

# سنگ‌نگاری، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های نفوذی در دسک، شمال شرق جیرفت (جنوب خاور مجموعه ماگمایی ارومیه - دختر)

سیدضیا حسینی<sup>۱\*</sup> و محبوبه ایرانمنش<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

<sup>۲</sup>دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۳/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۲/۰۱

## چکیده

توده نفوذی الیگومیوسن در دسک، واقع در بخش جنوب خاوری مجموعه ماگمایی ارومیه - دختر، در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن شمال خاور جیرفت رخنمون یافته است. این توده، از سنگ‌های دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونوزودیوریت و گرانودیوریت با ماهیت کالک آلکالین و متاآلومین تشکیل شده است. این سنگ‌ها دارای ویژگی‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی همانند گرانیتوئیدهای نوع I هستند. سنگ‌های توده نفوذی در دسک در نمودارهای چند عنصره بهنجار شده نسبت به کندریت و موب، بی‌هنجاری منفی از عناصر Ta، Nb، Ti و غنی‌شدگی از عناصر LILE (از جمله Ba، Rb، Cs) نشان می‌دهند. این ویژگی به همراه سایر خصوصیات ژئوشیمیایی، نمودارهای زمین‌ساختی و موقعیت زمین‌شناسی توده در دسک نشانگر تشکیل آن در یک محیط فرورانشی از نوع حاشیه فعال قاره است. همچنین شیب ملایم الگوهای عناصر REE سنگ‌های نفوذی در دسک بهنجار شده نسبت به کندریت با میزان  $(La/Yb)_N$  ۳ تا ۶/۴ نشان از نبود گارنت به عنوان فاز باقیمانده در منشأ دارد. موارد ذکر شده به همراه وجود آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک، مقادیر MgO و Cr و همچنین نسبت‌های عناصر Ba/Rb و Th/Rb، Nb/Yb، Rb/Sr در دسک در اثر تقابل بین یک ماگمای مافیک اولیه منتج شده از ذوب بخشی گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه شده با پوسته قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

**کلیدواژه‌ها:** گرانیتوئید، در دسک، ژئوشیمی، حاشیه فعال قاره، گوشته لیتوسفری.

**\*نویسنده مسئول:** سیدضیا حسینی

E-mail: z\_hosseini@pnu.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

توده‌های نفوذی به‌طور گسترده در مناطق کوهزایی برونزد دارند و تنوع ترکیبی گسترده‌ای از گابرو دیوریت، دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت تا گرانیت را به‌ویژه در باتولیت‌ها شامل می‌شوند. این تنوع ترکیبی، حاصل ترکیبات مختلف منشأ، شرایط ذوب بخشی متنوع، اختلاط ماگماهای مافیک و فلسیک و همچنین آلاش با ترکیبات پوسته‌ای است (Altherr et al., 2000; Petford and Atherton, 1996). اگر چه ماگماهای گرانیتی و تونالیتی کالک آلکالین می‌توانند از ذوب بخشی ترکیبات اولیه پوسته قاره‌ای ایجاد شوند (Thompson, 1996). اما بخش‌های گابرویی و دیوریتی توده‌های نفوذی و آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک یافت شده در توده‌های گرانیتوئیدی، وجود یک ماگمای مافیک تولید شده در گوشته را به وضوح نشان می‌دهند (Rapp and Watson, 1995; Patino Douce and McCarthy, 1998). در بسیاری موارد سنگ‌های مافیک و گرانیتوئیدهای همراه، غنی‌شدگی‌های ژئوشیمیایی و ویژگی‌های ایزوتوپی مشترکی دارند که نشان‌دهنده تشکیل آنها از یک گوشته لیتوسفری است (Altherr et al., 2000; Von Blanckenburg et al., 1998). اما تحقیقات انجام شده بر روی توده‌های فلسیک مناطق کوهزایی نشان می‌دهد که توده‌های نفوذی این مناطق معمولاً حاصل تقابل ماگماهای حاصل از گوشته و پوسته قاره‌ای زیرین هستند (Pearce, 1996).

توده نفوذی فلسیک در دسک در شمال کمپلکس نفوذی جبال بارز در مجموعه ماگمایی ارومیه - دختر در اطراف روستای در دسک واقع شده است. اگر چه تا کنون مطالعات زیادی بر روی کمپلکس جبال بارز صورت گرفته است (رسولی و همکاران، ۱۳۹۳؛ یزدانفر، ۱۳۸۹؛ آل طه، ۱۳۸۲) ولی تنها مطالعه انجام شده بر روی توده نفوذی در دسک در قالب تهیه ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ سبزوآباد است که در آن ترکیب توده، گرانودیوریت و سن آن الیگومیوسن تعیین شده است (Dimitrijevic, 1973).

در این مقاله سعی شده است ضمن بررسی روابط صحرائی توده نفوذی در دسک با سنگ‌های آتشفشانی در برگیرنده و همچنین با به کارگیری داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب به دست آمده از نمونه‌های جمع‌آوری شده از این توده، به بررسی ماهیت ژئوشیمیایی، جایگاه زمین‌ساختی، منشأ و نقش فرایندهای تفریق، آلاش و هضم در تکامل و تنوع سنگ‌های این توده پرداخته شود.

## ۲- موقعیت و زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در استان کرمان و در حد فاصل طول‌های جغرافیایی شرقی  $۵۵^{\circ} ۵۷'$  و  $۵۱^{\circ} ۵۷'$  و عرض‌های جغرافیایی شمالی  $۲۸^{\circ} ۵۳'$  و  $۲۸^{\circ} ۵۰'$  واقع شده است. از منظر تقسیمات زمین‌شناسی ایران، این منطقه در بخش جنوب خاوری مجموعه ماگمایی ارومیه - دختر و در ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی سبزوآباد (Dimitrijevic, 1973) در مجاورت روستای در دسک قرار دارد (شکل‌های ۱-الف و ب). فعالیت ماگمایی منطقه در ائوسن زیرین با تشکیل سنگ‌های آتشفشانی بازالتی تا آندزیتی و آذرآواری‌های همراه آغاز شده و رخنمون‌های گسترده‌ای از این سنگ‌ها را در قالب کمپلکس‌های بحر آسمان و رازک در این بخش از کمربند ارومیه - دختر به وجود آورده است (Dimitrijevic, 1973). در الیگومیوسن فعالیت ماگمایی با جایگیری باتولیت جبال بارز و توده‌های نفوذی مجاور آن همراه شده که گسترده‌ترین فعالیت نفوذی مجموعه ماگمایی ارومیه - دختر به حساب می‌آید. این باتولیت به طول ۱۰۰ کیلومتر و عرض ۳۵ کیلومتر با روند شمال غربی - جنوب شرقی از محمدآباد در ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ سبزوآباد (Dimitrijevic, 1973) تا شرق نگیسان در ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ نگیسان (Eftekharneshad et al., 1978) گسترش یافته است. بخش‌های شمال باختری باتولیت بیشتر ترکیب گابرو دیوریت، دیوریت تا گرانودیوریتی دارند (Dimitrijevic, 1973) و بخش‌های جنوب خاوری آن بیشتر ترکیب گرانیت تا آلکالی گرانیتی دارند که همراه با کانی‌زایی مس هستند (آل طه، ۱۳۸۲؛ Eftekharneshad et al., 1978). ادامه فعالیت ماگمایی در نوژن، توده‌های داسیتی منطقه را تشکیل داده است که به‌صورت گنبد‌های گدازه در اطراف روستای سغد و شرق عنبرآباد برونزد دارند. آخرین فعالیت ماگمایی در منطقه، گدازه‌های بازالتی هستند که در رشته جبال بارز و نزدیک روستای ثمین و بیدشک رخنمون دارند (Dimitrijevic, 1973).

## ۳- روش انجام

جهت انجام این پژوهش بعد از بررسی ورقه زمین‌شناسی سبزوآباد و تصاویر ماهواره‌ای مربوطه، در طی ۳ روز بازدید صحرائی از توده نفوذی در دسک، ۵۰ نمونه سنگی برداشت و از آنها مقطع نازک تهیه شد. بعد از مطالعه سنگ‌نگاری و

سنگ‌های دیوریت زودتر از کوارتز دیوریت‌ها و گرانودیوریت‌ها صورت گرفته‌است (بزدانفر، ۱۳۸۹). همچنین هوازدگی پوست‌پیزی نیز در رخنمون این سنگ‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۲- الف).

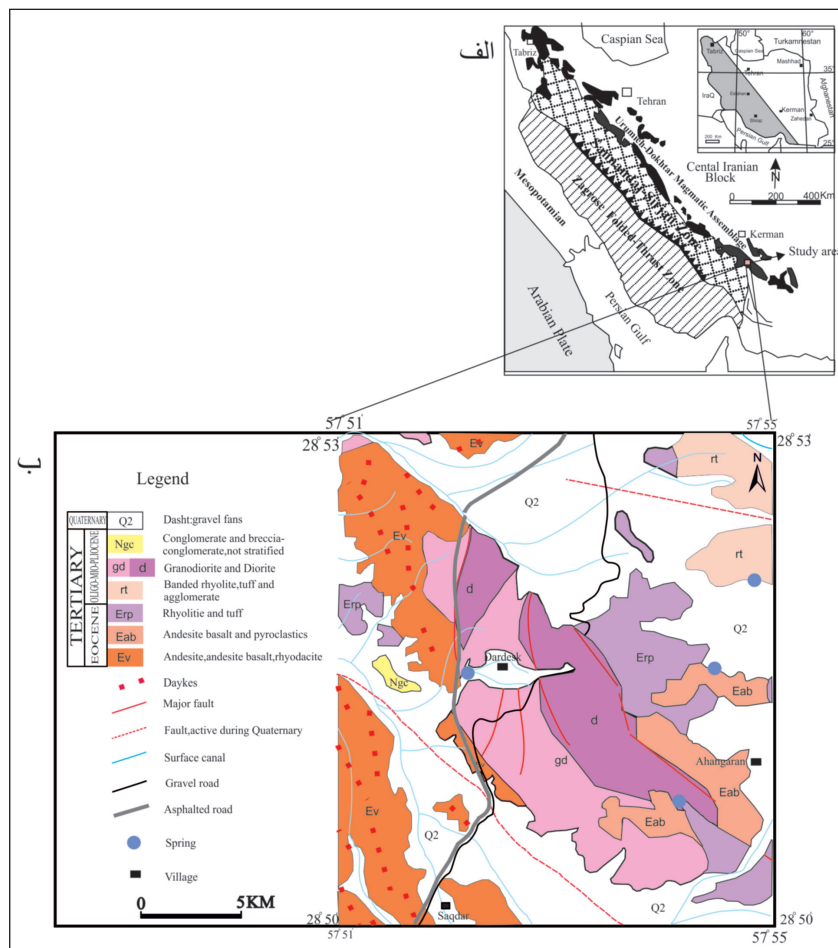
دیوریت‌ها بخش وسیعی از توده نفوذی در دسک را شامل می‌شوند و در قسمت خاور و شمال توده رخنمون دارند. دیوریت‌ها با طیف رنگی خاکستری تیره تا خاکستری روشن و ضریب رنگی کمتر از ۳۵ هستند. کوارتز دیوریت‌ها به صورت رخنمون‌های کوچک و معمولاً به همراه دیوریت‌ها در قسمت‌های شمالی و خاوری منطقه دیده می‌شوند و اساساً در صحرا تفاوت چندانی با دیوریت‌ها ندارند. تفاوت جزئی آنها با هم در صحرا، مشاهده کوارتز در این نوع سنگ‌هاست. گرانودیوریت‌ها بیشترین حجم توده نفوذی در دسک را به خود اختصاص داده‌اند و بیشتر در مرکز و باختر توده دیده می‌شوند. در گرانودیوریت‌ها در مقایسه با دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها، درصد حجمی کانی‌های روشن به ویژه کوارتز افزایش یافته و سبب کاهش ضریب رنگی سنگ و رنگ خاکستری روشن شده است. کوارتزومنزودیوریت‌ها بیشتر در قسمت باختر، به همراه گرانودیوریت‌ها دیده می‌شوند.

توده نفوذی در دسک حاوی آنکلاوهای از نوع اتولیت و زئولیت است. اتولیت‌ها اغلب با اشکال گرد و بیضوی و تن رنگی تیره‌تر و مرز مشخصی با گرانیتوئید میزبان با ابعاد کمتر از ۱۰ سانتی‌متر قابل مشاهده هستند (شکل ۲- پ). زئولیت‌ها با ابعاد بزرگ‌تر هستند؛ تا ۳۰ سانتی‌متر قطر دارند و از جنس سنگ‌های آتشفشانی دیواره و دارای بافت آفانیتیک و فاقد هرگونه بلور قابل تشخیص در نمونه‌دستی و اغلب زاویه‌دار هستند. زاویه‌دار بودن آنها می‌تواند نشانه عدم تعادل آنها با ماگما و قرارگیریشان در توده در آخرین مراحل سرد شدن توده باشد (شکل ۲- ت).

نام‌گذاری توصیفی نمونه‌ها، ۱۳ نمونه سالم و با حداقل هوازدگی از انواع تیپ‌های سنگی انتخاب شد و جهت انجام تجزیه شیمیایی به شرکت actlabs در کشور کانادا انتقال یافت. تجزیه شیمیایی عناصر اصلی به روش XRF و عناصر فرعی و خاکی نادر به روش ICP-MS انجام شده است و سپس با ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی و پترولوژیکی، بررسی و تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی صورت گرفت.

#### ۴- روابط صحرایی

توده نفوذی در دسک بر اثر عملکرد رویداد ماگمایی الیگوسن-میوسن به داخل سنگ‌های آتشفشانی اتوسن تزریق شده است. در بخش باختری توده مرز توده نفوذی با سنگ‌های آتشفشانی اتوسن از نوع تزریقی و تماسی است که همراه با دگرگونی مجاورتی در حد رخساره آلپیت-اپیدوت-هورنفلس در سنگ‌های آتشفشانی اتوسن دیواره است (شکل ۲- ب). در این بخش از توده، زئولیت‌هایی از جنس سنگ‌های آتشفشانی اتوسن نیز در توده نفوذی مشاهده می‌شوند. در مرز خاوری، این توده نفوذی به صورت گسلی در کنار سنگ‌های آتشفشانی اتوسن قرار گرفته و مرزهای شمالی و جنوبی توده نیز توسط رسوبات رودخانه‌ای پوشیده است. در مجاورت روستای در دسک دگرسانی‌های پروپیلیتیک و بعضاً رسی به صورت جزئی در توده دیده می‌شوند که در این بخش‌ها کانی‌های ثانویه مس‌دار، مالاکیت و آزوریت نیز به چشم می‌خورند. سنگ‌های سازنده توده نفوذی در صحرا با رنگ روشن تا خاکستری با بافت دانه‌ای متوسط تا ریزدانه مشاهده می‌شوند و کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوز و آمفیبول در آنها قابل تشخیص هستند. توده نفوذی فلسیک در دسک شامل انواع دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و کوارتزومنزودیوریت است. با توجه به شباهت این توده با کمپلکس جبال‌بارز و مشاهدات صحرایی، جایگزینی



شکل ۱- الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در مجموعه ماگمایی ارومیه- دختر (نقل از Hosseini et al., 2009)؛ ب) ورقه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه برگرفته از ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ سبزواران (Dimitrijevic, 1973).



شکل ۲- الف) نمایی از مرز بین سنگ‌های آتشفشانی انوسن با گرانیتوئیدهای دردسک؛ ب) نمونه‌ای از فرسایش پوست‌پیزی مشاهده شده در توده نفوذی فلسیک دردسک؛ پ) نمونه‌ای از زئولیت‌های موجود در توده نفوذی فلسیک دردسک؛ ت) نمونه‌ای از اتولیت‌های موجود در توده نفوذی فلسیک دردسک.

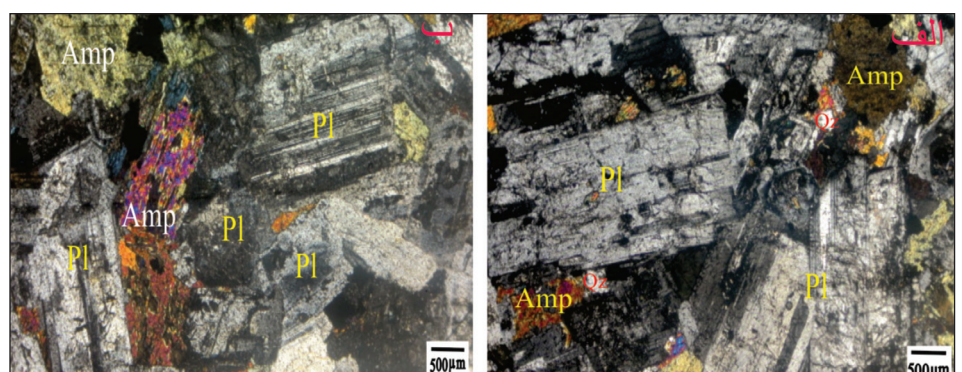
## ۵- سنگ‌نگاری

درجه) در پلاژیو کلازهای فاقد منطقه‌بندی، ترکیب کلی این بلورها در انواع سنگ‌ها از آندزین تا لابرادوریت تغییر می‌یابد. دگرسانی در این بلورها از نوع سوسوریتی و سریستی است. بلورهای ارتوز و کوارتز با اندازه‌های ریز تا متوسط در فضای مابین سایر کانی‌ها دیده می‌شوند (شکل‌های ۳-ت) و به ترتیب با درصد‌های حجمی ۵ تا ۱۸ و ۳ تا ۲۳ در انواع سنگ‌های توده نفوذی فلسیک دردسک حضور دارند. بیشترین مقادیر ارتوز در کوارتزومونوزودیوریت‌ها و بیشترین مقادیر کوارتز در گرانودیوریت‌ها مشاهده می‌شود. بلورهای کوارتز و ارتوز در گرانودیوریت‌ها به صورت هم‌شدی بافت گرافیکی را به وجود آورده‌اند (شکل ۳-ج). کانی‌های تیره بیشتر آمفیبول و ندرتاً پیروکسن‌های اورالیتی هستند و ۲۶ تا ۳۵ درصد حجمی سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. مگنتیت، اسفن و آپاتیت از کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها هستند. انکلاوهای در حد چند میلی‌متر نیز در مقاطع مشاهده می‌شوند که از نوع انکلاوهای پیش‌رس (اتولیت) هستند (شکل ۳-ث).

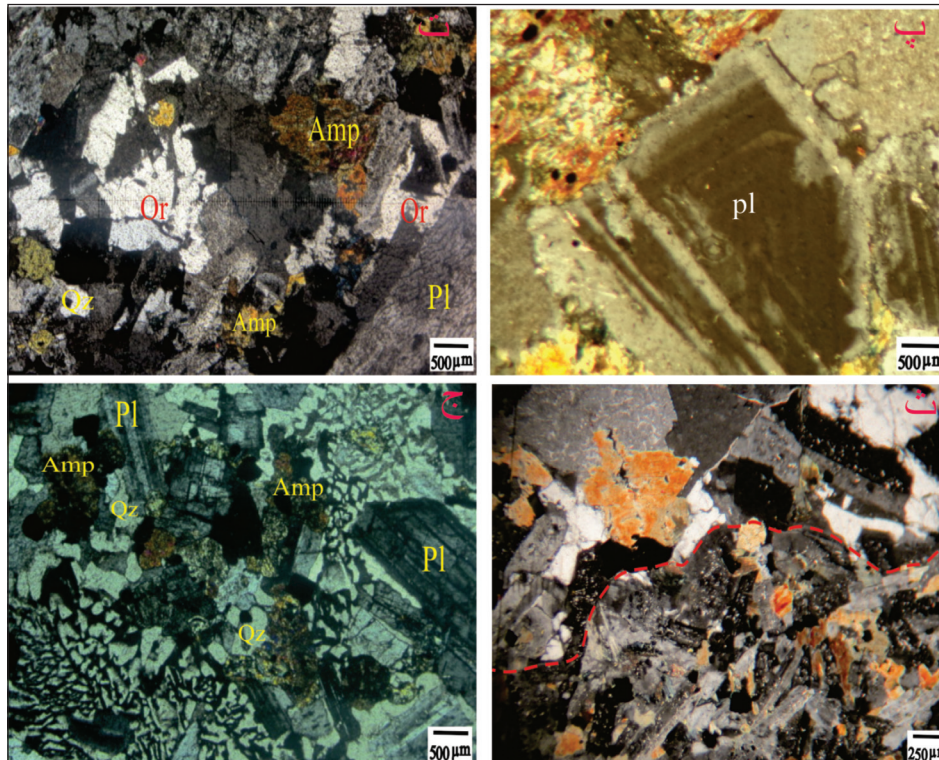
بر اساس مطالعه سنگ‌نگاری مشخص شد که سنگ‌های تشکیل دهنده توده نفوذی فلسیک دردسک دارای بافت دانه‌ای همسان‌دانه تا غیرهمسان‌دانه و کانی‌های تیره با درصد حجمی کمتر از ۳۵ هستند و از بلورهای بی‌شکل کوارتز با درصد حجمی ۳ تا ۲۳ تشکیل شده‌اند. بر اساس درصد حجمی کانی‌های روشن، انواع سنگ‌های دیوریت، کوارتزودیوریت، گرانودیوریت و کوارتزومونوزودیوریت در این توده قابل تشخیص هستند.

بر اساس مطالعات میکروسکوپی، پلاژیو کلاز فراوان‌ترین کانی سازنده در سنگ‌های توده نفوذی فلسیک دردسک است (شکل‌های ۳-الف و ب). درصد حجمی این کانی از ۴۱ تا ۶۳ در انواع سنگ‌ها تغییر می‌یابد و در این میان دیوریت‌ها بیشترین درصد حجمی پلاژیو کلاز را دارند. پلاژیو کلازها در سنگ‌های این توده به صورت تخته‌ای و دارای ماکل‌های کارلسباد-آلیت و پلی‌سنتیک و بعضاً منطقه‌بندی ترکیبی هستند (شکل ۳-پ). با در نظر زوایه خاموشی ماکل‌ها (۲۳ تا ۳۶

شکل ۳- الف) وجود پلاژیو کلاز (Pl) و آمفیبول (Amp) به همراه بلورهای ریز کوارتز (Qz) در کوارتزودیوریتها؛ ب) فراوانی بلورهای پلاژیو کلاز (Pl) و آمفیبول (Amp) در دیوریتها؛







ادامه شکل ۳-پ) منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز موجود در گرانودیوریتها؛ ت) بافت دانه‌ای در کوآرتزموئزودیوریت‌های منطقه در دسک شامل پلاژیوکلاز (Pl)، کوآرتز (Qz)، ارتوز (Or) و آمفیبول (Amp)؛ ث) نمونه‌ای از انکلاوهای موجود در گرانودیوریتها. ج) بافت گرافیکی حاصل هم‌رشدی کوآرتز و ارتوز در گرانودیوریت‌ها (همه تصاویر در نور XPL تهیه شده‌اند و نام اختصاری کانی‌ها بر اساس Kretz (1983) آورده شده است).

## ۶- ژئوشیمی

طبقه‌بندی نورماتو (Streckeisen and Le Maitre, 1979)، در محدوده دیوریت، کوآرتزیدیوریت، کوآرتزموئزودیوریت و گرانودیوریت جایابی می‌شوند (شکل ۴).

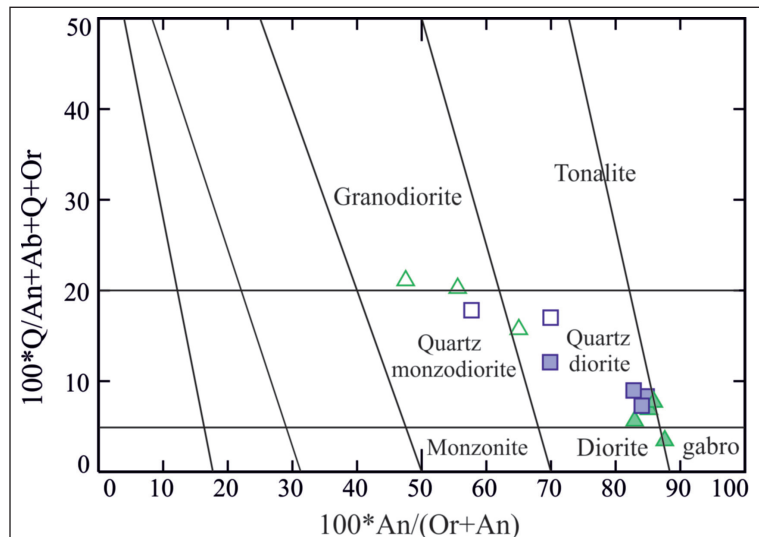
بر پایه داده‌های ژئوشیمی حاصل (جدول ۱)، سنگ‌های تشکیل دهنده توده نفوذی فلسیک در دسک دارای مقادیر ۵۱/۳ تا ۶۵/۳۸ درصد وزنی  $SiO_2$  هستند و در نمودار

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی انجام شده به روش ICP-MS برای عناصر کمیاب و خاکی کمیاب و روش XRF برای عناصر اصلی از انواع سنگ‌های توده نفوذی فلسیک منطقه در دسک.

Sample	I.E.7	I.N.2	I.N.1	I.N.6	I.N.W.6	I.N.7	I.1.2	I.1.6	I.E.3	I.W.9	I.1.3	I.W.11	I.W.14
Name	Diorite				Quartz Diorite			Quartz Monzodiorite			Granodiorite		
SiO <sub>2</sub>	52.20	51.95	51.30	52.60	56.85	53.48	54.60	58.37	55.00	60.00	65.38	62.70	60.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.17	19.56	19.70	21.09	20.40	20.44	16.32	16.96	21.27	16.20	16.42	15.51	15.90
FeO*	4.96	8.34	8.83	7.11	4.04	7.47	10.02	8.03	4.95	7.15	4.15	6.41	7.45
MnO	0.05	0.10	0.12	0.10	0.06	0.12	0.13	0.13	0.07	0.14	0.05	0.11	0.11
MgO	1.66	3.79	3.85	3.04	1.43	2.54	3.84	3.06	1.78	2.64	1.28	1.86	2.38
CaO	10.10	9.36	9.66	9.73	8.41	8.99	7.51	6.69	9.77	5.51	3.55	4.16	5.06
Na <sub>2</sub> O	3.93	3.42	3.03	3.25	5.01	3.62	3.43	3.35	3.50	3.53	6.41	3.49	3.17
K <sub>2</sub> O	1.02	1.20	1.03	1.15	0.95	1.10	1.75	1.87	1.35	2.58	1.15	3.21	2.82
TiO <sub>2</sub>	0.64	0.91	0.95	0.78	0.92	0.76	1.23	0.79	0.67	0.74	0.56	0.68	0.74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.20	0.49	0.14	0.39	0.28	0.46	0.23	0.14	0.19	0.15	0.20	0.21
LOI	1.73	1.17	0.96	1.44	1.24	1.50	0.99	0.87	0.90	1.51	0.90	1.26	0.99
Total	99.64	99.99	99.92	100.40	100.00	100.30	100.30	100.30	99.41	100.20	100.00	99.56	99.49
Sc	13.00	23.00	23.00	19.00	13.00	18.00	28.00	22.00	15.00	20.00	13.00	16.00	19.00

ادامه جدول ۱

Sample	I.E.7	I.N.2	I.N.1	I.N.6	I.N.W.6	I.N.7	I.1.2	I.1.6	I.E.3	I.W.9	I.1.3	I.W.11	I.W.14
Name	Diorite				Quartz Diorite			Quartz Monzodiorite			Granodiorite		
V	95.00	218.00	219.00	172.00	82.00	146.00	220.00	160.00	106.00	134.00	74.00	95.00	121.00
Cr	30.00	70.00	70.00	40.00	30.00	60.00	40.00	40.00	30.00	80.00	90.00	40.00	90.00
Co	12.00	21.00	23.00	19.00	6.00	18.00	26.00	19.00	11.00	16.00	8.00	12.00	15.00
Ni	20.00	30.00	30.00	20.00	20.00	20.00	30.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00
Ga	20.00	19.00	18.00	18.00	19.00	18.00	17.00	17.00	19.00	16.00	16.00	16.00	17.00
Rb	23.00	37.00	32.00	38.00	13.00	34.00	39.00	57.00	35.00	75.00	21.00	113.00	99.00
Sr	535.00	462.00	427.00	468.00	486.00	470.00	347.00	326.00	465.00	329.00	259.00	250.00	282.00
Y	16.80	18.20	22.70	16.20	21.50	19.60	30.40	27.50	19.80	28.50	28.90	32.00	29.80
Zr	75.00	63.00	86.00	75.00	146.00	90.00	104.00	136.00	120.00	131.00	216.00	244.00	182.00
Nb	5.40	5.10	5.00	4.50	5.00	3.80	7.90	7.70	5.70	7.30	8.00	8.30	8.10
Ba	228.00	208.00	184.00	216.00	145.00	221.00	309.00	331.00	268.00	398.00	131.00	476.00	403.00
La	15.90	10.20	13.80	11.60	14.50	14.10	15.90	17.40	12.40	19.90	14.50	22.30	21.40
(La)n	51.29	32.90	44.52	37.42	46.77	45.48	51.29	56.13	40.00	64.19	46.77	71.94	69.03
Ce	30.80	21.30	29.30	22.90	29.80	27.80	35.50	36.20	25.00	40.80	32.80	46.00	42.40
Pr	3.89	2.89	3.97	2.86	3.89	3.46	4.91	4.62	3.28	5.17	4.52	5.96	5.28
Nd	15.20	12.10	17.10	11.60	16.60	14.30	21.00	18.80	13.70	20.50	18.50	23.20	21.20
Sm	3.26	3.01	3.89	2.83	3.68	3.17	5.12	4.31	3.20	4.70	4.47	5.43	4.71
Eu	1.15	1.01	0.98	1.04	1.32	1.13	1.19	1.13	1.04	1.12	0.78	1.12	1.11
Eu*/Eu	1.11	1.02	0.76	1.14	1.07	1.05	0.71	0.78	1.00	0.73	0.54	0.64	0.73
Gd	3.10	2.99	4.03	2.73	3.86	3.40	5.12	4.52	3.19	4.66	4.32	5.21	4.58
Tb	0.51	0.51	0.69	0.48	0.64	0.57	0.89	0.77	0.56	0.81	0.78	0.93	0.81
Dy	3.09	3.22	4.19	2.94	3.81	3.65	5.37	4.74	3.37	4.92	4.90	5.70	5.05
Ho	0.60	0.65	0.83	0.59	0.79	0.70	1.07	0.96	0.69	0.99	1.02	1.18	1.02
Er	1.68	1.87	2.32	1.73	2.28	2.04	3.08	2.89	2.06	2.87	3.04	3.50	3.08
Tm	0.25	0.28	0.35	0.27	0.35	0.31	0.47	0.45	0.31	0.46	0.46	0.55	0.47
Yb	1.67	1.87	2.21	1.83	2.32	1.97	3.13	2.96	2.01	3.07	3.20	3.58	3.03
(Yb)N	7.99	8.95	10.57	8.76	11.10	9.43	14.98	14.16	9.62	14.69	15.31	17.13	14.50
(La/Yb)n	6.42	3.68	4.21	4.27	4.21	4.83	3.42	3.96	4.16	4.37	3.05	4.20	4.76
Lu	0.26	0.29	0.33	0.28	0.37	0.31	0.47	0.45	0.31	0.48	0.51	0.57	0.49
Hf	1.80	1.60	2.00	1.90	3.40	2.20	2.70	3.20	2.80	3.30	4.90	5.40	4.20
Ta	0.59	0.54	0.55	0.52	0.57	0.42	0.77	0.68	0.59	0.78	0.91	0.93	0.82
W	1.80	1.90	1.10	1.90	2.30	1.80	1.80	1.90	1.60	2.10	1.60	2.30	2.30
Tl	0.10	0.16	0.08	0.12	0.05	0.11	0.09	0.18	0.08	0.18	0.08	0.36	0.28
Pb	38.00	13.00	5.00	< 5	7.00	7.00	6.00	9.00	< 5	8.00	9.00	11.00	12.00
Th	3.73	2.90	2.73	3.09	5.30	3.45	4.75	5.56	3.78	7.24	9.06	8.78	7.33
U	0.88	0.55	0.55	0.76	1.21	0.88	1.02	1.17	1.06	1.82	2.18	2.04	1.78
Qtz	2	3	2	4	5	5	5	6	5	15	17	22	18
Or	5	7	5	7	6	6	8	8	8	18	10	11	11
Pl	61	56	60	54	59	59	52	51	59	47	45	41	41
Amph	32	34	33	35	30	30	35	35	30	30	30	26	30



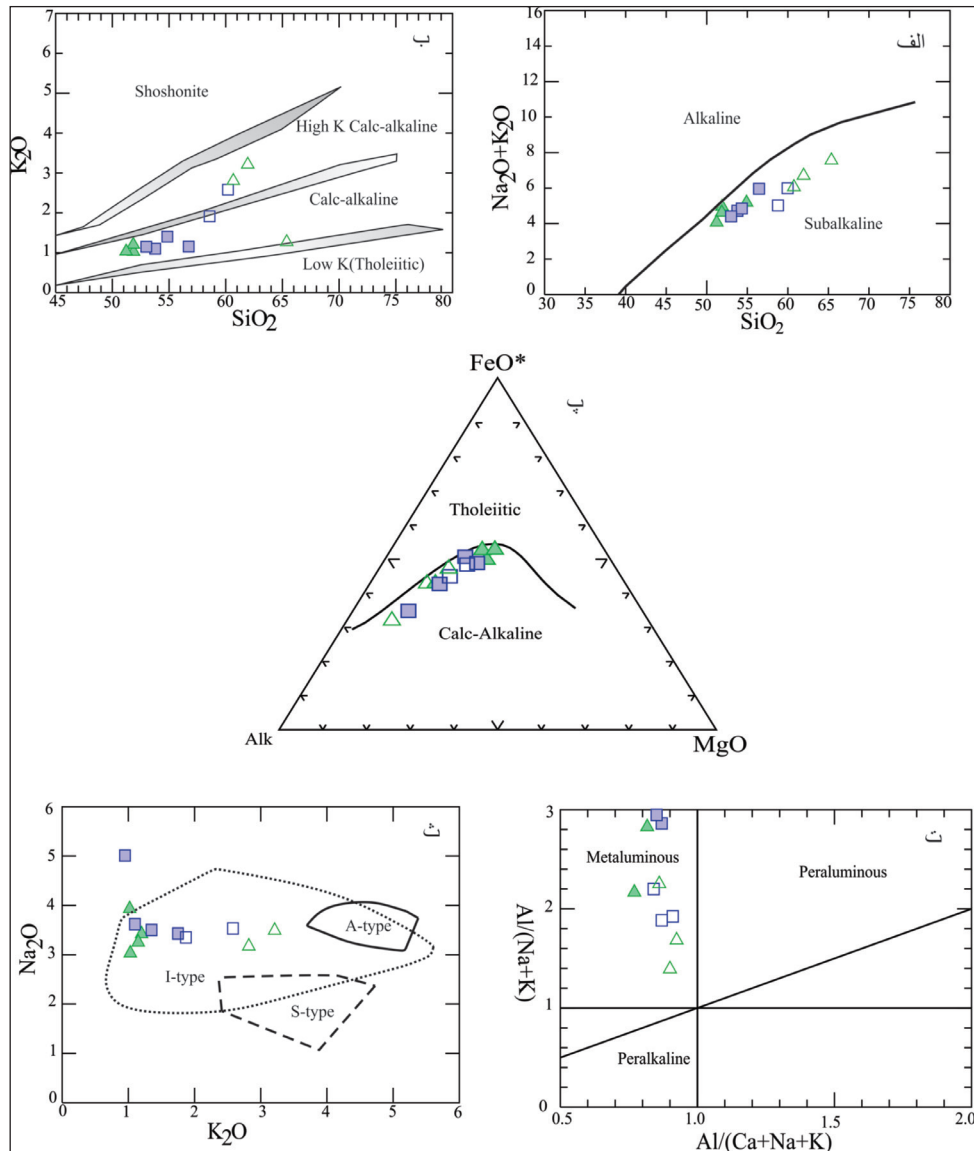
شکل ۴- نام‌گذاری نورماتیو نمونه‌های سنگی توده‌نفوذی در دسک در نمودار Streckeisen and Le Maitre (1979)؛ نشانه‌ها: مثلث سبز توخالی: گرانودیوریت، مثلث سبز توپر: دیوریت، مربع آبی توخالی: کوآرتزودیوریت، مربع آبی توپر: کوآرتزودیوریت.

(Stern, 2004). غنی‌شدگی از عناصر LIL و تهی‌شدگی از عناصر HFS ممکن است در نتیجه آلاش با مواد پوسته‌ای نیز ایجاد و با افزایش نسبت LILE/HFSE همراه شود (Hooper et al., 1997; Peccerillo et al., 2003; Wang et al., 2013). ولی مقایسه مقادیر عناصر U، Th و Nb در نمونه‌های گرانیتیویدی در دسک (Th=2.7-9, U=0.55-1.8, Nb=3.8-8.1) با مقادیر این عناصر در پوسته قاره‌ای زیرین (Th=10.5, U=2.5, Nb=25) و پوسته قاره‌ای بالایی (Th=0.42, U=0.05, Nb=5) و همچنین نمودار تغییرات Rb و Y گرانیتیویدهای در دسک در شکل ۶- ب نشان می‌دهند که آلاش فقط برای سنگ‌های با میزان  $SiO_2$  بالا به ویژه گرانودیوریت‌ها قابل بررسی بوده و تأثیر آلاش در سنگ‌های با میزان  $SiO_2$  پایین به ویژه دیوریت‌ها بسیار ناچیز است.

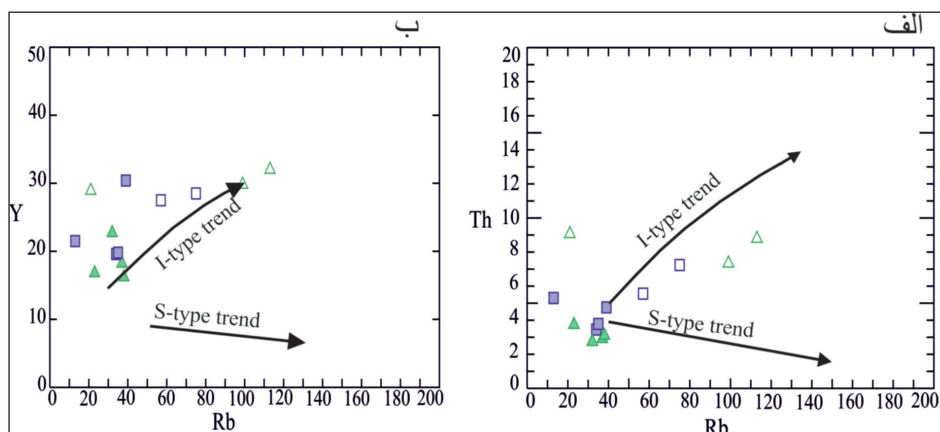
الگوهای عناصر نادر بهنجار شده بر اساس کندریت برای چهار گروه سنگی توده نفوذی در دسک مشابه است و با غنی‌شدگی از عناصر REE نسبت به کندریت مشخص می‌شود. نسبت غنی‌شدگی LREE سنگ‌های توده نفوذی در دسک در مقایسه با کندریت از ۴۰ تا ۷۵ برابر در دیوریت‌ها و ۶۰ تا ۱۰۰ برابر در گرانودیوریت‌ها تغییر می‌یابد. همچنین الگوهای حاصل از این سنگ‌ها دارای شیب ملایم با نسبت  $(La/Yb)_N$  ۳ تا ۶/۴ هستند. شیب ملایم در این الگوها را می‌توان به نبود گارنت در پسماند حاصل از ذوب بخشی و در نتیجه عدم جدایش HREE‌ها نسبت داد (Rollinson, 1993). اگر چه تفریق فازهای اسفن و آپاتیت و در نتیجه جدایش LREE‌ها نیز می‌تواند چنین الگویی را ایجاد کند (ایرانمنش، ۱۳۹۵). همچنین در الگوی اغلب دیوریت‌ها و کوآرتزودیوریت‌ها بی‌هنجاری منفی Eu مشاهده نمی‌شود و مقادیر  $Eu/Eu^*$  در این دو گروه سنگی (به جز دو نمونه) بین ۱ تا ۱/۱۴ تغییر می‌یابد (شکل‌های ۸- الف و ب). در حالی که الگوهای عناصر REE در گرانودیوریت و کوآرتزودیوریت‌ها بی‌هنجاری منفی از Eu مشخص می‌شوند و مقادیر  $Eu/Eu^*$  از ۰/۵۴ تا ۰/۷۸ تغییر می‌یابد و با افزایش میزان  $SiO_2$  شدت این بی‌هنجاری منفی افزایش می‌یابد (شکل‌های ۸- پ و ت).

بی‌هنجاری منفی Eu را در کوآرتزودیوریت‌ها و گرانودیوریت‌ها می‌توان به جدایش پلاژیوکلازهای کلسیک در طی تبلور تفریقی و افزایش فوگاسیته اکسیژن در طی کاهش عمق مربوط دانست (Henderson, 1984; Rollinson, 1993). به عقیده Iannizzotto et al. (2013) بی‌هنجاری منفی Eu از مشخصه‌های ماگماهای کالک‌آلکان است.

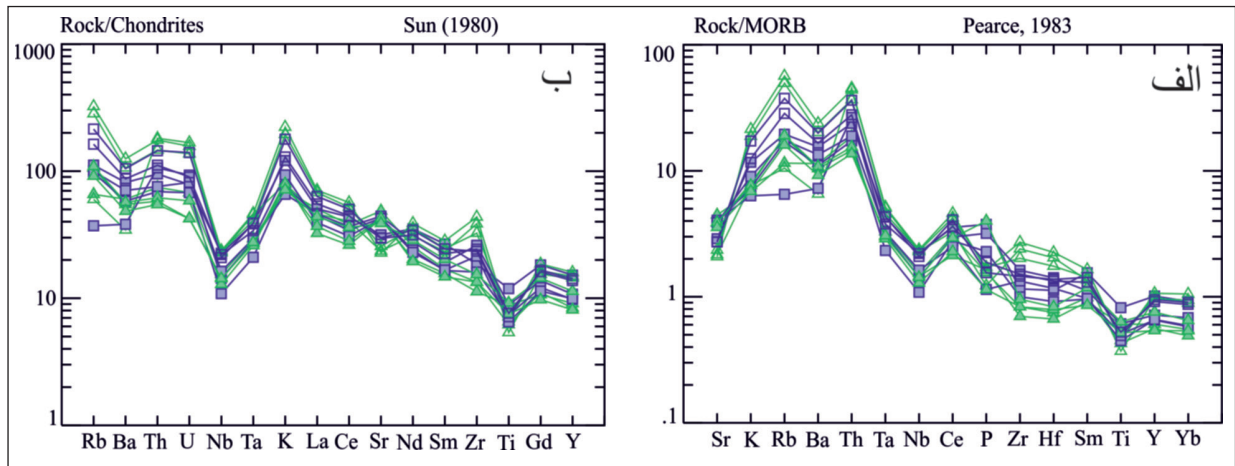
بر پایه نمودارهای  $Na_2O+K_2O$  در مقابل  $SiO_2$ ، نمودار  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  و نمودار AFM، سنگ‌های سازنده توده نفوذی فلسیک در دسک، سرشت کالک‌آلکان با پتاسیم متوسط تا بالا را آشکار می‌سازند (شکل‌های ۵- الف، ب و پ). در نمودار شاخص اشباع از آلومین (ASI) نیز نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده متاآلومین جایابی می‌شوند (شکل ۵- ت). نسبت‌های  $Na_2O/K_2O$  در این سنگ‌ها بالاست و از ۱ تا ۵/۵ تغییر می‌یابد و در نمودار  $Na_2O$  در مقابل  $K_2O$  سنگ‌های فلسیک توده نفوذی در دسک در محدوده گرانیتیویدهای نوع I قرار می‌گیرند (شکل ۵- ث). همچنین در نمودارهای Rb در برابر Th (شکل ۶- الف) و Rb در برابر Y (شکل ۶- ب) سنگ‌های تشکیل دهنده توده نفوذی در دسک روندی مشابه با گرانیتیویدهای نوع I نشان می‌دهند (Liu et al., 2009). بررسی مقادیر و تغییرات عناصر اصلی و کمیاب با افزایش  $SiO_2$  در سنگ‌های فلسیک توده نفوذی در دسک با اجتماع کانی‌شناسی آنها سازگار بوده که شامل تبلور و تفریق بلورین انواع پلاژیوکلاز، آمفیبول، تیتانومگنتیت و آپاتیت در گونه‌های مختلف سنگی منطقه در دسک است (ایرانمنش، ۱۳۹۵). نمودارهای چندعصره بهنجار شده بر اساس مورب و کندریت برای انواع نمونه‌های سنگی توده نفوذی در دسک در شکل‌های ۷- الف و ب نشان داده شده است. همان گونه که مشخص است، انواع سنگ‌های فلسیک توده نفوذی در دسک دارای الگوی مشابهی هستند که نشان از منشأ یکسان و فرایندهای پترولوژیکی مشابه در مراحل تبلور و تکوین آنها دارد. این سنگ‌ها دارای غنی‌شدگی از عناصر LIL از جمله Sr، Rb، K، Ba و همچنین مقادیر نسبتاً پایین عناصر HFS هستند و بی‌هنجاری منفی مشخصی از Ta، Ti، Nb نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از عناصر LIL از جمله Ba و Sr و همچنین بالا بودن نسبت Ba/La در این سنگ‌ها به خوبی بازگو کننده نقش سیالات حاصل از فروانش در شکل‌گیری این سنگ‌هاست (Zhang et al., 2014; Rosu et al., 2004; Pearce and Peate, 1995). افزایش مقادیر عناصر Rb، Ba، K و کاهش مقادیر Sr در کوآرتزودیوریت‌ها و گرانودیوریت‌ها در مقایسه با دیوریت‌ها را می‌توان به تفریق بلورهای پلاژیوکلاز کلسیک نسبت داد. فقیرشدگی از عناصر Ta، Nb، Ti نیز از ویژگی‌های ماگماهای مرتبط با قوس ماگمایی و بازگو کننده عدم مشارکت فازهای تیتاندار (اسفن و روتیل) در فرایند ذوب در منشأ این سنگ‌هاست (Yogodzinski et al., 1995). Zhang et al., 2014، به طوری که این عناصر در سیالات حاصل از دگرگونی و آب‌زایی صفحه فرورو نامحلول هستند و انتقال آنها به گوه گوشه‌ای کمتر روی می‌دهد



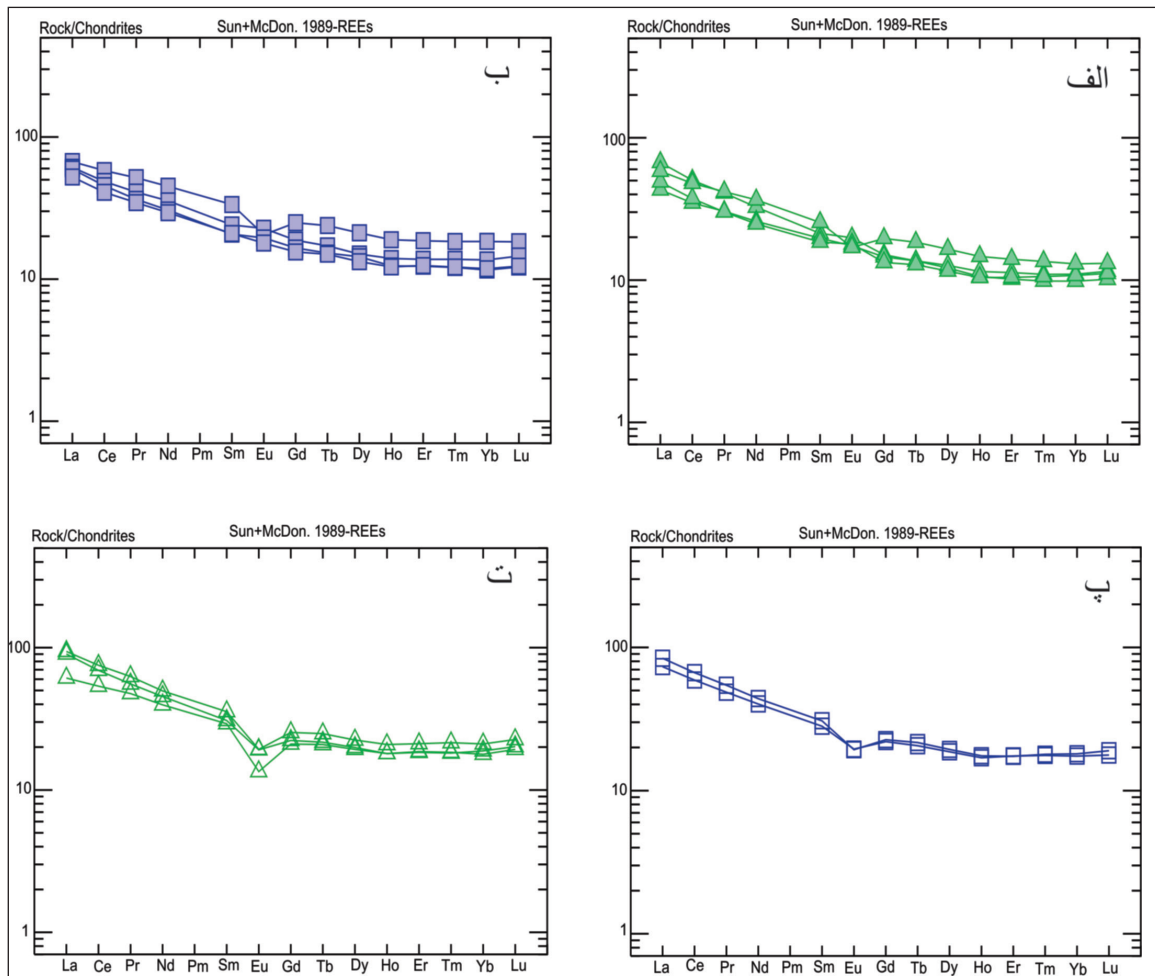
شکل ۵- تعیین سری ماگمایی گرانیتوئیدهای در دسک در نمودارهای: الف) TAS (Rickwood, 1989)؛ ب)  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Shand, 1943)؛ ت) تعیین درجه غنی شدگی از آلومین (Irvin and Baragar, 1971)؛ ث) موقعیت نمونه‌های منطقه در دسک بر روی نمودار  $Na_2O$  (White and Chappel, 1983) در مقابل  $K_2O$  (نشانه‌ها مطابق شکل ۴).



شکل ۶- الف) نمودار  $Rb$  در برابر  $Th$ ؛ ب) نمودار  $Rb$  در برابر  $Y$  و روندهای گرانیتوئیدهای نوع  $A$  و  $S$  و جانمایی سنگ‌های توده‌نفوذی فلسیک در دسک؛ (Liu et al., 2009) (نشانه‌ها مطابق شکل ۴).



شکل ۷- نمودارهای چند عنصره سنگ‌های توده نفوذی فلسیک در دسک، (الف) بهنجار شده نسبت به مورب (Pearce, 1983)؛ (ب) بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun, 1980) (نشانه‌ها مطابق شکل ۴).



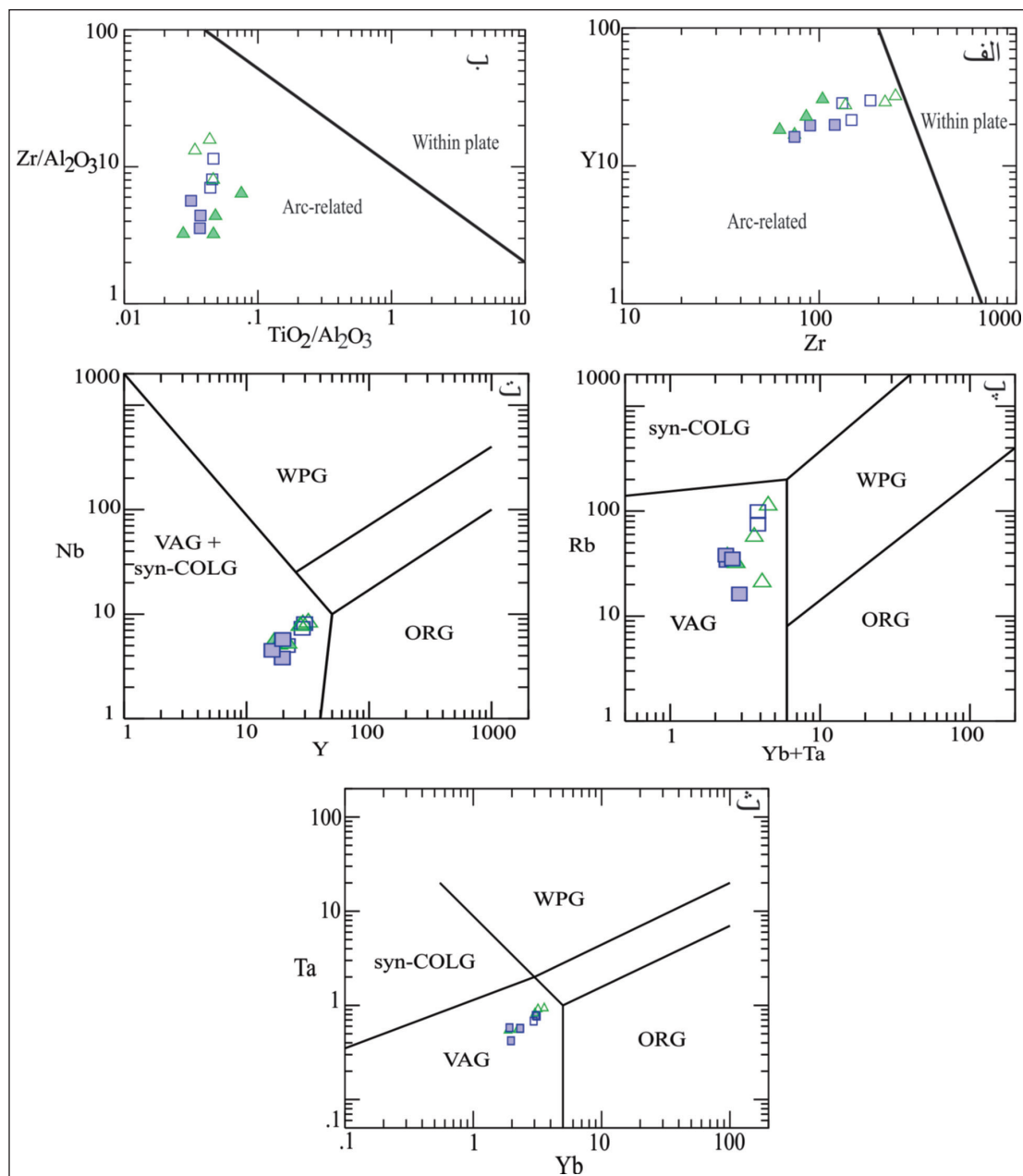
شکل ۸- الگوی عناصر خاکی نادر نرمالیز شده بر اساس کندریت برای نمونه‌های سنگی نفوذی فلسیک در دسک (Sun and McDonough, 1989) (نشانه‌ها مطابق شکل ۴).



۷- جایگاه زمین‌ساختی

همچنین در نمودار Nb در مقابل Y و نمودارهای Rb در مقابل Yb+Ta و Ta و Yb+Ta در مقابل Yb در مقابل Yb (Pearce et al., 1984) که برای شناسایی محیط زمین‌ساختی سنگ‌های گرانیتیویدی به کار می‌روند، گرانیتیویدهای در دسک در محدوده گرانیتیویدهای مرتبط با قوس (VAG) جایابی می‌شوند (شکل ۹). با در نظر گرفتن جایگاه زمین‌شناسی توده نفوذی در دسک در بخش جنوب خاوری مجموعه ماگمایی ارومیه- دختر فرونشست در منطقه را می‌توان نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی نوتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی در نظر گرفت (مجله، ۱۳۷۹).

توده نفوذی در دسک از نظر ساختاری در بخش جنوب خاوری مجموعه ماگمایی ارومیه- دختر برونزد دارد. مطالعات ژئوشیمیایی از جمله بی‌هنجاری منفی Nb، Ti و Ta در الگوی چندعنصره و شیب الگوی عناصر نادر بهنجار شده نسبت به کندریت و مورب وابستگی این سنگ‌ها را به مناطق فرورانش آشکار می‌سازند (Willson, 1989; Stern, 2004; Zhang et al., 2014). از سوی دیگر در نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی از جمله در نمودارهای Zr در برابر Y و  $TiO_2/Al_2O_3$  در برابر  $Zr/Al_2O_3$  (Muller and Groves, 1997)، سنگ‌های توده نفوذی در دسک در گستره سنگ‌های مرتبط با قوس قرار می‌گیرند (شکل‌های ۹- الف و ب).

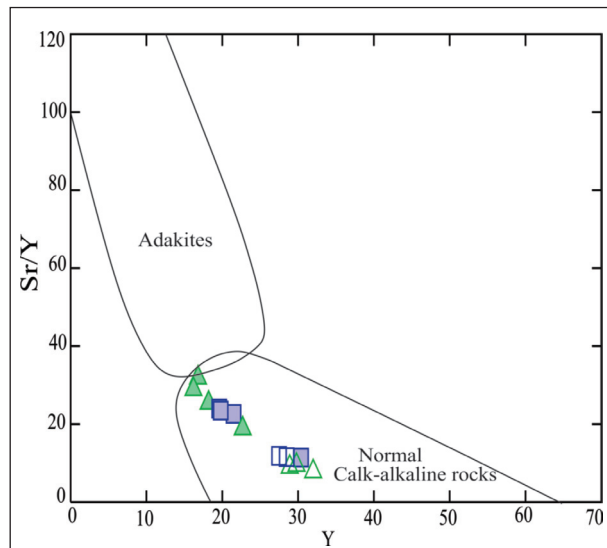


شکل ۹- نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی گرانیتیویدهای در دسک؛ الف و ب) (Muller and Groves (1997)؛ پ، ت و ث) (Pearce et al., 1984). در این نمودارها نمونه‌های با مقادیر کوارتز مودال کمتر از ۵ درصد حجمی ترسیم نشده‌اند؛ (گرانیتیویدهای داخل صفحه‌ای = WPG، گرانیتیویدهای مرتبط با قوس = آشنفشانی = VAG، گرانیتیویدهای همزمان با برخورد = syn-COLG و گرانیتیویدهای پشته‌های میان اقیانوسی = ORG) (نشانه‌ها مطابق شکل ۴).

## ۸- پتروژنز

تهی‌شدگی از عناصر Nb و Ti، مقادیر عناصر فرعی نظیر Sr از ۲۵۰ تا ۵۳۵، Y بین ۲/۱۶ تا ۴/۳۰ و Yb از ۱/۶۷ تا ۳/۵۸ قسمت در میلیون و وجود بی‌هنجاری منفی Eu در الگوی عناصر REE نشان می‌دهند که گرانیتوئیدهای دردسک مشابه با سنگ‌های کالک‌آلکالین عادی مناطق فرورانشی هستند و با آداکیت‌های حاصل در این مناطق تفاوت دارند. جایابی نمونه‌ها در نمودار Sr/Y در برابر Y نیز این موضوع را تأیید می‌کند (شکل ۱۰).

ویژگی‌های صحرایی به همراه خصوصیات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی توده نفوذی دردسک نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای دردسک از انواع گرانیتوئیدهای نوع (I) هستند. داده‌های ژئوشیمی به دست آمده از سنگ‌های توده نفوذی دردسک نشان می‌دهد که فعالیت ماگمایی این توده نفوذی از نوع کالک‌آلکالین با پتاسیم متوسط تا بالا و مرتبط با کمان آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای است. همچنین بررسی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های توده نفوذی دردسک، از جمله غنی‌شدگی از عناصر LIL،

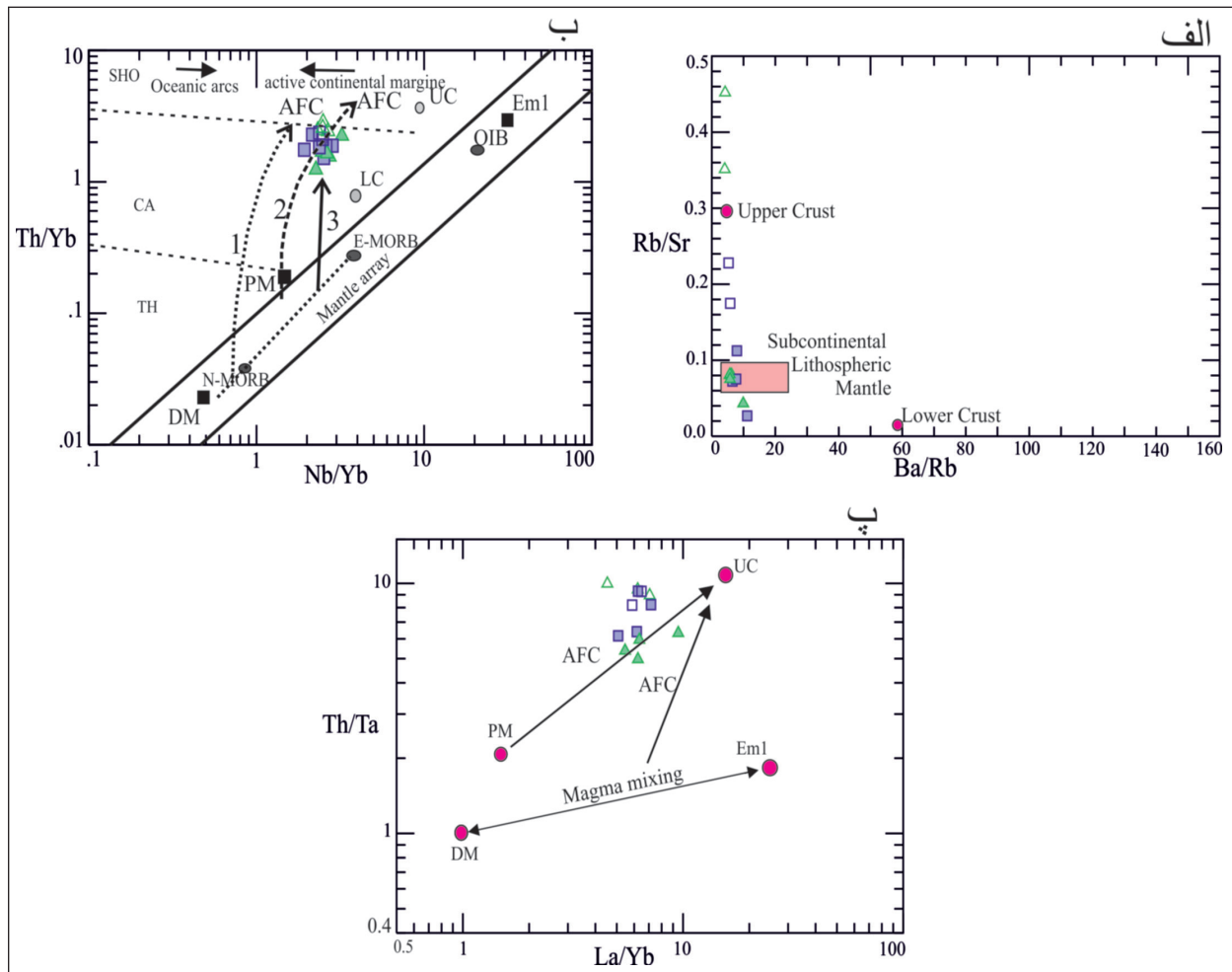


شکل ۱۰- نمودار تفکیک سن‌های کالک‌آلکالین معمولی از سنگ‌های آداکیتی (Defant and Drummond, 1993; Oyarzun et al., 2001) (نشانه‌ها مطابق شکل ۴).

گوشته تهی شده با مواد پوسته قاره‌ای، ۲: آلایش ماگماهای حاصل از گوشته اولیه یا اندکی متاسوماتیزه شده توسط سیالات فرورانشی با مواد پوسته قاره‌ای، ۳: ماگماهای حاصل از گوشته متاسوماتیزه شده با سیالات فرورانشی و ترکیبات فرورانشی) مشخص می‌سازد ماگماهای به وجود آورنده گرانیتوئیدهای دردسک بیشتر تحت تأثیر سیالات فرورانشی و ترکیبات فرورانشی بوده‌اند. اگر چه آلایش با مواد پوسته قاره‌ای به ویژه پوسته بالایی در تکامل این سنگ‌ها به ویژه انواع اسیدی تر قابل چشم پوشی نیست (شکل ۱۱- الف). همچنین مقایسه نسبت‌های Rb/Sr و Ba/Rb سنگ‌های دردسک با گوشته لیتوسفری، پوسته زیرین و پوسته بالایی در شکل ۱۱- ب نشان می‌دهد که دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها دارای نسبت‌های Rb/Sr و Ba/Rb مشابه با گوشته لیتوسفری هستند. از سویی دیگر به نظر می‌رسد که افزایش نسبت‌های Rb/Sr و Ba/Rb در کوارتز مونوز دیوریت‌ها و گرانو دیوریت‌ها نتیجه تفریق، اختلاط و آلایش با مواد پوسته قاره‌ای بالایی باشد. نمودارهای Th/Ta و La/Yb (شکل ۱۱- ب) نیز تشکیل گرانیتوئیدهای دردسک را در نتیجه هضم و تفریق بلورین ماگماهای حاصل از گوه گوشته‌ای با مواد پوسته‌ای نشان می‌دهند.

همچنین ویژگی‌های ژئوشیمیایی از جمله روند تغییرات عناصر اصلی و فرعی با افزایش مقادیر  $\text{SiO}_2$  (ایرانمنش، ۱۳۹۵)، مقادیر بالای عناصر ناسازگار در روند تغییرات عناصر و الگوی عناصر خاکی نادر تفریق یافته‌تر در گرانو دیوریت‌ها و انواع کوارتز مونوز دیوریت‌ها به همراه وجود بی‌هنجاری منفی Eu در الگوی آنها، به خوبی نقش تفریق ماگمایی و آلایش پوسته‌ای را در یک مخزن ماگمایی در تشکیل ماگماهای اسیدی تر در توده نفوذی دردسک تأیید می‌کند.

در محیط زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره، خاستگاه ماگماها می‌تواند پوسته بالایی، میانی و زیرین، پوسته اقیانوسی فرورو و نیز خاستگاه‌های مرکب پوسته‌ای و گوشته‌ای باشد (Vigneresse, 2004). در این بین، ماگماهای حدواسط تا اسیدی کالک‌آلکالین می‌توانند از تفریق ماگماهای بازالتی گوشته‌ای در مخازن پوسته‌ای، اختلاط مذاب‌های بازالتی با مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی پوسته قاره‌ای و هضم و آلایش با مواد پوسته‌ای نیز به وجود آیند (Vigneresse, 2004; Cobbing, 2000). الگوهای عناصر خاکی نادر از جمله شیب نسبتاً کم الگوها، نبود آنومالی منفی Eu در اغلب دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها، همچنین مقادیر پایین  $\text{SiO}_2$  و مقادیر نسبتاً بالای MgO و Cr در این دو گروه سنگی به ویژه در دیوریت‌ها بر شباهت بیشتر این سنگ‌ها با مذابهایی به وجود آمده از گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه در عمق پایداری اسپینل دلالت دارند (Wang et al., 2013)؛ منشأیی که به صورت گسترده‌ای برای ماگماهای کالک‌آلکالین عادی مرتبط با فرورانش پیشنهاد شده است (Waight et al., 1998). جانمایی نمونه‌های گرانیتوئیدی دردسک در نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 2008) نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای دردسک دارای ماهیت کالک‌آلکالین هستند و در یک محیط زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره شکل گرفته‌اند و در مقایسه با مذاب‌های حاصل از گوشته، مقادیر Th بیشتری دارند. این مقادیر بالای Th می‌تواند در نتیجه حضور مواد فرورانشی در منشأ گوشته‌ای و یا آلایش با پوسته قاره‌ای فوقانی حاصل شود (Pearce, 2008). مقایسه نمونه‌های گرانیتوئیدی دردسک با میانگین پوسته و گوشته اولیه و تهی شده در این نمودار و ترسیم مسیرهای احتمالی تولید ماگماهای با مقادیر بالای Th (مسیر ۱: آلایش ماگماهای حاصل از



شکل ۱۱- خصوصیات منشأ گوشته‌ای گرانیتوئیدهای درسک. الف) نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb (مسیر ۱: آرایش ماگماهای حاصل از گوشته تهی شده با مواد پوسته قاره‌ای، مسیر ۲: آرایش ماگماهای حاصل از گوشته اولیه یا اندکی متاسوماتیزه شده توسط سیالات فرورانشی با مواد پوسته قاره‌ای، مسیر ۳: ماگماهای حاصل از گوشته متاسوماتیزه شده با سیالات فرورانشی و ترکیبات فرورانشی) (Pearce, 2008)؛ ب) نمودار نسبت‌های Rb/Sr در برابر Ba/Rb و مقایسه این نسبت‌ها با گوشته لیئوسفری زیر قاره و پوسته زیرین و بالایی (Furman and Graham, 1999)؛ پ) نمودار Th/Ta در برابر La/Yb (Condie, 2001) (نشانه‌ها مطابق شکل ۴).

### ۹- نتیجه‌گیری

قاره‌ای ایران مرکزی محسوب کرد و تشکیل توده‌های نفوذی در این ناحیه را نتیجه ذوب بخشی گوه گوشته‌ای در نظر گرفت. بنابراین می‌توان تشکیل ماگماهای به وجود آورنده سنگ‌های نفوذی فلسیک در دسک را چنین به تصویر کشید که با ادامه فرورانش پوسته اقیانوسی نوتتیس و آب‌زایی و آزادسازی سیالات به درون گوشته لیئوسفری، موجبات ذوب این بخش از گوشته فراهم و ماگمای مافیک اولیه ایجاد می‌شود. با صعود ماگمای اولیه و جایگیری در پوسته قاره‌ای زیرین، حرارت مورد نیاز برای ذوب بخشی و هضم سنگ‌ها در این بخش از پوسته فراهم و بدین ترتیب شرایط لازم برای آرایش ماگمایی در یک مخزن ماگمایی ایجاد شده و ماهیت ماگمای اولیه تغییر کرده است و با این ترتیب ماگماهای حدواسط تشکیل یافته‌اند. با پیشرفت تفریق بلورین و همچنین توسعه آرایش با مواد پوسته‌ای در ماگماهای حدواسط، انواع سنگ‌های اسیدی‌تر از جمله گرانودیوریت‌ها حاصل شده‌اند.

مطالعات صحرائی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمی نشان می‌دهد که توده نفوذی فلسیک در دسک از انواع دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونوزودیوریت و گرانودیوریت تشکیل یافته است. این سنگ‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکان و از نوع متا آلومین هستند و ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I را دارند. غنی‌شدگی از عناصر Rb، Sr، Ba و تهی‌شدگی از عناصر Ta، Ti، Nb در الگوهای چند عنصره این سنگ‌ها و جایابی آنها در نمودارهای زمین‌ساختی بر تشکیل توده نفوذی فلسیک در دسک در یک محیط فرورانشی از نوع قوس قاره‌ای تأکید دارد. همچنین ویژگی‌های ژئوشیمیایی نشان داد که مذاب اولیه به وجود آورنده سنگ‌های توده نفوذی در دسک که میزان  $SiO_2$  پایینی دارند، گوشته لیئوسفری بوده که تحت تأثیر سیالات فرورانشی متاسوماتیزه شده است و سایر مذاب‌ها تحت تأثیر فرایندهای آرایش با مواد پوسته قاره‌ای و تفریق از مذاب اولیه در مخازن پوسته ایجاد شده‌اند. با در نظر گرفتن جایگاه زمین‌شناسی توده نفوذی در دسک در بخش جنوب خاوری مجموعه ماگمایی ارومیه- دختر، فرورانش در منطقه را می‌توان نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی نوتتیس به زیر پوسته

## کتابخانه

ایرانش، م.، ۱۳۹۵- سنگ‌نگاری، ژئوشیمی و پتروژنز توده نفوذی در دسک- شمال شرق جیرفت، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه پیام نور، ۱۲۰ ص.  
 آل طه، ب.، ۱۳۸۲- پتروگرافی و پتروژنی سنگ‌های آذرین و کانه‌زایی مس مرتبط با آن در منطقه جنوب خاور بم (جبال بارز)، رساله دکترا، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، ۲۸۸ ص.  
 رسولی، ج.، قربانی، م. و احدنژاد، و.، ۱۳۹۳- سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز (خاور و جنوب خاور جیرفت)، فصلنامه علوم زمین، ش ۹۶، صص. ۳ تا ۱۶.  
 محجل، م.، ۱۳۷۹- نقش فضا‌های کشتی نردبانی در فعالیت سنگ‌های آذرین در منطقه کاشان- اردستان، الگویی برای شکل‌گیری کمان آتشفشانی ارومیه- دختر. مجموعه مقالات نوزدهمین  
 گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۶ تا ۲۸ بهمن ۱۳۷۹، صص. ۷ تا ۱۴.  
 یزدانفر، ا.، ۱۳۸۹- پتروژنز توده‌های نفوذی تأخیری (میجان، هیشین، کرور و دره حمزه) در باتولیت جبال بارز و ارتباط آنها با کانی‌سازی مس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی  
 تهران.

## References

- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C. and Kreuzer, H., 2000- High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50, 51- 73.
- Cobbing, J., 2000- The geology and mapping of granite batholiths. *Lecture Notes in Earth Sciences* 96, Springer, Berlin Heidelberg New York, 121 pp.
- Condie, K. C., 2001- Mantle Plumes and Their Record in Earth History. Cambridge University Press, Cambridge, p. 305.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S., 1993- Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology* 21:547- 550.
- Dimitrijević, M. D., 1973- Geology of Kerman Region. G. S. A., Rep. No. Yu/52., 334p.
- Eftekhari-Nezhad, J., Stocklin, J., Movahed-e-Avval, H. and Emami, M. H., 1978- Negisan Geological Map, scale: 1:100000, Geological Survey of Iran.
- Furman, T. and Graham, D., 1999- Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos* 48, 237- 262.
- Henderson, P., 1984- Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier Amsterdam, 510p.
- Hooper, P. R., Bailey, D. G. and McCarty Holder, G. A., 1997- Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest. *J. Geophys. Res* 100: 10303- 10319.
- Hosseini, S. Z., Arvin, M., Oberhansli, R. and Dargahi, S., 2009- Geochemistry and tectonic setting of Pleistocene basaltic lava flows in the Shahre-Babak area, NW of Kerman, Iran: Implication for the evolution of Urumieh-Dokhtar Magmatic Assemblage. *Journal of Sciences, I.R. of Iran* 20(4): 331- 342.
- Iannizzotto, N. F., Rapela, C. W., Baldo, E. G. A., Galindo, C., Fanning, C. M. and Pankhurst, R. J., 2013- The Sierra Norte-Ambargasta batholith: Late Ediacaran- Early Cambrian magmatism associated with Pampean transpressional tectonics. *Journal of South American Earth Sciences* 42: 127- 143.
- Irvin, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Canadian journal of earth sciences* 8: 523- 548.
- Kretz, R., 1983- Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277- 279
- Liu, Sh., Hu, R., Gao, Sh., Feng, C., Huang, Zh., Lai, Sh., Yuan, H., Liu, X., Coulson, I. M., Feng, G., Wang, T. and Qi, Y., 2009- U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on the age and origin of Early Palaeozoic I-type granite from the Tengchong-Baoshan Block, Western Yunnan Province, SW China. *Journal of Asian Earth Sciences* 36: 168- 182.
- Muller, D. and Groves, D. I., 1997- Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Springer-Verlag, Berlin, 225p.
- Oyarzun, R., Marquez, A., Lillo, J., Lopez, I. and Rivera, S., 2001- Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Mineral. Deposita.*, 36:794- 798.
- Patino Douce, A. E. and McCarthy, T. C., 1998- Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. In: Hacker, B. R., Liou, J. G. Eds., *When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks*. Petrology and Structural Geology, Vol. 10. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 27-55.



- Pearce, J. A. and Peate, D. W., 1995- Tectonic implications of the composition of volcanic arc magma. *Earth Planet. Science*. 23: 251- 285
- Pearce, J. A., 1983- Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Hawkesworth, C. J. and Norry, M.J., (Eds.), *Continental basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich: Shiva, 230- 249.
- Pearce, J. A., 1996- Source and settings of granitic rocks: *Episodes*, 19:120- 125.
- Pearce, J. A., 2008- Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14- 48.
- 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*., 25:956- 983.
- Peccerillo, A., Barberio, M. R., Yirgu, G., Ayalew, D., Barberi, M. and Wu, T. W., 2003- Relationships between Mafic and Peralkaline Silicic Magmatism in Continental Rift Settings: a Petrological, Geochemical and Isotopic Study of the Gedemsa Volcano, Central Ethiopian Rift. *Journal of Petrology*., 44: 2003- 2032.
- Petford, N. and Atherton, M. P., 1996- Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust., Cordillera Blanca batholith, Peru. *Journal of Petrology*., 37:1491- 1520.
- Rapp, R. P. and Watson, E. B., 1995- Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling. *Journal of Petrology*., 36, 891- 931.
- Rickwood, P. C., 1989- Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, 247- 263.
- Rollinson, H. R., 1993- *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*: Longman, U.K., 352 p.
- Rosu, E., Seghedi, I., Downes, H., Alderton, D. H. M., Szakács, A., Pécskay, Z., Panaiotu, C., Panaiotu, C. and Nedelcu, L., 2004- Extension-related Miocene calc-alkaline magmatism in the Apuseni Mountains, Romania: Origin of magmas, *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*. 84: 153- 173.
- Shand, S. J., 1943- *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits with a chapter on meteorite*. New York, John Wiley and Sons.
- Stern, R. J., 2004- Subduction initiation: spontaneous and induced. *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 275- 292.
- Streckeisen, A. and Le Maitre, R. W., 1979- A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. *Neues Jahrb. Mineral. abh.*, 136, 169- 206.
- Sun, S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for processes. In: *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society London Special Publication 42: 313- 345.
- Sun, S. S., 1980- Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans. R.Soc.*, A297, 409- 445.
- Thompson, A. B., 1996- Fertility of crustal rocks during anatexis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences journal*. 87: 1- 10.
- Vigneresse, J. L., 2004- A new paradigm for granite generation. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 95: 11- 22.
- Von Blanckenburg, F., Kagami, H., Deutsch, A., Oberli, F., Meier, M., Wiedenbeck, M., Barth, S. and Fischer, H., 1998- The origin of Alpine plutons along the Periadriatic Lineament. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*. 78, 55- 66.
- Waight, T. E., Weaver, S. D. and Muir, R. J., 1998- The Hohonu batholith of north Westland, New Zealand: granuoid compositions controlled by source H<sub>2</sub>O contents and generated during tectonic transition: *Contributions to Mineralogy and Petrology*., 130: 225- 239.
- Wang, W, Liu, S., Xiang Bai, X., Li, Q., Yang, P., Zhao, Y., Zhang, S. and Guo, R, 2013- Geochemistry and zircon U–Pb– Hf isotopes of the late Paleoproterozoic Jianping diorite– monzonite– syenite suite of the North China Craton: Implications for petrogenesis and geodynamic setting. *Lithos* 162- 163: 175- 194.
- White, A. J. R. and Chappel, B. W., 1983- Granitoid type and their distribution in the Lachlan Fold Belt , Southeastern Australia. In: Roddick, J. A. (ed.) , *Circumpacific plutonic terranes*. Geological Society of America. 159: 21- 34.
- Wilson, M., 1989- *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Unwin Hyman Ltd, London, p. 466.
- Yogodzinski, G. M., Kay, R. W., Volynets, O. N., Koloskov, A. V. and Kay, S. M., 1995- Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge. *Geological Society of America Bulletin* 107: 505- 519.

Zhang, L. Y., Ding, L., Pullen, A., Xu, Q., Liu, D. L., Cai, F. L., Yue, Y. H., Lai, Q. Z., Shi, R. D., Ducea, M. N., Kapp, P. and Chapman, A., 2014- Age and geochemistry of western Hoh-Xil–Songpan-Ganzi granitoids, northern Tibet: Implications for the Mesozoic closure of the Paleo-Tethys ocean. *Lithos* 190- 191: 328- 348.

# Petrography, geochemistry and petrogenesis of Daradesk felsic intrusive rocks, NW of Jiroft (SW of Urumieh– Dokhtar magmatic assemblage)

S. Z. Hosseini<sup>1\*</sup> and M. Iranmanesh<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Assistant Professor, Department of Geology, Payame\_Noor University, Tehran, Iran

<sup>2</sup>M.Sc. Student, Department of Geology, Payame\_Noor University, Tehran, Iran

Received: 2017 June 15

Accepted: 2018 April 21

## Abstract

The Oligocene-Miocene Daredesk pluton, located in southeastern part of the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, is outcropped in the Eocene volcanic rocks in northeastern Jiroft. The pluton comprises mainly of diorite, quartz diorite, quartz monzodiorite and granodiorite with metaluminous and calcalkaline affinity. They have petrographic and geochemical characteristics of I-type granitoids. Chondrite and MORB normalized multi element spider diagrams for the Daredesk granitoid rocks show marked negative Ti, Nb and Ta anomaly and an enrichment of LILE (e.g Rb, Cs and Ba). This feature together with other geochemical specifications, tectonic discrimination diagrams and geological position of the Daredesk pluton indicate its formation in an active continental margin setting. Also, chondrite-normalized rare earth element patterns of the Daredesk intrusive rocks show a gentle slope with  $(La/Yb)_n = 3-6/4$ , indicate nonexistence of garnet as a residual phase in the source. All these features together with the occurrences of mafic microgranular enclaves, MgO and Cr contents, Th/Rb, Nb/Yb, Rb/Sr and Ba/Rb ratios clearly show that the Daredesk granitoid rocks formed by interaction between a primary mafic magma, produced by partial melting of metasomatized lithospheric mantle, with continental crust.

**Keywords:** Granitoid, Daredesk, Geochemistry, Active continental margin, Lithospheric mantle

For Persian Version see pages 203 to 216

\*Corresponding author: S. Z. Hosseini; E-mail: z\_hosseini@pnu.ac.ir