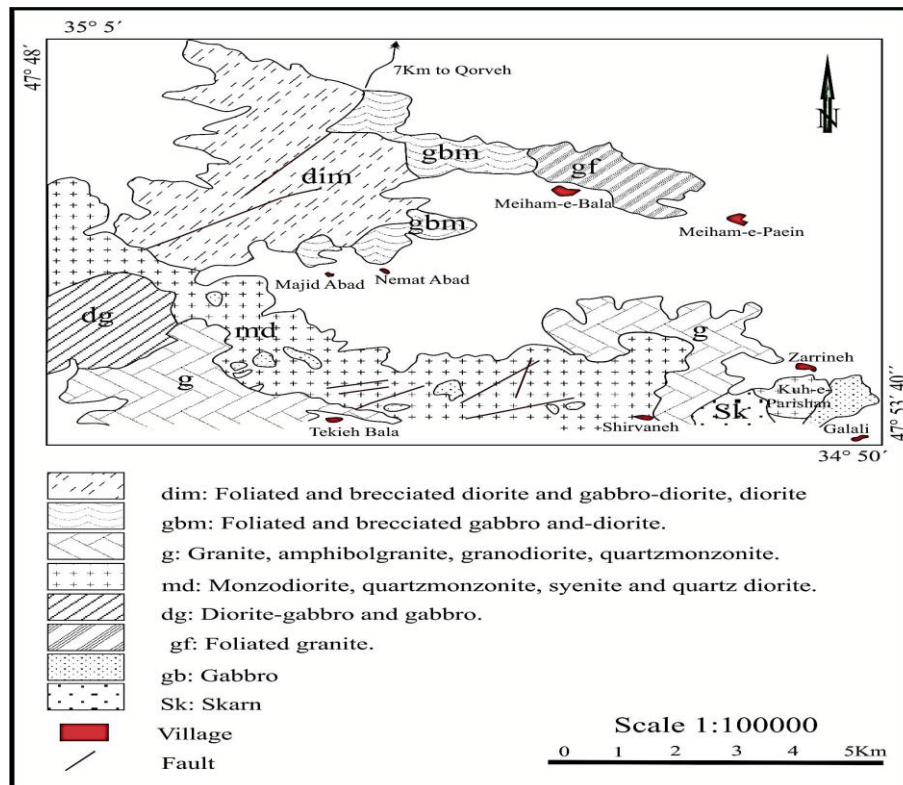
شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که بخشی از باتولیت گرانیتوئیدی جنوب قروه است را نشان می‌دهد. مطالعات پیشین نشان داده بوده که قدیمی‌ترین واحد چینه‌شناسی منطقه که از دولومیت بلورین و خرد شده تشکیل شده به تریاس منسوب است. پدیده‌های ماگماتیسم و دگرگونی تأثیر بسیار مهمی بر سرنوشت زمین‌شناسی و توالی‌های رسوبی منطقه داشته و باعث شده تا فسیل‌های این منطقه به طور کامل از بین برود و به اعتقاد Hosseini (۱۹۹۷) منطقه جنوب قروه از نظر فسیل بسیار فقیر باشد.

مجموعه پلوتونیک جنوب قروه (کردستان) جزیی از نفوذی‌های شمالی پهنه سنندج-سیرجان است. گستره مورد پژوهش (معروف به کوه پریشان) شامل: نفوذی‌های گابرو-دیوریتی، جزیی از مجموعه گرانیتوئیدی یاد شده است که با حجم کمتری نسبت به بخش گرانیتی در آن جای گرفته است.

از پژوهش‌های مهم سال‌های اخیر پیرامون سنگ‌های آذرین مجموعه باتولیتی جنوب قروه می‌توان به مطالعات Torkian (۲۰۰۸)، Torkian و



شکل ۱- موقعیت کوه پریشان در پهنه سنندج-سیرجان با ستاره نشان داده شده است.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی توده گابرو-دیوریتی کوه پریشان با تغییرات از Hosseini (۱۹۹۷). شهر قروه در فاصله ۷ کیلومتری از شمال منطقه قرار دارد.

روش انجام پژوهش

پس از پیمایش‌ها، مشاهدات صحرایی و نمونه برداری‌ها، از ۵۰ نمونه مناسب مقطع نازک تهیه و مطالعات کانی‌شناسی و پتروگرافی انجام شد. از ۱۴ نمونه تجزیه (X Ray Fluorescence) XRF و (Inductively Coupled Plasma ICP OES و Optical Emission Spectrometry) در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران به عمل آمد که نتایج آنها در جدول ۱ ارایه شده است. پردازش داده‌ها با نرم‌افزارهای GCDkit و Corel انجام پذیرفته است.

پتروگرافی

توده مافیک-حد واسط مطالعه شده حد فاصل روستاهای زرینه تا تکیه‌بالا است که به صورت پراکنده و با حجم اندک در سنگ‌های گرانیتوئیدی قرار گرفته است. سنگ‌های تشکیل‌دهنده توده نفوذی مورد مطالعه را بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری، می‌توان در دو گروه گابرو و دیوریت دسته‌بندی نمود.

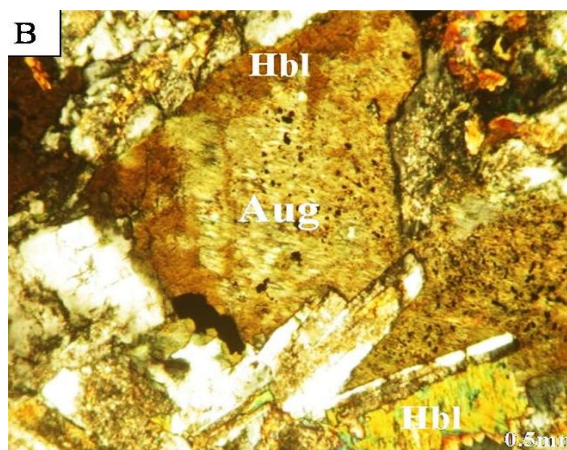
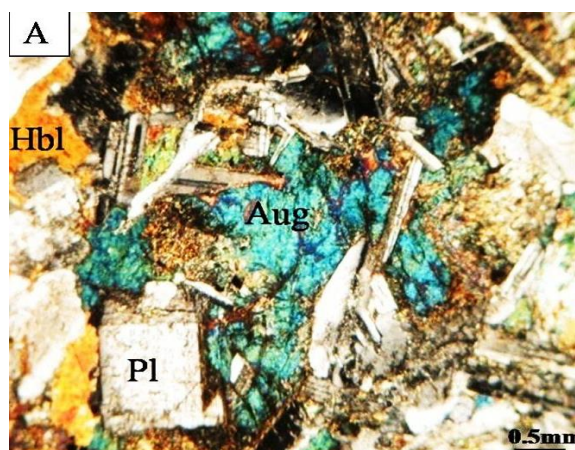
گابروها: در نمونه دستی، متراکم، توده‌ای، متوسط تا درشت‌بلور به رنگ سبز تیره تا سیاه هستند. سنگ‌شناسی نمونه‌ها طیف ترکیبی گابرو، کوارتز گابرو، هورنبلند پیروکسن گابرو را شامل می‌شود. بافت غالب در گابروها دانه‌ای نیمه شکل‌دار، افتیک، ساب‌افتیک، اینترگرانولار، پویی‌کیلیتیک و پورفیروئیدی است. کانی‌های اصلی این طیف مشابه اما از نظر فراوانی متفاوت و شامل: پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۷۰ درصد)، پیروکسن (۲۵ تا ۴۰ درصد) کلینوپیروکسن و ۰ تا ۴ درصد اورتوپیروکسن‌ها، هورنبلند (۱۰ تا ۲۵ درصد) اکسیدهای آهن و تیتانیوم (۰ تا ۷ درصد)، اولیوین (۰ تا ۵ درصد) و کوارتز (۰ تا ۵ درصد) است (شکل

۳-A). پلاژیوکلاز کانی اصلی روشن گابروها با اندازه بلورهای ۰/۱ تا پنج میلی‌متر، نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار دارای ماکل پلی‌سنتتیک و اغلب دارای ساختمان منطقه‌ای (زونینگ)، پیروکسن کانی فرومنیزین اصلی که به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، در اندازه ۰/۷ تا سه میلی‌متر متبلور شده و با توجه به ویژگی‌های نوری از نوع اوژیت است. جانیشینی اوژیت توسط هورنبلند از حاشیه بلورهای اوژیت شروع شده و به سمت مرکز در حال گسترش است (شکل ۳-B). این جانیشینی در گابروها بیانگر افزایش فشار بخار H_2O در ماگما است که در شرایط نزدیک انجماد رخ داده است (Azer et al., 2012). هورنبلند یکی دیگر از کانی‌های فرومنیزین با بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل، با اندازه ۰/۲ تا ۳ میلی‌متر، گاهی به اکتینولیت، کلریت و بیوتیت تبدیل شده است. کوارتز به صورت بی‌شکل و دارای خاموشی موجی که گویای تنش‌های اعمال شده بر سنگ‌ها است. از کانی‌های فرعی گابروها می‌توان به آپاتیت، زیرکن، کلینوزویت و بیوتیت اشاره نمود.

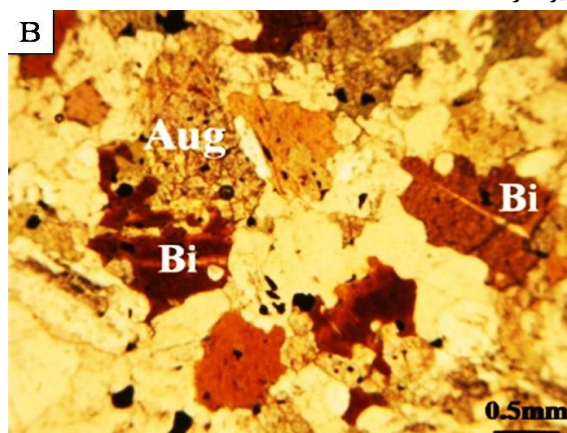
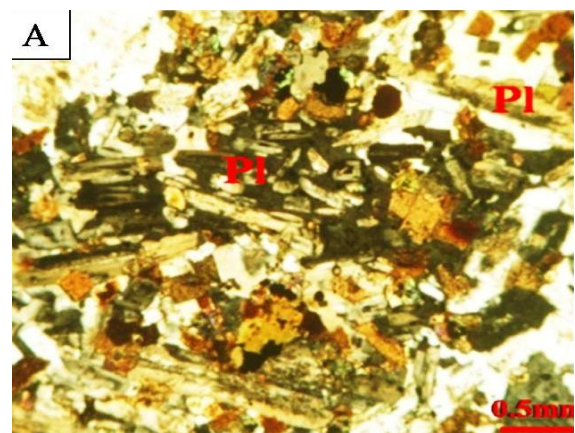
دیوریت‌ها: در نمونه دستی دارای ساخت توده‌ای، دانه‌بندی متوسط تا ریز هستند و رنگ آنها سبز تیره تا روشن است و در عین حال، رنگ میکرودیوریت‌ها به دلیل ریزدانه بودن تیره‌تر است. دیوریت‌ها شامل طیف ترکیبی دیوریت، گابرو دیوریت، میکرودیوریت، کوارتز دیوریت و کوارتز مونوزودیوریت هستند. از بافت‌های غالب می‌توان به دانه‌دار نیمه شکل‌دار، اینترگرانولار و پورفیروئیدی اشاره کرد. کانی‌های اصلی روشن آنها شامل: پلاژیوکلاز (۴۲ تا ۶۵ درصد)، اورتوکلاز (۵ تا ۲۰ درصد)، کوارتز (۳ تا ۱۷ درصد) و کانی‌های اصلی فرومنیزین شامل: آمفیبول (۲۸ تا ۳۷ درصد)، کلینوپیروکسن (۵ تا ۱۵ درصد)، بیوتیت تا

نواحی مرکزی است. به طوری که فقط در قسمت مرکزی بقایایی از بلورهای اوژیت باقی مانده است. اوژیت به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار، با اندازه 0.1 تا 0.4 میلی‌متر و بیوتیت دیگر کانی فرومنیزین دیوریت‌ها به صورت بی‌شکل با اندازه 0.2 تا یک میلی‌متر به صورت اولیه و ثانویه در مقاطع مشاهده می‌شوند. بیوتیت ثانویه از دگرسانی هورنبلند و کلینوپیروکسن تشکیل شده است (شکل ۴-B). این نوع بیوتیت با دارا بودن رنگ قهوه‌ای روشن از بیوتیت‌های اولیه با رنگ قهوه‌ای تیره قابل تمایز است. کانی‌های فرعی نیز شامل: آپاتیت، اولیوین، زیرکن و اسفن است.

۵ درصد واکسیدهای آهن و تیتانیم (۰ تا ۵ درصد) است. گاهی در نمونه‌های دیوریتی جهت‌یافتگی ضعیفی در تیغه‌های پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود (شکل ۴-A) که با توجه به عدم شکستگی و دگرشکلی در بلورهای پلاژیوکلاز می‌توان نتیجه گرفت که این آثار به دلیل فعالیت‌های تکتونیکی نبوده و شاید اولیه و ماگمایی باشد. هورنبلند فراوان‌ترین کانی فرومنیزین در دیوریت‌ها است که بلورهای آن شکل دار تا نیمه شکل دار با اندازه 0.2 تا ۳ میلی‌متر بوده و در بیشتر نمونه‌های پیروکسن دار به صورت ثانویه در حاشیه بلورهای اوژیت شکل گرفته و در حال گسترش به سمت



شکل ۳- A) کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده گابروهای کوه پریشان؛ B) جانیشینی کلینوپیروکسن توسط آمفیبول در گابروها که بیانگر افزایش فشار بخار H_2O در ماگما است. این جانیشینی در شرایط نزدیک انجماد رخ داده است (Azer *et al.*, 2012). اوژیت = Aug، هورنبلند = Hbl، پلاژیوکلاز = Pl.



شکل ۴- A) جهت‌یافتگی بلورهای ریز پلاژیوکلاز در زمینه پلاژیوکلاز درشت کوه پریشان؛ B) بیوتیت‌های اولیه و ثانویه. بیوتیت = Bi، اوژیت = Aug، پلاژیوکلاز = Pl.

ژئوشیمی

مقدار SiO_2 نمونه‌ها در محدوده حد واسط تا بازیک و ساب‌آلکان و به سنگ‌های سری ساب‌آلکان متعلق هستند (شکل ۵-B) (Rickwood, 1989). در نمودار K_2O در برابر SiO_2 از Taylor و Peccerillo و (۱۹۷۶) نمونه‌ها در سری کالک‌آلکان و از نظر مقدار پتاسیم دارای پتاسیم متوسط تا بالا هستند (شکل ۶).

نتایج داده‌های تجزیه سنگ کل در جدول ۱ ارائه شده است. بر اساس نمودار رده‌بندی سنگ‌ها بر مبنای فراوانی وزنی SiO_2 در مقابل $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (Cox *et al.*, 1979) نمونه سنگ‌های مطالعه شده در محدوده گابرو، دیوریت و کوآرتز دیوریت قرار گرفته‌اند (شکل ۵-A). از نظر

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل کوه پریشان که شامل: اکسیدهای عناصر اصلی (با روش XRF) و عناصر کمیاب و نادر خاکی (با روش ICP-OES) است. (مقادیر L.O.I در آزمایشگاه شیمی تر اندازه‌گیری شده و $\text{Mg}\# = 100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})$ است).

Lithology	Gabbr o	Gabbr o	Gabbr o	Gabbr o	Hbl. -Px Gabbr o	Gabbro Diorite	Gabbr o- Diorit e	Micro diorite	Diorit e	Diori te	Diorit e	Quartz diorite	Quar tz diorit e	Monzdior ite
Sample	MGS 2	MTS 7	MNS 12	MNS 11	MSH S6	MSHS 14	MNS1 0	MSH S8	MTS1 3	MNS 4	MGS 10	MNS4 A	MGS 1	MTS16
Location of samples	N 34° E 48° 59' 49"	N 34° E 48° 00' 15"	N 35° E 47° 00' 52"	N 35° E 47° 00' 34"	N 35° E 47° 59' 55"	N 34° E 47° 00' 39"	N 35° E 47° 00' 10"	N 34° E 47° 59' 58"	N 35° E 48° 00' 27"	N 35° E 47° 00' 51"	N 35° E 47° 00' 10"	N 35° E 47° 00' 37"	N 35° E 47° 01' 14"	N 34° E 48° 00' 21"
SiO_2	45.5	50.2	49.5	53.2	51.4	56.6	52.6	58.9	51.3	52.9	60.3	61.1	64.1	58.6
TiO_2	0.5	1.6	1.4	1.2	1.6	1.0	1.3	2.0	1.2	1.2	1.1	1.1	0.9	1.0
Al_2O_3	7.9	16.2	18.7	16.2	16.7	17.6	16.7	15.3	17.2	16.9	15.3	16.7	17.1	16.7
Fe_2O_3	17.8	11.2	11.0	10.6	11.3	7.8	10.2	9.2	11.0	10.1	8.5	6.8	6.5	7.3
MnO	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2
MgO	7.0	6.1	4.3	4.7	5.0	4.0	4.9	2.1	4.9	4.8	2.4	2.0	1.3	2.8
CaO	16.8	8.2	8.7	7.1	8.0	6.6	8.6	5.3	7.4	8.5	4.9	5.4	2.4	6.5
Na_2O	0.5	2.3	2.4	2.8	2.7	3.4	2.5	3.3	2.4	2.4	3.6	3.3	2.6	3.0
K_2O	0.5	1.2	1.1	1.7	0.8	1.7	1.2	2.1	2.1	1.0	2.1	2.2	3.6	2.1
P_2O_5	0.1	0.4	0.4	0.4	0.4	0.2	0.3	0.7	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.4
SO_3	0.3	0.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	0.3	<.1
Cl	0.3	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.3	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1
L.O.I.	2.44	1.65	1.79	1.64	1.45	0.54	1.07	0.62	1.43	1.27	0.97	0.58	0.52	0.89
Total	99.84	99.45	99.59	99.84	99.75	99.74	99.67	99.82	99.73	99.77	99.87	99.88	99.92	99.59
Mg#	44.01	57.31	48.62	51.47	52.05	57.36	54.4	39.57	51.27	53	42.03	45.91	36.11	50.98
Ba	29.1	205.1	284.9	285.2	123.2	212.6	182.9	395.9	209.4	152.9	327.7	504.5	521.8	426.5
Ce	18.8	42.8	40.3	35.0	21.6	47.6	36.3	54.2	42.8	34.2	44.9	90.9	89.7	61.9
Co	8.9	23.4	15.3	15.0	29.8	24.0	14.7	19.3	24.5	13.8	12.4	18.0	17.2	12.0
Cr	44.9	158.8	133.1	118.2	100.8	146.1	146.9	46.0	121.4	158.1	53.7	53.0	95.7	49.6

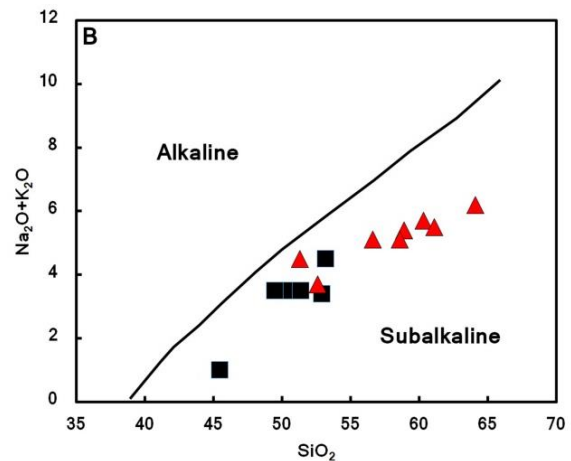
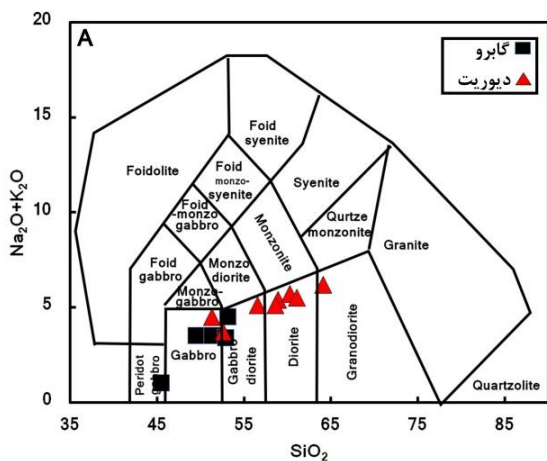
Lithology	Gabbr o	Gabbr o	Gabbr o	Gabbr o	Hbl. -Px Gabbr o	Gabbro Diorite	Gabbr o- Diorit e	Micro diorite	Diorit e	Diorit e	Diorit e	Quartz diorite	Quar tz diorit e	Monzodior ite
Sample	MGS 2	MTS 7	MNS 12	MNS 11	MSH S6	MSHS 14	MNS1 0	MSH S8	MTS1 3	MNS 4	MGS 10	MNS4 A	MGS 1	MTS16
Location of samples	N 34° 59' 49" E 48° 01' 44"	N 35° 00' 15" E 47° 50' 26"	N 35° 00' 52" E 47° 50' 35"	N 35° 00' 34" E 47° 49' 59"	N 34° 59' 55" E 47° 52' 44"	N 35° 00' 39" E 47° 50' 37"	N 35° 00' 10" E 47° 50' 52"	N 34° 59' 58" E 47° 52' 50"	N 35° 00' 27" E 48° 01' 44"	N 35° 00' 51" E 47° 49' 13"	N 35° 00' 10" E 47° 52' 57"	N 35° 00' 37" E 47° 50' 22"	N 35° 01' 14" E 47° 53' 40"	N 34° 00' 21" E 48° 50' 48"
Cs	2.8	9.4	8.8	7.9	7.2	5.5	7.1	11.5	6.4	7.9	6.6	6.9	5.0	6.5
Cu	162.7	44.0	33.0	50.4	10.0	<0.6	30.0	11.4	36.9	20.1	12.4	5.6	21.5	1.5
Dy	0.8	8.1	8.3	9.0	6.1	8.1	8.3	7.7	7.5	7.9	7.0	7.9	6.5	7.7
Er	0.6	1.1	1.4	0.6	1.9	2.3	1.4	3.8	2.0	0.8	1.2	3.7	3.0	1.2
Eu	1.3	1.4	1.6	1.3	1.1	1.4	1.4	1.5	1.3	1.4	1.5	1.4	1.3	1.4
Ga	17.9	25.4	24.1	20.6	18.9	19.4	18.9	24.9	22.9	25.1	21.4	22.4	20.8	19.8
Gd	2.3	3.5	3.2	2.8	5.7	4.8	2.7	7.4	4.0	2.3	3.4	6.0	5.1	3.8
Ge	2.3	3.0	2.8	2.6	1.8	2.0	2.3	2.2	2.7	2.9	1.9	2.3	1.8	2.2
Hf	14.9	14.4	10.6	8.4	12.1	11.8	16.6	10.3	5.6	8.2	7.1	18.5	10.7	11.2
Ho	0.6	0.4	0.7	0.4	0.3	0.4	0.1	0.3	0.1	0.3	0.4	0.5	0.1	0.5
La	7.4	18.0	17.2	14.6	12.5	23.6	15.2	27.4	21.2	14.8	24.4	46.1	50.4	30.0
Li	5.6	29.6	34.1	16.0	17.1	23.2	16.8	17.0	24.4	18.0	12.4	18.8	33.6	21.4
Lu	0.3	0.3	0.3	0.2	0.5	0.4	0.2	0.5	0.4	0.2	0.3	0.5	0.4	0.4
Mo	100.7	88.7	33.3	53.0	38.2	10.2	92.2	20.7	12.1	7.8	13.8	5.9	30.2	180.7
Nb	12.1	31.0	30.3	25.9	20.2	22.3	23.7	32.9	26.4	32.0	27.8	34.2	27.6	27.2
Nd	12.1	37.9	39.2	24.3	30.0	34.2	40.9	48.7	34.5	28.6	36.8	40.2	51.0	30.1
Ni	11.5	92.4	58.5	43.1	38.0	56.4	58.1	14.5	52.5	70.5	12.2	22.9	32.8	25.1
Pb	36.1	65.1	299.5	10.7	12.7	20.3	21.3	10.6	1.7	27.6	27.3	22.0	19.4	32.4
Pr	2.8	4.9	4.5	2.8	6.4	7.6	3.1	10.1	4.9	1.9	5.3	9.1	5.6	5.6
Rb	7.2	76.0	117.7	113.0	41.2	87.1	97.6	48.9	168.6	91.4	115.8	137.8	201.6	122.3
Sb	0.6	0.5	0.6	0.6	0.7	0.5	0.6	0.4	0.4	0.7	0.3	0.5	0.3	0.3
Sc	7.7	37.3	34.3	38.5	28.4	31.2	35.6	28.6	31.8	35.9	24.6	23.3	17.7	27.9
Se	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2
Sm	1.9	5.4	6.7	4.6	3.1	6.1	4.6	6.9	5.0	3.7	5.1	8.6	8.1	7.3
Sn	4.7	2.6	3.5	3.5	2.7	2.2	1.7	5.1	3.8	2.7	4.2	1.8	3.2	2.1
Sr	137.9	303.3	298.8	253.7	203.5	192.4	241.8	245.5	266.3	263.7	217.5	372.0	193.6	272.8
Ta	-0.2	4.3	0.7	2.4	5.3	4.8	2.6	4.6	3.0	0.8	0.4	3.2	5.2	1.2
Tb	0.4	0.5	0.5	0.5	1.0	0.7	0.4	0.9	0.7	0.4	0.5	0.8	0.7	0.6
Te	0.12	0.11	0.11	0.10	0.09	0.09	0.10	0.10	0.11	0.10	0.08	0.08	0.07	0.08

ادامه جدول ۱-۴

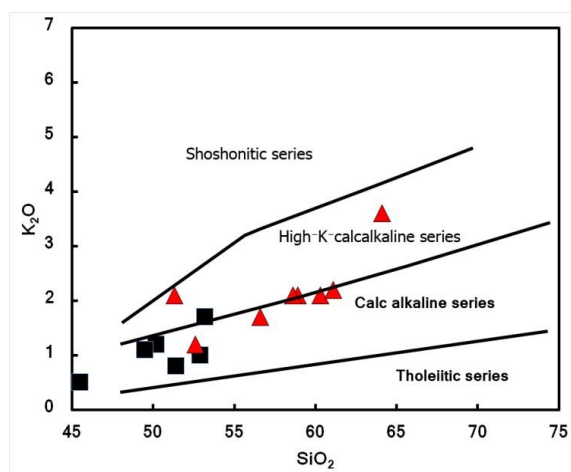
Lithology	Gabbr o	Gabbr o	Gabbr o	Gabbr o	Hbl- Px Gabbr o	Gabbro Diorite	Gabbr o- Diorit e	Micro diorite	Diorit e	Diorit e	Diorit e	Quartz diorite	Quar tz diorit e	Monzodior ite
Sample	MGS 2	MTS 7	MNS 12	MNS 11	MSH S6	MSHS 14	MNS1 0	MSH S8	MTS1 3	MNS 4	MGS 10	MNS4 A	MGS 1	MTS16
Location of samples	N 34° E 48° 59° 49' 01' 44"	N 35° E 47° 00° 15' 50' 26"	N 35° E 47° 00° 52' 50' 35"	N 35° E 47° 00° 34' 49' 59"	N 34° E 47° 59° 55' 52' 44"	N 35° E 47° 00° 39' 50' 37"	N 35° E 47° 00° 10' 50' 52"	N 34° E 47° 59° 58' 52' 50"	N 35° E 48° 00° 27' 01' 44"	N 35° E 47° 00° 51' 49' 13"	N 35° E 47° 00° 10' 52' 57"	N 35° E 47° 00° 37' 50' 22"	N 35° E 47° 01° 14' 53' 40"	N 34° E 48° 00° 21' 50' 48"

ادامه جدول ۱-.....

Th	19.3	22.8	15.3	17.2	12.7	14.1	13.9	16.1	14.8	15.1	16.6	16.9	15.4	14.7
Tl	0.6	0.8	1.0	1.3	0.9	0.9	0.8	0.9	0.8	0.9	1.0	1.1	1.0	1.0
Tm	0.2	0.3	0.3	0.3	0.5	0.4	0.2	0.4	0.4	0.2	0.3	0.4	0.3	0.3
U	2.9	3.4	3.0	2.9	5.6	4.2	2.6	5.7	4.5	2.9	3.2	4.7	3.9	3.6
V	85.9	261.2	247.3	257.9	216.0	174.6	223.1	247.9	245.7	243.4	208.3	200.0	139.4	224.3
Y	17.3	34.8	32.8	31.8	24.9	42.1	31.6	43.3	24.5	30.7	37.8	46.1	19.9	38.2
Yb	2.1	4.0	3.7	3.5	2.8	4.5	3.5	4.3	3.1	3.4	4.1	4.6	1.9	3.8
Zn	33.2	96.9	102.2	74.1	52.2	33.1	88.0	58.1	65.0	91.5	56.0	85.5	80.7	82.5
Zr	104.0	130.7	179.4	95.9	59.6	63.4	102.6	75.0	83.5	167.3	84.9	73.8	34.5	71.1
Hf/Th	0.77	0.63	0.69	0.49	0.95	0.84	1.19	0.64	0.38	0.54	0.43	1.09	0.69	0.76
Nb/Th	0.63	1.36	1.98	1.51	1.59	1.58	1.71	2.04	1.78	2.12	1.67	2.02	1.80	1.85
Eu/Eu*	1.9	0.98	1.06	1.11	0.8	0.79	1.21	0.64	0.89	1.47	1.10	0.60	0.62	0.81



شکل ۵- (A) نمودار در برابر (Na_2O+K_2O) (Cox et al., 1979) (B) نمودار SiO_2 در برابر (Na_2O+K_2O) (Rickwood, 1989) برای نمونه‌های کوه پریشان.



شکل ۶- نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) برای نمونه‌های کوه پریشان (علایم مانند شکل ۵ است)

U افزایش می‌یابد و مقادیر Cr، Ni، Sr، V و Zr کاهش می‌یابند. تغییرات Th و Nb دارای پراکندگی است. روند نزولی Cr، Ni و V نیز به جدا شدن آنها و مهاجرت به ترکیب کانی پیروکسن منسوب است که با پیشرفت تبلور در هر یک از ماگماها مقادیر آنها کاهش می‌یابد. کاهش V با افزایش محتوی SiO_2 می‌تواند نشان‌دهنده تفریق اکسیدهای آهن و تیتانیوم باشد (Willson, 1989). Sr در پلاژیوکلازها عنصری سازگار است. غلظت آن در مذاب در طول تبلور تفریقی کاهش می‌یابد (Ginibre and Wörner, 2007).

افزایش Ba با افزایش SiO_2 ممکن است به دلیل جایگیری آن در ساختار فلدسپارها، بیوتیت و هورنبلند با پیشرفت تبلور باشد. روند افزایش Rb نیز در اثر جایگیری این عنصر در ساختمان کانی‌های بیوتیت، هورنبلند و فلدسپار آلکالن در مراحل انتهایی تبلور خواهد بود (Rollinson, 1993).

نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی برای نمونه‌های مورد بررسی در کوه پریشان با استفاده از مقادیر کندریت ارایه شده توسط Boynton (۱۹۸۴) نرمالیزه شده‌اند که در شکل ۹-A ارایه شده است. همانطور که در شکل مشهود است یک غنی‌شدگی کلی در مقادیر عناصر نادر خاکی (REE) از حدود

در نمودار تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (شکل ۷) روند تغییرات تدریجی و همپوشانی بین نمونه‌های گابرو و دیوریتی وجود ندارد و بنابراین، ارتباط ژنتیکی بین آنها تأیید نمی‌گردد. همبستگی منفی بین CaO ، Fe_2O_3 ، MgO ، SiO_2 و TiO_2 در هر یک از واحدهای سنگی گابرویی و دیوریتی را می‌توان به ورود این اکسیدها در کانی‌های فرومنیزین مانند: پیروکسن، آمفیبول، اکسیدهای آهن-تیتانیوم نسبت داد که در مراحل اولیه تبلور از ماگماهای والدشان خارج شده و در ترکیب کانی‌های بیان شده قرار گرفته‌اند. البته روند نزولی CaO به حضور و شرکت آن در تبلور پلاژیوکلازهای کلسیک‌تر در مراحل اولیه تبلور و کاهش آن با پیشرفت تبلور تفریقی نیز مربوط است.

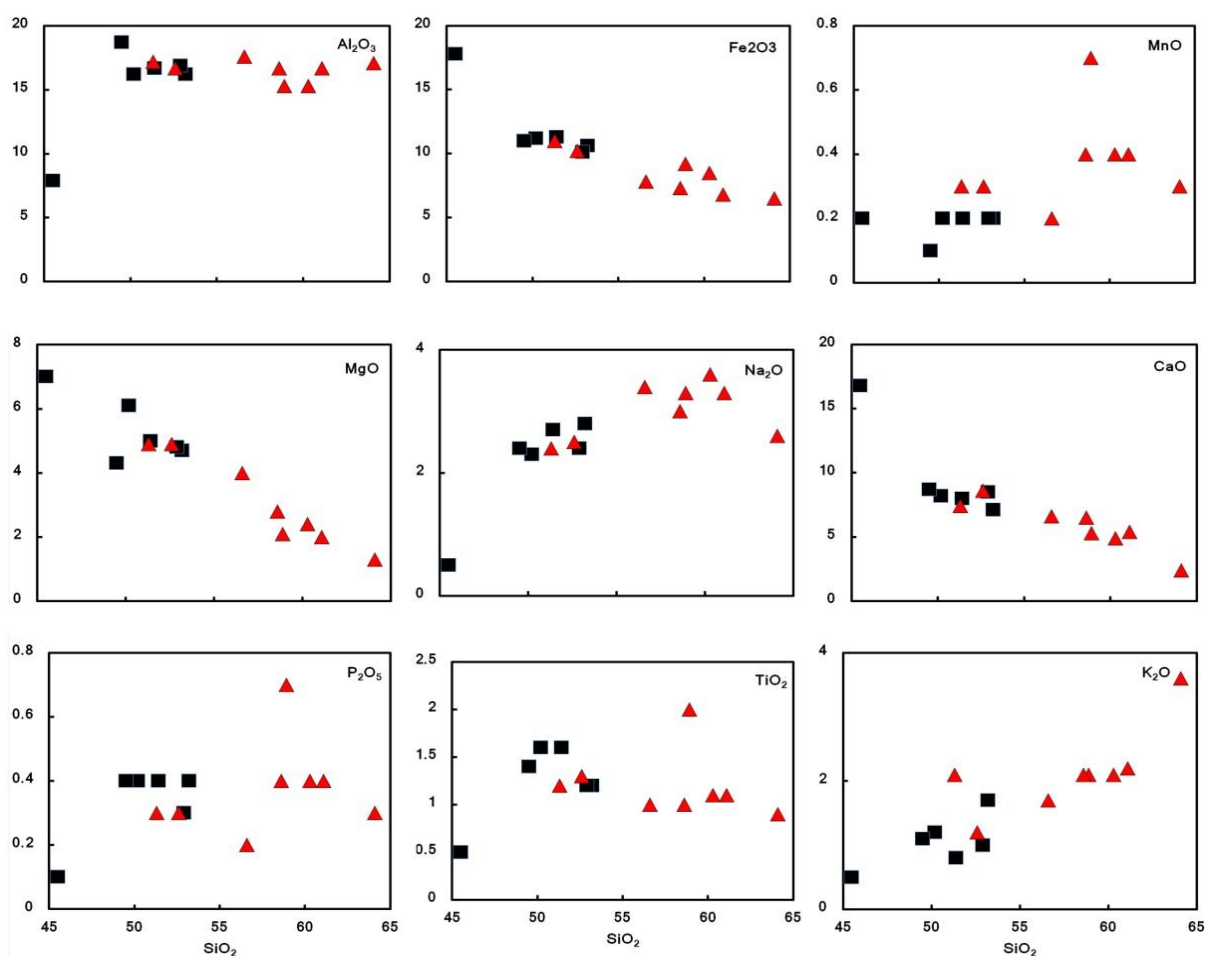
همبستگی مثبت بین SiO_2 و اکسیدهای K_2O و Na_2O به دلیل عدم سازگاری این عناصر در مراحل اولیه تبلور و افزایش آنها در ماگما با پیشرفت تبلور است. به دلیل حضور Al در ترکیب انواع پلاژیوکلازها و فراوانی بیشتر در پلاژیوکلازهای کلسیک‌تر تغییرات Al_2O_3 تقریباً نزولی با شیب ملایم است.

در نمودارهای هارکر عناصر جزئی (شکل ۸)، با افزایش محتوی SiO_2 مقادیر Ba، La، Nd، Rb

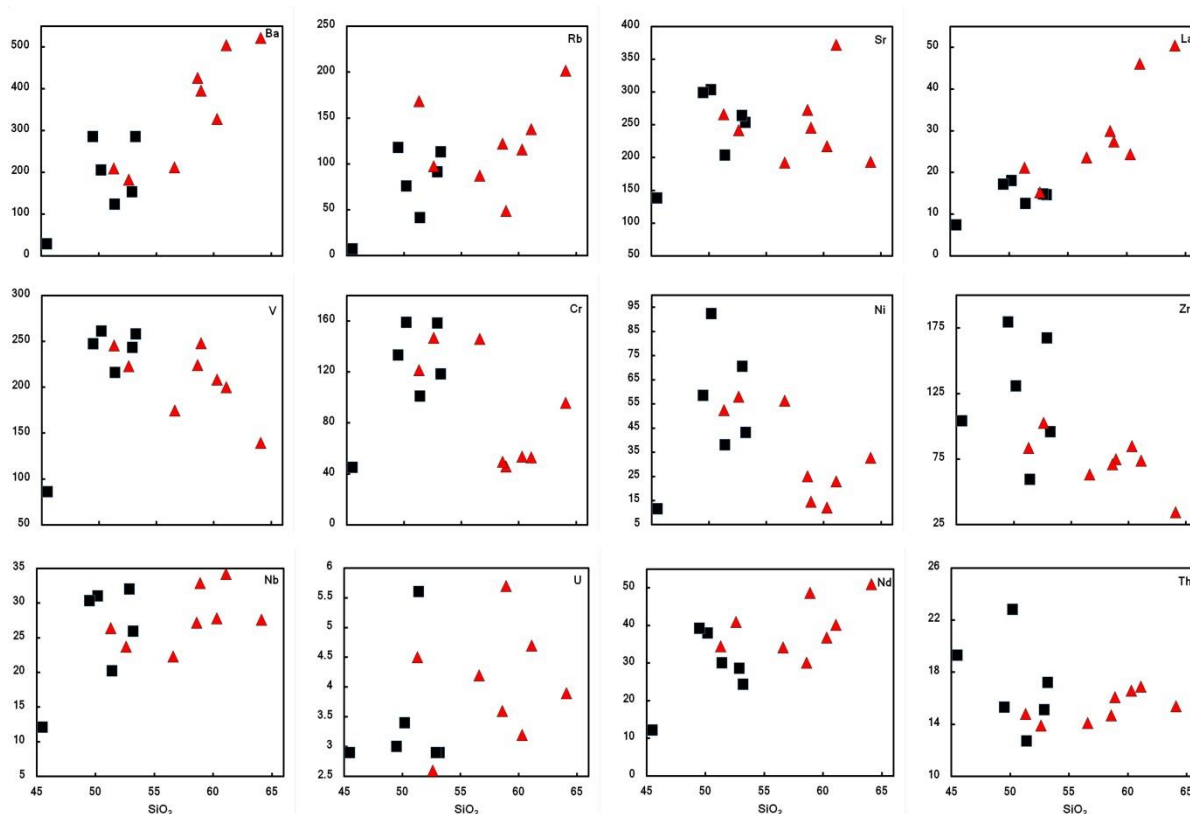
قابل ملاحظه‌ای مشاهده نمی‌شود که ممکن است با بالا بودن فوگاسیته اکسیژن مرتبط باشد. از سوی دیگر، به اعتقاد Henderson (۱۹۸۴) فراوانی آمفیبول در سنگ‌های حد واسط منجر به محو شدن بی‌هنجاری منفی Eu نیز می‌شود. در الگوی بهنجار شده نمونه‌های مطالعه شده نسبت به گوشته اولیه از (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۹-B) در بیشتر عناصر غنی‌شدگی از حدود ۱۰ تا ۱۰۰۰ برابر نسبت به گوشته اولیه وجود دارد. غنی‌شدگی عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) مانند: Cs، K، Pb و Rb و تهی‌شدگی در عناصر Lu، Nb، Ti و Zr مشاهده می‌شود.

10^{-5} تا ۱۰۰ برابر نسبت به مقادیر کندریت وجود دارد. عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) نشان می‌دهند که سبب ایجاد یک الگوی شیب‌دار شده که به دلیل تفکیک کانی‌های محتوی عناصر سبک یاد شده نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین در مرحله تبلور ماگماهای مافیک-حد واسط است (Rollinson, 1993) و چنین ویژگی، شاهدی بر وابستگی سنگ‌ها به سری کالک‌آلکان خواهد بود (Machado *et al.*, 2005).

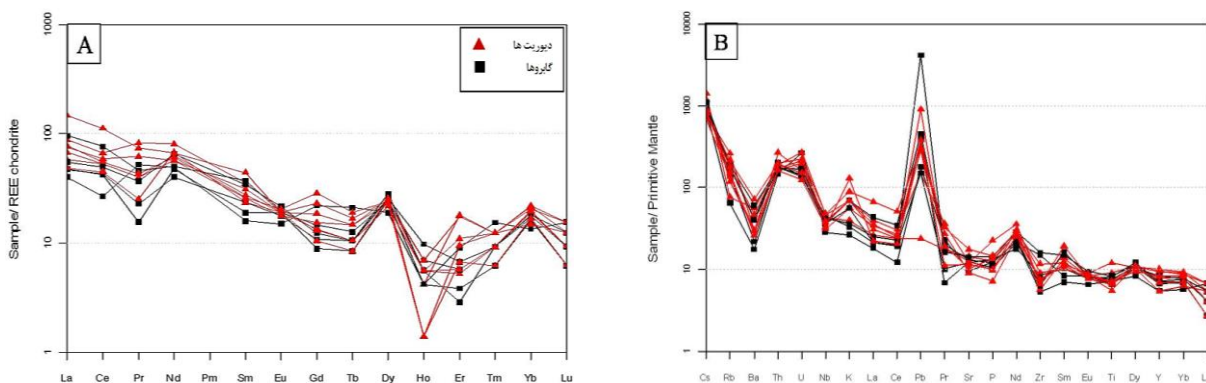
در الگوی عناصر نادر خاکی (شکل ۹) و مقادیر Eu/Eu^* (جدول ۲) در فراوانی Eu بی‌هنجاری



شکل ۷- نمودارهای هارکر عناصر اصلی برای نمونه‌های کوه پریشان. هم منشأ بودن سنگ‌های دیوریتی و گابرویی منتفی است. (علایم مانند شکل ۵ است).



شکل ۸- نمودار هارکر عناصر جزئی برای نمونه‌های کوه پریشان. مقادیر عناصر جزئی بر حسب ppm و مقادیر SiO_2 بر حسب درصد وزنی است (علامت مانند شکل ۵ است).



شکل ۹- A) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده با مقادیر کندریت برای نمونه‌های کوه پریشان (Boynton, 1984)؛ B) نمودار چند عنصری نمونه‌های گابرو-دیوریتی کوه پریشان بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).

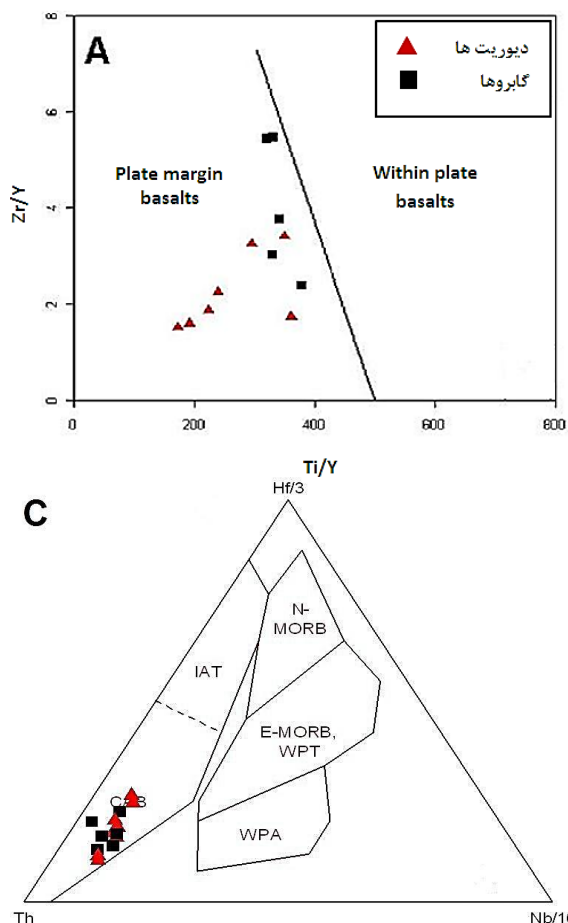
محیط تکتونیک: محیط تکتونوماگمایی نمونه‌های مطالعه شده کوه پریشان وابسته به حاشیه ورقه‌ها است (شکل ۱۰- A) Pearce and Gale, 1997). با توجه به نمودارهای $(\text{Th}-\text{Hf}/3-\text{Nb}/16)$ و $(\text{Th}-\text{Hf}/3-\text{Ta})$ (شکل ۱۰-۱) و با نسبت Hf/Th به بازالت‌های کالک‌آلکان جزایر قوسی ($\text{Hf}/\text{Th} < 3$) و بازالت‌های توله‌ایتی و Wood, 1980) نمونه‌های دیوریتی و گابرویی در محدوده بازالت‌های قوس‌های آتشفشانی قرار گرفته‌اند که این محدوده متناسب

با نسبت Hf/Th به بازالت‌های کالک‌آلکان جزایر قوسی ($\text{Hf}/\text{Th} < 3$) و بازالت‌های توله‌ایتی و Wood, 1980) نمونه‌های دیوریتی و گابرویی در محدوده بازالت‌های قوس‌های آتشفشانی قرار گرفته‌اند که این محدوده متناسب

پهنه سنندج-سیرجان و فرآیند فرورانش (فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی) در ژوراسیک تا اولیگوسن، ماگماتیسیم کالک‌آلکان در پهنه سنندج-سیرجان توسعه یافته است (Mohajjel *et al.*, Berberian and King, 1981) Shahabpour, 2003؛ 2005؛ Shahabpour, 2010) و بنابراین، محیط وابسته به حاشیه ورقه‌ای در ارتباط با مناطق فرورانش با ماهیت کالک‌آلکان برای توده مورد مطالعه و سایر توده‌های نفوذی در همین پهنه (Doroozi and Masoudi, 2012؛ Rahimzadeh *et al.*, 2013؛ Badr *et al.*, 2015) را تأیید می‌نماید.

قوس‌های قاره‌ای ($Hf/Th > 3$) تقسیم می‌گردد. در نمونه‌های مورد مطالعه این نسبت کمتر از سه بوده و بنابراین، آنها به بازالت‌های کالک‌آلکان قوس‌های حاشیه قاره متعلق هستند. با توجه به داده‌های ژئوشیمیایی و بر پایه مقادیر ارایه شده توسط Whalen و همکاران (۲۰۰۶) نسبت Nb/Th در نمونه‌های مطالعه شده، ۰/۶ تا ۲/۱ است. این مقدار وابستگی توده نفوذی کوه پریشان را به قوس‌های آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای تأیید می‌کند (Whalen؛ Swinden *et al.*, 1997؛ Whalen *et al.*, 2006؛ *et al.*, 1997).

با توجه به قرارگیری منطقه مورد مطالعه در



شکل ۱۰- A) نمودار Zr/Y در برابر Ti/Y (Pearce and Gale, 1997). نمونه‌های کوه پریشان در محدوده بازالت‌های حاشیه ورقه‌ها قرار گرفته‌اند؛ B و C) نمونه‌ها در محدوده‌های بازالت‌های کالک‌آلکان کمان‌های آتشفشانی قرار گرفته‌اند. IAT = بازالت‌های توله‌ایتی جزایر قوسی، CAB = بازالت‌های کالک‌آلکان قوسی قاره‌ای، WPA = بازالت‌های آلکان داخل صفحه‌ای، WPT = توله‌ایت‌های داخل صفحه، N-MORB = بازالت‌های عادی پشته میان اقیانوسی، E-MORB = بازالت‌های غنی شده پشته میان اقیانوسی (Wood, 1980).

بحث

ترکیب شیمیایی سنگ‌های مطالعه شده در

گابروها ۴۵/۵ تا ۵۳/۲ درصد SiO_2 ، ۳/۲ درصد میانگین مجموع عناصر آلکان ($Na_2O + K_2O$).

بین اعضای گرانیوتئیدی و ماگماهای مافیک‌تر منطقه صحه گذارد.

به اعتقاد Torkian (۲۰۱۱ a) در منطقه گلبول‌هایی از ماگمای مافیک و سنگ میزبان گرانیوتئیدی حداقل طی یک فرآیند اختلاط ماگمایی با یکدیگر آمیخته شده‌اند. نامبرده، علاوه بر علایم صحرایی و پتروگرافی (که برخی از آنها نیز در منطقه این پژوهش بسیار مشهود و بارز بوده و مورد اشاره قرار گرفته) با تکیه بر داده‌های ریزکاو الکترونی کانی‌ها، با استفاده از ناعادلی‌های بافتی و ترکیبی به اثبات آمیختگی دو ماگمای مافیک و فلسیک پرداخته است.

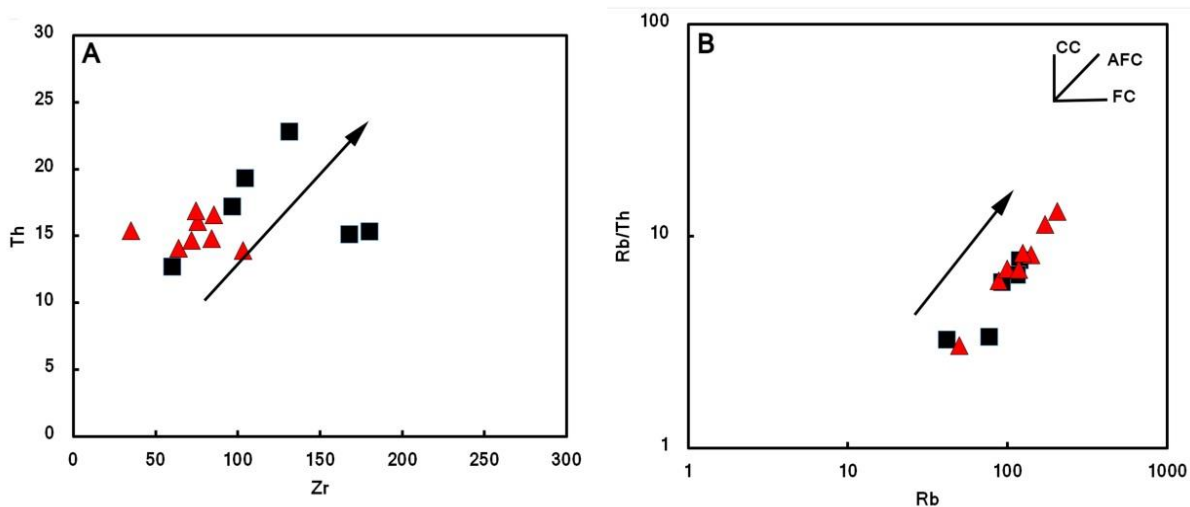
از این گذشته، غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر K, Rb و Th نشان از ویژگی‌های سنگ‌های ماگمایی قوس‌های آتشفشانی حاشیه فعال قاره دارد (Rollinson, 1993). این عناصر در سنگ‌های پوسته‌ای نیز از فراوانی بیشتری برخوردار هستند. به علاوه، غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک را می‌توان به دو عامل یعنی درجه ذوب بخشی پایین منبع گوشته‌ای یا آلیش ماگمایی توسط مواد پوسته‌ای نسبت داد (Almeida *et al.*, 2007). حال با توجه به داده‌های ژئوشیمیایی و محیط تکنونیکی منطقه بررسی شده چنین استنتاج می‌گردد که این تراکم می‌تواند نشانه‌ای از آلیش ماگمای بازیک مورد بررسی باشد. وجود بی‌هنجاری مثبت K و Pb و بی‌هنجاری منفی Nb در الگوی عناصر کمیاب ویژگی درگیر شدن ماگما با پوسته قاره‌ای است (Taylor and McLennan, 1985; 1997, Hofmann). تهی‌شدگی در Nb می‌تواند حاصل دخالت سیالات فرورانشی و منشأگیری ماگما از یک گوشته غنی‌شده یا آلیش ماگمایی باشد (Kurt *et al.*, 2008). بی‌هنجاری ضعیف Eu به حذف فلدسپار از ناحیه منشأ ماگما وابسته است (Azer *et al.*, 2012).

۴/۳ تا ۷ درصد MgO، ۱۰/۶ تا ۱۷/۸ درصد Fe_2O_3 ، ۷/۹ تا ۱۶/۷ درصد Al_2O_3 و ۷/۱ تا ۱۶/۸ درصد CaO و در دیوریت‌ها ۵۱/۳ تا ۶۴/۱ درصد SiO_2 ، ۴/۸ درصد میانگین مجموع عناصر آلکالن، ۱/۳ تا ۴/۹ درصد MgO، ۶/۵ تا ۱۱ درصد Fe_2O_3 ، ۱۵/۳ تا ۱۷/۶ درصد Al_2O_3 و ۲/۴ تا ۸/۶ درصد CaO است. سنگ‌های مطالعه شده، دارای سرشت کالک‌آلکالن با پتاسیم متوسط هستند.

در شکل A-۱۱ روند خطی و مثبت مشاهده شده در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر، نظیر: Zr در برابر Th (Kumar and Rathna, 2008) بیانگر نقش تبلور تفریقی در شکل‌گیری ماگماهای گابرویی-دیوریتی کوه پریشان است. نمودار تغییرات عناصر ناسازگار Rb/Th نسبت به Rb (Tchameni *et al.*, 2006) روند خطی با شیب مثبت نشان می‌دهد که نقش فرآیند تبلور تفریقی همراه با هضم و آلیش (AFC) در شکل‌گیری ماگمای سنگ‌های مورد بررسی مورد تأیید است (شکل B-۱۱).

در مشاهدات صحرایی نیز وقوع پدیده هضم با توجه به آنکلاوهای کروی فلسیک در منطقه به اثبات رسیده است.

البته فرآیند دیگری که در شکل‌گیری و تحول ماگمای سازنده مؤثر بوده، اختلاط ماگمایی است. شواهد صحرایی نظیر: آنکلاوهای مافیک در سنگ‌های گرانیوتئیدی این موضوع را تأیید می‌نماید. در مقیاس میکروسکوپی نیز قرارگیری بلورهای ریز پلاژیوکلاز در درون بلورهای درشت‌تر پلاژیوکلاز، آپاتیت‌های سوزنی در بلورهای پلاژیوکلاز شاید در اثر همین عامل پدید باشد (Karsli *et al.*, 2007). همچنین، بافت منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز، جهت‌یافتگی پلاژیوکلازها در مرز بین آنکلاوها و سنگ میزبان نیز می‌تواند بر تأثیر اختلاط/آمیختگی ماگمایی



شکل ۱۱- A) نمودار عناصر ناسازگار Zr در برابر Th (Kumar and Rathna, 2008). روند خطی و مثبت نمودار بیانگر نقش تبلور تفریقی در شکل‌گیری ماگمای سنگ‌های کوه پریشان است؛ B) نمودار تغییرات Rb/Th نسبت به Rb (Tchameni *et al.*, 2006). روند خطی با شیب مثبت نقش فرآیند AFC را برای سنگ‌های کوه پریشان تأیید می‌کند. FC: fractional crystallization = تبلور تفریقی، CC: crustal contamination = آلودگی پوسته‌ای، AFC: Assimilation, Fractional crystallization, Contamination = تبلور تفریقی همراه با هضم و آلودگی.

که منبع ماگمای دیوریتی پوسته زیرین بوده است (Torkian *et al.*, 2008). با این وجود، با توجه به حجم اندک ماگمای دیوریتی احتمال پیدایش ماگمای دیوریتی که محصول اختلاط کامل عضوهای نهایی بازیگ و فلسیک باشد را نمی‌توان نادیده گرفت.

در مجموع، چنین استنتاج می‌نماییم که در منطقه مورد مطالعه در کوه پریشان مذاب‌های مافیک ایجاد شده از ذوب بخشی گوشته‌ای متاسوماتیزم شده باشد که در پوسته زیرین موجب ذوب بخشی پوسته شده و ماگمای دیوریتی را به وجود آورده است. لازم به یادآوری است که پیش از این در بخش‌هایی از همین مجموعه باتولیتی اثبات شده که منبع ماگمای دیوریتی پوسته زیرین بوده است (Torkian *et al.*, 2008). این ماگمای مافیک می‌توانسته در همان مکان یا در ادامه حرکت به سمت بالا با ترکیبات پوسته‌ای آلودگی یابد و تا حدی نیز دچار آمیختگی ماگمایی شده و به سبب

همان طور که در شکل ۹-A مشهود است، Yb و Ho به ترتیب دارای آنومالی مثبت و منفی هستند که آنومالی مثبت Yb بیشتر نشان‌دهنده ناپایداری گارنت در سنگ اولیه است و آنومالی منفی Ho گواهِ بر حضور و پایداری آمفیبول است. به علاوه، سنگ‌های مورد مطالعه از عدد منیزیومی بالایی ($Mg \# < 50$) برخوردار نیستند. بنابراین، فرض می‌شود که نفوذی‌های بررسی شده از یک گوشته متاسوماتیزم شکل‌گرفته باشند نه از یک گوشته خالص اولیه.

با مقدار SiO_2 به نسبت کم و MgO ($1/3$) تا 7 برحسب درصد وزنی) منبع ماگمای مافیک ممکن است گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای، گوه گوشته‌ای یا مذاب استنوسفری باشد. اما با توجه به موقعیت پهنه سندانج-سیرجان، که منطقه مورد مطالعه بخشی از آن است، فرض وجود یک منبع استنوسفری منفی است. از طرفی، پیش از این در بخش‌هایی از همین مجموعه باتولیتی اثبات شده

ترکیبی سنگ‌های هورنبلندپیروکسن گابرو، گابرو، کوارتز گابرو، گابرو دیوریت، دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزودیوریت تشکیل شده که سرشت کالک‌آلکان با پتاسیم متوسط را دارا هستند. روندهای تشکیل شده در نمودارهای تغییرات هارکر نشان می‌دهد که بین نفوذی‌های دیوریتی و گابرویی پیوستگی ژئوشیمیایی وجود ندارد. نبود بی‌هنجاری قابل ملاحظه Eu در الگوی عناصر نادر خاکی به حذف فلدسپارها از ناحیه منشأ آنها مربوط می‌شود. در نمودارهای چند عنصری غنی‌شدگی از K و Pb و تهمی‌شدگی Nb ویژگی درگیری ماگما با پوسته قاره‌ای است. نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکنونیک‌ی شکل‌گیری ماگما در یک محیط وابسته به حاشیه ورقه‌ای و قوس آتشفشانی در حاشیه فعال قاره را نشان می‌دهند. شواهد صحرائی از جمله: وجود ماگماهای گرانیتی در کنار این توده‌های نفوذی و آنکلاوهای موجود در گرانیت‌ها و نیز دلایل ژئوشیمیایی مانند: روندهای تشکیل شده توسط نمونه‌ها در نمودارهای مورد استفاده، تأثیر فرایندهای تبلور تفریقی، آرایش ماگمایی و شاید اختلاط کامل ماگمایی را در تشکیل سنگ‌های توده مورد بررسی تقویت می‌نماید.

سیاسگزاری

هزینه انجام این پژوهش از محل پژوهانه تخصیص یافته به مؤلف اول تأمین شده است؛ بنابراین، نگارندگان از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه بوعلی‌سینا تشکر می‌نمایند.

تفاوت ترکیب، گرانروی و چگالی، تشکیل آنکلاوهای مافیک را به دنبال داشته باشد. گذشت زمان و صعود بیشتر، ماگمای مافیک شاید در اعماق کم پوسته منجمد و سنگ‌های گابرویی را به وجود آورده است. با این وجود، با توجه به حجم اندک ماگمای دیوریتی احتمال پیدایش ماگمای دیوریتی که محصول اختلاط کامل عضوهای نهایی بازیگ و فلسیک باشد را نمی‌توان نادیده گرفت. اما نباید استدلال Deevsalar و همکاران (۲۰۱۴) را از نظر دور داشت. به اعتقاد ایشان فراوانی و رخنمون اندک این توده‌ها گویای صعود مقادیر اندک ماگماهای مافیک به افق‌های بالاتر پوسته بوده است. به ویژه این که برخورد بین صفحه عربی و میکروپلیت ایران مرکزی سبب ضخیم‌شدگی در خور توجهی در این پهنه شده و این خود برای صعود چنین ماگماهای مافیکی مانع محسوب می‌گردد. به دام افتادن این ماگماهای مافیک در پوسته، زمینه را برای رخداد و وقوع اختلاط ماگمایی فراهم می‌آورد. با این وجود، برای تعیین دقیق منشأ، فرآیندها، مراحل تکامل ماگمای والد و سن نفوذ آن نسبت به توده گرانیتوئیدی، اطلاعات و داده‌های ایزوتوپی ضروری است.

نتیجه‌گیری

توده گابروی مورد مطالعه با حجم کمتر نسبت به سنگ‌های فلسیک منطقه در درون توده گرانیتوئیدی جنوب قروه رخنمون دارد که بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری این توده از طیف

منابع

- Ahmadi Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M. V. and Rahimpour-Bonab, H. (2007) Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Science* 29(5): 859-877.
- Almeida, M. E., Macambira, M. J. B. and Oliveira, E. C. (2007) Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian

- collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in Central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research* 155(2): 69-97.
- Azer, M. K., Abu El-Ela, F. F. and Ren, M. (2012) The petrogenesis of late Neoproterozoic mafic dyke-like intrusion in south Sinai, Egypt. *Journal of Asian Earth Sciences* 54-55(1): 91-109.
- Azizi, H., Asahara, Y. and Tsuboi, M. (2014) Quaternary high-Nb basalts: existence of young oceanic crust under the Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran. *International Geology Review* 56(2): 167-186.
- Badr, A., Tabatabai Manesh, M., Mackizadeh, M. A., Hashemi, M. and Taghipour, B. (2015) Mineralogical and geochemical studies of intrusive body of Ghohroud. *Petrology* 4(15): 97-104 (in Persian).
- Bellon, H. and Braud, J. (1975) New data on the metamorphic area of Zagros (Sanandaj-Sirjan zone) at Kermanshah-Hamadan (Iran); nature, age and interpretation of metamorphic series and intrusions, structural evolution. PhD thesis, Orsay University, Paris, France.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18(2): 210-265.
- Boynton, W. V. (1984) Cosmochemistry of the rare elements: meteorite studies. In: *Rare earth element geochemistry* (Ed Henderson, P.) 63-114. Elsevier, Amsterdam.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. Allen and Unwin, London.
- Deevsalar, R., Ghorbani, M. R., Ghorbani, M., Ahmadian, J., Murata, M., Ozawa, H. and Shinjo, R., (2014) Geochemistry and petrogenesis of arc-related to intraplate mafic magmatism from the Malayer-Brojerd plutonic complex, northern Sanandaj-Sirjan magmatic zone, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 271(1): 81-120.
- Dorozi, R. and Masoudi, F. (2012) Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Kamarbon Theralitic, Teschenitic gabbroic intrusion (Central Alborz). *Petrology* 3(12): 89-102 (in Persian).
- Emami, S. N. and Eliasi, Z. (2014) The study of parental rock of Jurassic dolerites of volcano-sedimentary belt in north of Sharekor. *Petrology* 5(19): 21-36.
- Ginibre, C. and Wörner, G. (2007) Variable parent magmas and recharge regimes of the Parinacota magma system (N. Chile) revealed by Fe, Mg and Sr zoning in plagioclase. *Lithos* 98(4): 118-140.
- Henderson, P. (1984) *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Oxford, New York.
- Hofmann, A. M. (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* 385: 219-229.
- Hosseini, M. (1997) Geological Qorveh Map 1:100000, No. 5560, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Karsli, O., Chen, B., Aydin, F. and Şen, C. (2007) Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek Plutons, eastern Turkey: implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting. *Lithos* 98(4): 67-96.
- Kumar, K. V. and Rathna, K. (2008) Geochemistry of the mafic dykes in the Prakasam alkaline province of eastern Ghats belt, India: implications for the genesis of continental rift-zone magmatism. *Lithos* 104(1): 306-326.
- Kurt, H., Asan, K. and Ruffet, G. (2008) The relationship between collision-related calcalkaline and within-plate alkaline volcanism in the Karacadağ area (Konya-Turkey, Central Anatolia). *Chemie der Erde* 68(2): 155-176.
- Machado, A., Lima, E. F., Chemale, J. F., Morta D., Oteiza, O., Almeida, D. P. M., Figueiredo, A. M. G., Alexandre, F. M. and Urrutia, J. L., (2005) Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the south Shetland arc, Antarctica. *Earth Science* 18(3): 407-425.

- Mahmoudi, S. Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M. (2011) U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 41(2): 238-249
- Mohebbi, Kh. (2014) The studies petrography and petrology of gabbroic intrusive body in the Parishan mountain (S-Qorveh) Kurdistan province. MSc thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran (in Persian).
- Mohajjel, M. and Sahandi, M. R. (1997) Tectonic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone in northwest Iran, introducing the sub-zones. *Scientific Quarterly Journal Geosciences* 31-32: 28-49.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R., (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21(4): 397-412.
- Pearce, J. A. and Gale, G. H. (1997) Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geological Society of London, Special Publications* 7(1): 14-24.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkalin volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58(2): 63-81.
- Rahimzadeh, B., Masoudi, F., Moinevaziri, H. and Allahyari, Kh. (2013) Petrography, petrogenesis and geodynamic of Sawlava ophiolitic complex, NW of Iran. *Petrology* 4 (14): 93-114 (in Persian).
- Rickwood, P. C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use of major and minor elements. *Lithos* 22(4): 247-263.
- Rollinson, H. (1993) *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, London.
- Shahabpour, J. (2005) Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* 24(4): 405-417.
- Shahabpour, J. (2010) Tectonic implications of the geochemical data from the Makran igneous rocks in Iran. *Island Arc* 19(4): 676-689.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K. and Vousoughi Abedini, M. (2010) Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 39(3):668-683.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special publication 312: 313-345. Geological Society, London.
- Swinden, H. S., Jenner, G. A. and Szybinski, Z. A. (1997) Magmatic and tectonic evolution of the Cambrian-Ordovician Laurentian margin of Iapetus: geochemical and isotopic constraints from the notre Dame subzone, New foundlan. In: *The nature of magmatism in the Appalachian orogen* (Eds. Sinha, K. Whalen, J. B. and Hogan, J. P.) 191: 367-395. Geological Society of London, London.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) *the continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, England.
- Tchameni, R., Pouclet, A., Penary, J., Ganwa, A. and Toteu, S. F. (2006) Petrology and geochemistry of the Ndaoundere Pan-African granitoids in Central north Cameroon: implications for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Science* 44(5): 511-529.
- Torkian, A. (2008) *Magmatic investigation the South-Qorveh granodiorite intrusive body (Kurdistan)*, PhD thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).

- Torkian, A. Khalili., M. and Sepahi, A. A. (2008) Petrology and geochemistry of the I-type calc-alkaline Qorveh granitoid complex, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen* 185(2): 131-142.
- Torkian, A. (2011a) The Parishan pluton in Qorveh area, an example for magma mingling process, southeastern Sanandaj, Iran. In: *Dyke swarms: keys for geodynamic interpretation* (Ed. Srivastava, R. K.) 331-342. Springer-Verlag, Berlin.
- Torkian, A. (2011b) Typology and tectonic setting of the Qorveh granitoid (Kurdistan province, western Iran). *Petrology* 1(4): 49-66 (in Persian).
- Torkian, A. (2015) Mineral chemistry of the granitoid Ghalilan body (SW-Qorveh) and its estimates of physicochemical parameters. *Petrology* (in press) (in Persian).
- Whalen, J. B, McNicoll, V. J., Van Staal., C. R., Lissenberg, C. J., Longstaffe F. J., Jenner G. A. and Van Breeman, O. (2006) Spatial, temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: an example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off. *Lithos* 89(4): 377-404.
- Whalen, J. B., Jenner, G. A., Longstaffe, F. J., Garipey, C. and Fryer, B. (1997) Implications of granitoid geochemical and isotopic (Nd, O, Pb) data from the Cambro-Ordovician Notre Dame arc for the evolution of the Central Mobile belt, Newfoundland Appalachians. In: *The nature of magmatism in the Appalachian orogen* (Eds. Sinha, A. K., Whalen, J. B. and Hogan, G. J.) 367-395. Geological Society, America.
- Willson, M. (1989) *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman Press, London.
- Wood, D. A. (1980) the application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50(1): 11-30.

Petrology of gabbroic- dioritic intrusions in the Parishan Mountain (south of Qorveh), Kurdistan

Ashraf Torkian *, Khadijeh Mohebbi and Ali Asghar Sepahi Gerow

Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Abstract

The gabbroic intrusion of the Parishan Mountain in the south of Qorveh (Kurdistan province) is located between the villages of Zarrineh to Tekyeh-bala and based on structural divisions, it is a part of the Sanandaj-Sirjan zone. Based on petrographic features it consists of hornblende-pyroxene gabbro, gabbro, quartz-gabbro, dioritic gabbro, diorite and quartz-diorite rocks. Geochemical studies indicate that magma has metaluminous and calc-alkaline nature with medium potassium. Variation diagrams trends don't confirm the continuous chemical between the samples. The negative correlation between the variations of SiO₂ against oxides of Mg, Fe and Ca suggest fractional crystallization process for both of magmas. Tectonic setting discrimination diagrams indicate that magma depends to volcanic arc in active continental margin of related subduction zones. LREE enrichment in comparison to HREE and LILE enrichment and depletion of elements (i.e. Ti, Zr, Nb and Ta) can be due to crustal contamination and dependence of the body to subduction zones. The low Mg# value, high SiO₂ contents, positive Yb and negative Ho anomalies suggest that mafic magma was originated from a metasomatized mantle, which it has melted lower crust. The linear and positive trends of incompatible elements against each other, suggests the role of fractionation crystallization in the mafic-intermediate magmas. Furthermore, field relationship and petrographic evidences show that mingling process of two magmas, including mafic and felsic magmas (intermediate), which are consistent with the tectonic setting of the studied area.

Key words: Gabbro, Diorite, Volcanic arc, Qorveh, Sanandaj-Sirjan zone

* a-torkian@basu.ac.ir