

# زمین شیمی، سنگ زایش و جایگاه زمین ساختی سنگ های آتشفشانی و نفوذی در محدوده ذخایر مس پورفیری در آلو و سرمشک، جنوب کمربند مس کرمان، ایران

معصومه علی محمدی<sup>۱</sup>، سعید علیرضایی<sup>۲</sup>، مجید قادری<sup>۳</sup> و دانیل کتناک<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکترا، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

<sup>۲</sup> استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

<sup>۳</sup> دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

<sup>۴</sup> استاد، گروه علوم زمین، دانشگاه لورنشن، سادبری، کانادا

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۲/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۳/۳۰

## چکیده

کمان ماگمایی سنوزویک ارومیه- دختر، میزبان اصلی ذخایر مس ± مولیبدن ± طلا نوع پورفیری در ایران است. تمرکز اصلی این ذخایر، در بخش جنوبی این کمان رخ داده است که با نام کمربند مس کرمان شناخته می شود. محدوده های اکتشافی در آلو و سرمشک در بخش جنوبی کمربند کرمان و در امتداد یک پهنه گسلی با روند شمال باختر- جنوب خاور با طول ۱۰ کیلومتر و عرض ۰/۵ تا ۱ کیلومتر قرار گرفته اند. در این دو محدوده، روانه های گدازه آندزیتی- بازالتی و بازالتی و نیز سنگ های آذرآواری ائوسن، مورد هجوم توده های نفوذی گرانودیوریتی گرانولار ائوسن پایانی- الیگوسن و توده های تونالیتی- گرانودیوریتی پورفیری میوسن قرار گرفته اند. همه این واحدها توسط دایک های پس از کانی سازی با ترکیب دیاباز، آندزیت و ریولیت قطع شده اند. هر دو نوع سنگ های آتشفشانی و نفوذی، گرایش زمین شیمیایی کالک آلکال دارند؛ گروه نخست بیشتر متآلومین و گروه دوم پرآلومین هستند. در نمودار بهنجار شده با مقادیر گوشته اولیه و کندریت، همه واحدهای سنگی غنی شدگی آشکاری در عناصر لیئوفیل درشت یون و عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به عناصر با شدت میدان بالا و عناصر خاکی کمیاب سنگین نشان می دهند. این الگوی توزیع، همراه با بی هنجاری های منفی نیوبیم، تانتالم و تیتانیم، از ویژگی های ژئوشیمیایی ماگماهای مرتبط با محیط های فورانش است. توده های تونالیتی بیشترین تفریق را دچار شده اند، که با نسبت  $La_{\text{N}}/Yb_{\text{N}}$  میان ۷/۸۱ تا ۱۸/۲۱ مشخص می شود. این نسبت در سنگ های آتشفشانی برابر با ۱/۵۲ تا ۵/۱۶ است که نشانگر تفریق پایین ماگمای مادر آنهاست. توده های گرانیتوئیدی با نسبت  $La_{\text{N}}/Yb_{\text{N}}$  میان ۶/۶۱ تا ۷/۵۶ مشخص می شوند. ویژگی های زمین شیمیایی توده های نفوذی هر دو منطقه در آلو و سرمشک، نشانگر سهم بیشتر رسوبات و مواد پوسته ای در ناحیه ذوب، در مقایسه با سیال های آزاد شده از تختال فرورونده است. ماگمای مادر سنگ های آتشفشانی، کمترین تأثیر را از مواد پوسته ای پذیرفته است و ممکن است تنها کمی متأثر از سیال های آزاد شده از تختال فرورونده شده باشد. ویژگی های زمین شیمیایی سنگ های آتشفشانی و نفوذی در محدوده مورد مطالعه، نشانگر گذار از محیط کمان جزیره ای در پالتوسن- ائوسن به محیط کمان حاشیه قاره ای در نئوژن است که این مسئله با داده های مربوط به برخی نقاط دیگر کمربند کرمان هماهنگ است.

**کلیدواژه ها:** در آلو- سرمشک، کمربند کرمان، مس پورفیری، کمان ارومیه- دختر، پهنه فورانش، کمان جزیره ای، کمان حاشیه قاره ای.

E-mail: malimohammadi@laurentian.ca

\*نویسنده مسئول: معصومه علی محمدی

## ۱- پیش نوشتار

بوده است. توده های نفوذی ائوسن پایانی- الیگوسن که با نام "تیپ جبال بارز" معرفی شده اند (Dimitrijevic, 1973)، گسترش چشمگیری در کمربند کرمان، به ویژه در بخش جنوبی آن دارند (شکل ۱ - b). ترکیب این توده ها بیشتر شامل گرانیت تا گرانودیوریت، دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت و به طور محلی گابرو با بافت چیره گرانولار است (Dimitrijevic, 1973; Ghorashizadeh, 1978; McInnes et al., 2003; Shafiei et al., 2009). این توده ها گرایش کالک آلکال با پتاسیم متوسط تا بالا نشان می دهند (Atapour, 2007; Shafiei et al., 2009) و تاکنون کانی سازی فلزی چشمگیری همراه با آنها گزارش نشده است. ادامه شمال باختری کمان ارومیه- دختر، با نام پهنه ماگمایی یا فلز زایی ارسباران معرفی شده است (Hassanpour et al., 2015). این نگارندگان شواهدی ارائه می دهند که نشان می دهد این پهنه سرگذشت زمین شناسی متفاوتی نسبت به آنچه با عنوان ارومیه- دختر شناخته می شود، تجربه کرده است.

میوسن میانی- بالایی، دوره تجدید فعالیت های ماگمایی است و شمار زیادی توده نفوذی کم ژرفا با ترکیب دیوریت تا کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت، تونالیت و گرانودیوریت، به درون سنگ های آتشفشانی و نفوذی قدیمی تر هجوم آورده اند (Ghorashizadeh, 1978; Hassanzadeh, 1993; McInnes et al., 2005). توده های نفوذی اشاره شده، که با عنوان گرانیتوئیدی های

ذخایر مس پورفیری، بزرگ ترین منبع فلزات مس، مولیبدن و رنیم و نیز یک منبع مهم طلا و به طور فرعی نقره، پالادیم، تلوریم، سلنیم، بیسموت، روی و سرب در کره زمین هستند (Sillitoe, 2010). کمان ماگمایی سنوزویک ارومیه- دختر در ایران، یک پهنه فلز زایی مهم برای ذخایر پورفیری مس ± مولیبدن ± طلا است (برای نمونه: Alirezaei & Hassanpour, 2011; Hassanpour et al., 2015; McInnes et al., 2005; Richards et al., 2012). این کمان ماگمایی، با طول افزون بر ۱۵۰۰ کیلومتر در راستای شمال باختری- جنوب خاوری و پهنای ۵۰ تا ۸۰ کیلومتر، در حاشیه باختری ایران مرکزی گسترش دارد (شکل ۱ - a). تکامل کمان ماگمایی ارومیه- دختر، مرتبط با مراحل متوالی بسته شدن اقیانوس نوتتیس است که شامل فورانش در کرتاسه- الیگوسن و برخورد قاره- قاره در نئوژن است (Agard et al., 2005; Allen et al., 2004; Berberian et al., 1982; Dercourt et al., 1986; McClay et al., 2004; Shahabpour, 2005; Mohajjel et al., 2003; Ricou, 1994). بخش جنوبی کمان ارومیه- دختر، که با نام کمربند ماگمایی کرمان یا کمربند مس کرمان شناخته می شود (شکل ۱)، میزبان اصلی ذخایر نوع پورفیری در ایران است. مهم ترین ویژگی این کمربند، گسترش توده های نفوذی کالک آلکال با سن ائوسن پایانی- الیگوسن و نیز میوسن است که به ویژه در میوسن بالایی با کانی سازی مس ± مولیبدن ± طلا نوع پورفیری همراه

از گمانه‌های اکتشافی، بیشترین ستر برای این مجموعه در بخش جنوب خاوری سرمشک به بیش از ۵۰۰ متر می‌رسد. گدازه‌ها دارای بافت پورفیریک هستند و با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، هورنبلند و کمی الیون در زمینه‌ای از شیشه آتشفشانی تحول یافته و همین‌طور میکروولیت‌های پلاژیوکلاز مشخص می‌شوند (شکل‌های ۴- a و b). سنگ‌های آذرآواری شامل طیف گسترده‌ای از ویتریک‌توف، کریستال‌توف، کریستال‌لیتیک‌توف، لیتیک‌توف و برش آتشفشانی (شکل ۴- c) بوده و همراه با گدازه‌ها، سنگ میزبان اصلی کانی‌سازی مس در سرمشک هستند.

## ۲-۲. توده‌های نفوذی گرانودیوریتی

توده‌های نفوذی گرانودیوریتی که گدازه‌های آندزیتی و مواد آذرآواری را قطع می‌کنند، بیشتر در بخش خاوری محدوده سرمشک رخنمون دارند (شکل ۲- b). رخنمون‌های پراکنده‌ای نیز در بخش‌های شمالی و مرکزی سرمشک وجود دارد. این توده‌های گرانودیوریتی، در محدوده درآلو دیده نمی‌شوند و در حفاری‌ها نیز با آنها برخورد نشده است. الگوی رخنمون این توده‌های نفوذی، در سوی شمال باختر- جنوب خاور است که با عارضه‌های ساختاری اصلی در منطقه همخوانی دارد. توده‌های نفوذی گرانودیوریتی، دارای بافت گرانولار و شامل بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپارپتاسیک، هورنبلند، بیوتیت و کمی مگنتیت هستند (شکل ۴- d). این توده‌ها در بخش‌های سطحی کمابیش دگرسان شده‌اند؛ به این صورت که کانی‌های تیره توسط کلریت، اپیدوت و کمی کلسیت و فلدسپارها توسط کانی‌های رسی، سریسیت و کمی کلسیت جایگزین شده‌اند. توده‌های اشاره شده در مغزه‌های حفاری سالم‌تر هستند و تنها دگرسانی پروپلیتیک ضعیفی دارند که این امر نشان می‌دهد بخشی از دگرسانی در رخنمون‌های طبیعی، منشأ برونزاد دارد و ناشی از هوازدگی است.

## ۲-۳. توده‌های نفوذی تونالیتی

واحد نفوذی چیره در هر دو محدوده درآلو و سرمشک، توده‌های تونالیت پورفیری است که در بخش‌های خاوری و مرکزی هر دو محدوده و در امتداد ساختارهای با روند شمال باختری رخنمون دارد (شکل ۲). این توده‌ها با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت، همراه با کمی هورنبلند و فلدسپار پتاسیک، در زمینه کوارتز- فلدسپار ریزدانه معرفی می‌شوند (شکل ۴- c). در بخش‌های خاوری سرمشک، این توده‌ها سالم‌تر هستند؛ ولی به سوی باختر، دگرسانی گرمایی در این سنگ‌ها افزایش می‌یابد؛ به گونه‌ای که در محدوده درآلو شدت دگرسانی به بیشترین حد می‌رسد و شامل کلریتی شدن بیوتیت، سریسیتی شدن پلاژیوکلاز و سیلیسی شدن زمینه است.

## ۲-۴. دایک‌های تأخیری

همه واحدهای سنگی در محدوده درآلو و سرمشک توسط دایک‌های پس از کانه‌زایی با ترکیب دیاباز، آندزیت و ریوداسیت قطع می‌شوند. این دایک‌ها بیشتر در بخش‌های خاوری- مرکزی درآلو و همچنین در بخش خاوری سرمشک رخنمون دارند و روند شمال باختری- جنوب خاوری به نمایش می‌گذارند که تقریباً موازی با روند ساختاری اصلی در منطقه است. دایک‌های دیابازی فراوان‌تر از دیگر دایک‌ها هستند و بافت ساب‌افتیک با حضور پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن به نمایش می‌گذارند (شکل ۴- f). این دایک‌ها با شدت متفاوتی دگرسان شده‌اند؛ به گونه‌ای که پیروکسن کمابیش توسط اپیدوت، کلریت و کمی کلسیت و پلاژیوکلاز نیز تا حدی توسط سریسیت و کمتر از آن کلسیت جایگزین شده است. دایک‌های آندزیتی و ریوداسیتی با روند باختری- خاوری تا شمالی- جنوبی نیز در محدوده رخنمون دارند که به نظر می‌رسد جوان‌تر از دایک‌های دیگر هستند و تشکیل آنها ارتباط نزدیکی با ساختارهای کششی جوان دارد. طول این دایک‌ها از ۳۰ تا ۱۵۰ متر و ستر برای آنها از ۲ تا ۵ متر متغیر است.

نوع کوه‌پنج معرفی شده‌اند (Dimitrijevic, 1973). با کانه‌زایی مس نوع پورفیری در کمر بند کرمان همراه هستند. این توده‌های نفوذی، ویژگی کالک‌آلکان غنی از پتاسیم و گرایش ژئوشیمیایی ماگماهای کماتی نوع I را به نمایش می‌گذارند (Atapour, 2007). بیشتر این توده‌های نفوذی گرایش آداکیتی نشان می‌دهند که با نسبت بالای Sr/Y و La/Yb مشخص می‌شوند (Alirezaei & Mohammadzadeh, 2009; Shafiei et al., 2009).

محدوده‌های اکتشافی درآلو و سرمشک در بخش جنوبی کمر بند کرمان و در امتداد یک پهنه گسلی با روند شمال باختر- جنوب خاور با طول ۱۰ کیلومتر و عرض ۰/۵ تا ۱ کیلومتر قرار گرفته‌اند؛ دو ذخیره درآلو و سرمشک، در بخش‌های انتهایی این پهنه گسلی قرار دارند. در چند دهه گذشته و به‌ویژه در ده سال اخیر، مطالعات گسترده‌ای در کمر بند مس کرمان انجام شده است؛ بیشتر این مطالعات، در نیمه شمال باختری این کمر بند متمرکز بوده است، جایی که دو دسته یا خوشه کانسار مهم میدوک (شامل کانسارهای میدوک، پرکام، چاه‌فیروزه، آبدر، سرنو، ایجو، کدر و گودکلواری) و سرچشمه (شامل سرچشمه، دره‌زار، کوه‌پنج، سرکوه، نوچون، سریدون و باغ‌خشک) قرار دارند. داده‌های چندانی در مورد ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانسارهای مس در بخش جنوبی کمر بند مس کرمان در دست نیست. در این پژوهش، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و جایگاه زمین‌شناسی واحدهای آتشفشانی و نفوذی در محدوده ذخایر درآلو و سرمشک بررسی شده است.

## ۲- زمین‌شناسی

محدوده‌های اکتشافی درآلو و سرمشک به‌طور چیره توسط سنگ‌های آتشفشانی- آذرآواری ائوسن و توده‌های نفوذی جوان‌تر پوشیده شده است. چهار گروه سنگی اصلی در هر دو ذخیره قابل تشخیص است (شکل‌های ۲ و ۳):

۱) روانه‌های گدازه آندزیتی- بازالتی و بازالتی و سنگ‌های آذرآواری که محدوده وسیعی را در بخش‌های مرکزی و باختری درآلو و همچنین بخش‌های باختری سرمشک می‌پوشانند؛

۲) توده‌های نفوذی با ترکیب گرانودیوریت که سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری را قطع می‌کنند. این توده‌های نفوذی که در بخش‌های خاوری و شمالی- مرکزی سرمشک رخنمون دارند، از برخی جنبه‌ها قابل مقایسه با توده‌های نفوذی نوع جبال‌بارز هستند که بیشتر در رشته‌کوه‌های جبال‌بارز در جنوب کمر بند کرمان گسترش دارند؛

۳) توده‌های گرانیتوئیدی با ترکیب تونالیت تا گرانودیوریت که در بخش‌های خاوری و مرکزی هر دو محدوده درآلو و سرمشک گسترش دارند و از بسیاری جنبه‌ها قابل مقایسه با گرانیتوئیدهای نوع کوه‌پنج هستند؛

۴) دایک‌های تأخیری با ترکیب سنگ‌شناسی گوناگون شامل دیاباز، آندزیت و ریوداست که همه واحدهای سنگی دیگر را قطع کرده‌اند.

در ادامه، این واحدهای سنگی توصیف شده‌اند.

## ۲-۱. سنگ‌های آتشفشانی- آذرآواری

قدیمی‌ترین واحدهای سنگی که در هر دو منطقه درآلو و سرمشک رخنمون دارند، شامل سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن است. این واحدهای سنگی، در بخش‌های جنوبی و شمالی پهنه گسلی درآلو- سرمشک با روند شمال باختری- جنوب خاوری، واحدهای سنگی زمینه را تشکیل می‌دهند (شکل ۲)، و شامل تناوبی از روانه‌های گدازه با ترکیب آندزیت تا آندزیت- بازالت و کمتر داسیت و مواد آذرآواری است. مجموعه اشاره شده، مورد نفوذ توده‌هایی با ترکیب گرانودیوریت و تونالیت قرار گرفته و در نزدیکی این توده‌ها، دستخوش دگرگونی حرارتی و تجدید تبلور گشته و به هورنفلس تبدیل شده است که بیشتر سنگی متراکم به رنگ خاکستری تا سبز تیره است. با توجه به داده‌های حاصل

### ۳- نمونه برداری و روش تجزیه

آشکاری در عناصر لیتوفیل درشت یون (LILE) و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) نشان می‌دهند. این الگوی توزیع، همراه با بی‌هنجاری‌های منفی نیوبیم، تانتالم و تیتانیم، از ویژگی‌های ماگماهای کالک آلکالین در جایگاه کمان قاره‌ای است (برای نمونه: Ahmadian et al., 2009; Allen, 2009; Brenan et al., 1994; Chappell & White, 1974; Imer et al., 2010; Richards et al., 2001; Verdel et al. 2011; Vincent et al., 2005).

در نمودار توزیع عناصر خاکی کمیاب که با کندریت بهنجار شده‌اند، نمونه‌های آتشفشانی بازیک‌تر، الگوی تقریباً تخت با غنی‌شدگی ضعیف در عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین  $[(La/Yb)_n = 1.52-5.16; av. = 3.75 \pm 1.43]$  و عدم تفریق عناصر خاکی کمیاب سنگین نشان می‌دهند (شکل ۶- b). بی‌هنجاری یوروپیم معمولاً به صورت مقدار یوروپیم بهنجار شده با ساماریم و گادولینیم  $(Eu_{II}/Eu^* = Eu_{II}/\sqrt{Sm_{II} \times Gd_{II}})$  گزارش می‌شود. در بیشتر سنگ‌های آتشفشانی، بی‌هنجاری کمابیش مثبت برای یوروپیم وجود دارد  $(Eu_{II}/Eu^* = 0.85-1.23; av. = 1.05 \pm 0.14)$ . با افزایش  $SiO_2$  روندی کاهشی برای یوروپیم دیده می‌شود که نشان می‌دهد احتمالاً توزیع این عنصر توسط تفریق پلاژیوکلاز در ماگما کنترل شده است. بی‌هنجاری مثبت یوروپیم  $(Eu_{II}/Eu^* > 1)$  می‌تواند مرتبط با تجمع پلاژیوکلاز در سنگ‌ها و یا تفریق هورنبلند باشد (Richardson et al., 2012; Green & Pearson, 1985). بنابراین حضور پلاژیوکلازها به این دلیل که می‌توانند مقادیر قابل توجهی یوروپیم حمل کنند (به صورت جانشینی کلسیم)، می‌تواند با بی‌هنجاری مثبت در سنگ‌ها همراه باشد. در نمونه‌های مورد مطالعه، این بی‌هنجاری مثبت نشان‌دهنده تجمع پلاژیوکلاز در ماگمای مادر است که با دیگر ویژگی‌های عناصر خاکی کمیاب متوسط و سنگین نیز سازگار است. پلاژیوکلاز فراوان‌ترین درشت‌بلور در نمونه‌های مورد مطالعه است که این امر هماهنگ با بی‌هنجاری مثبت در نمونه‌هاست.

روند تغییرات فراوانی عناصر خاکی کمیاب در همه توده‌های نفوذی (شامل توده گرانودیوریت سرمشک و توده‌های توالیتی در آلو و سرمشک)، که نسبت به منبع کندریتی بهنجار شده‌اند، نشانگر غنی‌شدگی آشکار در عناصر خاکی کمیاب سبک در مقایسه با عناصر خاکی کمیاب متوسط و سنگین است. نسبت  $(La/Yb)_n$  و مقدار میانگین آن برای توده گرانودیوریتی  $[(La/Yb)_n = 6.61 - 7.56; av. = 7.09 \pm 0.67]$  و برای واحد توالیتی  $[(La/Yb)_n = 7.81 - 18.21; av. = 12.11 \pm 4.95]$  است.

نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی گرانودیوریتی، بی‌هنجاری یوروپیم خاصی نشان نمی‌دهند  $(Eu_{II}/Eu^* = 0.90-1.08; av. = 0.97 \pm 0.12)$ . نبود بی‌هنجاری منفی شاخص برای یوروپیم، می‌تواند ناشی از چند عامل باشد؛ از جمله: (۱) عدم تفریق پلاژیوکلاز از ماگمای اولیه؛ (۲) توقف تفریق پلاژیوکلاز به دلیل محتوای بالای آب ماگمایی؛ (۳) حالت اکسایش بالای ماگما، که در این حالت بیشتر یوروپیم به صورت  $Eu^{3+}$  است و نمی‌تواند وارد شبکه پلاژیوکلاز شود (Richardson et al., 2012; Frey et al., 1978; Hanson, 1980).

نمونه‌های توالیت در هر دو محدوده در آلو و سرمشک، بی‌هنجاری یوروپیم منفی  $(Eu_{II}/Eu^* = 0.61 - 1.0; av. = 0.81 \pm 0.15)$  نشان می‌دهند. با توجه به مطالعات سنگ‌نگاری و حضور کانی‌های مگنتیت و ایندریت در این توده‌ها، به نظر می‌رسد شرایط اکسیدی ماگما و دگرسانی فیلیک در برخی از نمونه‌ها علت اصلی این بی‌هنجاری منفی باشد. در دگرسانی فیلیک، شکسته شدن شبکه پلاژیوکلاز و تبدیل آن به سریست ممکن است با خروج نسبی یوروپیم همراه باشد. بی‌هنجاری منفی یوروپیم، در برخی از توده‌های نفوذی همراه با کانی‌سازی مس پورفیری که دستخوش دگرسانی شده‌اند، گزارش شده است (Richardson et al., 2001; Wang et al., 2007).

پس از مطالعه سنگ‌نگاری بیش از ۲۰۰ نمونه سطحی و مغزه حفاری، ۱۶ نمونه معرف از واحدهای سنگی گوناگون با کمترین دگرسانی (۸ نمونه برای هر محدوده) برای تجزیه شیمیایی سنگ کل انتخاب شد. آماده‌سازی اولیه نمونه‌ها در دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی انجام شد. نمونه‌ها ابتدا توسط سنگ‌شکن فکی تا ابعاد زیر ۷ میلی‌متر خرد و سپس در هاون سرامیکی و سرانجام در هاون آگاتی تا زیر ۲۰۰ میکرون پودر شدند. نمونه‌ها برای عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در آزمایشگاه‌های علوم پایه سازمان زمین‌شناسی ایالت اونتاریو - دانشگاه لورنشن کانادا - تجزیه شدند. تجزیه فلورسانس پرتو ایکس (XRF) روی قرص‌های پودری فشرده (pressed powdered pellets) و قرص‌های شیشه‌ای ذوب شده (fused glass discs) صورت گرفت؛ برای تجزیه ICP-MS، انحلال نمونه‌ها در مخلوطی از اسیدهای نیتریک، هیدروفلوئوریک، پرکلرین و هیدروکلریک در ظروف آزمایشگاهی مخصوص انجام شد؛ رقیق‌شدگی تا حد استاندارد با ۲ درصد  $HNO_3$  v/v انجام گرفت. تجزیه‌ها با استفاده از دستگاه مورد این روش‌ها در مقالات (Burnham et al. (2002); Burnham, (2008); Keating & Burnham (2013) انجام آمده است. برای رسم نمودارهای سنگ‌شناسی، اکسیدهای اصلی به مقادیر ۱۰۰ درصد عاری از مواد فرار بهنجار شده‌اند. فراوانی عناصر کمیاب با مقادیر گوشه اولیه و عناصر خاکی کمیاب با متثورت کندریتی (Sun & McDonough, 1989) بهنجار شده است.

### ۴- ژئوشیمی واحدهای سنگی

#### ۴-۱. رده‌بندی سنگ‌شناسی نمونه‌های مورد مطالعه

به منظور رده‌بندی سنگ‌شناسی نمونه‌های مورد مطالعه، از نمودار مجموع آلکالی‌ها در برابر سیلیس (LeBas et al., 1986) و نمودار  $Zr/TiO_2-Nb/Y$  (Winchester & Floyd, 1977) استفاده شده است. در این نمودارها، نمونه‌های معرف توده‌های نفوذی، در محدوده گرانیت و گرانودیوریت قرار گرفته‌اند، در حالی که سنگ‌های آتشفشانی در محدوده آندزیت و بازالت آندزیتی قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۵-a و b). با توجه به اینکه تقریباً همه واحدهای سنگی مورد نظر، تا حدی دستخوش دگرسانی گرمایی شده‌اند، نمودار TAS (شکل ۵-a) ممکن است به دلیل پویایی بالای عناصر قلیایی، با تردید همراه باشد؛ از این رو، از نمودار شکل ۵-b که مبتنی بر عناصر غیرمتحرک فرعی و کمیاب است نیز استفاده شده است. نتایج حاصل از این نمودار، هماهنگ با نمودار TAS و تأییدی بر انتخاب مناسب نمونه‌هاست. در هر دو نمودار، همه نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکالین قرار گرفته‌اند. در نمودار AFM (Irvine & Baragar, 1971) که برای تفکیک سری‌های کالک آلکالین از توله‌ایتی به کار برده می‌شود، نمونه‌ها در قلمرو کالک آلکالین قرار گرفته‌اند (شکل ۵-c).

در نمودار A/NK در برابر A/CNK (درجه اشباع آلومین؛ Maniar & Piccoli, 1989)، بیشتر نمونه‌های مربوط به مجموعه آتشفشانی، ویژگی متآلومین نشان می‌دهند، ولی نمونه‌های معرف توده‌های نفوذی، پراکسین هستند (شکل ۵-d). ویژگی پراکسین سنگ‌های آذرین می‌تواند نتیجه دو عامل باشد (Waight et al., 1998): (۱) تأثیر و دخالت سنگ‌های پوسته‌ای دارای آلومینیم بالا؛ یا به بیان دیگر، آلودگی پوسته‌ای در تحول و تکوین ماگمای مولد سنگ‌ها؛ (۲) تشکیل مقدار زیادی کانی ثانویه؛ به‌ویژه سریست و کانی‌های رسی در سنگ‌ها به سبب دگرسانی گرمایی.

#### ۴-۲. توزیع عناصر کمیاب و خاکی کمیاب

در نمودارهای بهنجار شده با مقادیر گوشه اولیه و کندریت، همه واحدهای سنگی الگوهای توزیع کمابیش همانندی نشان می‌دهند (شکل ۶). همه نمونه‌ها غنی‌شدگی

## ۶- ویژگی‌های منبع

روند تغییرات فراوانی عناصر کمیاب در سنگ‌های آذرین، اطلاعات ارزشمندی در مورد ترکیب شیمیایی محیط منبع، تحول ماگما و تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی آن در طی زمان و همچنین فرایندهای ماگمایی وابسته در اختیار می‌گذارد. از میان این عناصر، روند تغییرات فراوانی عناصر Eu, Yb, Sm, La, Nb, Th, Rb و Sr، اطلاعات ارزشمندی به‌عنوان معرف‌های سنگ‌زایشی در اختیار گذاشته است (Rollinson, 1993). از توزیع La/Sm در برابر Sm/Yb (شکل ۸- a) می‌توان به‌عنوان شاخصی برای شناسایی ترکیب سنگ منشأ استفاده کرد (برای نمونه Kay & Mpodozis, 2001). در هر دو محدوده در آل و سرمشک، نسبت پایین La/Sm و Sm/Yb در سنگ‌های آتشفشانی نشان‌دهنده شرایط ذوب خشک (dry melt) است که با تفریق پلاژیوکلاز و پیروکسن همخوان است. در مورد توده‌های نفوذی، به‌ویژه برای توده‌های تونالیتی، آمفیبول در محیط منبع یا در بازمانده حاصل از ذوب بخشی منبع، نقش بیشتری دارد.

فرورانش پوسته اقیانوسی، با رسوبات همراه آن یا بدون آن، می‌تواند به‌طور مداوم ترکیب شیمیایی، ایزوتوپی و کانیایی گوه‌گوشته‌ای را تغییر دهد. گوه‌گوشته‌ای ممکن است توسط محلول‌ها و یا مذاب مشتق شده از پوسته بازالتی فرورونده یا رسوبات روی آن، متاسوماتیزه شود (Elliott et al., 1997; Tatsumi & Hanyu, 2003). آزاد شدن سیال‌ها و مذاب سیلیکاتی از پوسته اقیانوسی دگرسان شده و فرورونده، می‌تواند سبب غنی‌شدگی در عناصر ناسازگار در گوه‌گوشته‌ای بالای پهنه فرورانش شود (Sun & McDonough, 1989). تهی‌شدگی نسبی در عناصر تیتانیوم، نیوبیم، فسفر و استرانسیم، غنی‌شدگی در سرب، و بی‌هنجاری منفی یوربیم، به بازچرخش (recycling) رسوبات در سست‌کره به هنگام فرایندهای فرورانش نسبت داده شده است (Carlson, 1984; Fraser et al., 1986; Nelson et al., 1987; Sun & McDonough, 1989). همچنین، تهی‌شدگی از عناصر با میدان پایداری بالا مانند تیتانیوم، نیوبیم و تانتالم می‌تواند مرتبط با تشکیل کانی‌های دارای تیتان مثل اسفن و روتیل در تختال فرورونده باشد (Saunders & Tarney, 1984; Wyllie & Serene, 1982). به باور Sun & McDonough (1989) نسبت بالای La/Nb ( $La/Nb >> 1$ ) ممکن است به دلیل ورود رسوبات با نسبت بالاتر لاتانم به نیوبیم به محیط منبع ذوب، و مشارکت آنها در تشکیل ماگمای مادر بالزت‌های کمان اقیانوسی در یک سامانه باز باشد و به باور Clague & Frey (1982)، بقایای کانی‌های تیتان‌دار مسئول تهی‌شدگی نیوبیم نسبت به لاتانم به هنگام تشکیل ماگماست. به باور Reichew et al. (2005) مقادیر بالای La/Nb و بی‌هنجاری‌های منفی Nb و Ti در نمودارهای عنکبوتی می‌تواند نشان‌دهنده آرایش پوسته‌ای باشد و این عموماً با افزایش میزان K, Ba, Rb و کاهش Zr, Nb, Ti و Y همراه است. اینکه سنگ‌کره قاره‌ای می‌تواند منبع بزرگی برای عناصر ناسازگار باشد، از سوی بسیاری از پژوهشگران پیشنهاد شده است (برای نمونه Brooks et al., 1976; Davies, 1981; Carlson, 1984). در محدوده مورد مطالعه، نسبت La/Nb برای واحدهای آتشفشانی، برابر با  $(1.72-4.38; av.=2.99 \pm 0.88)$ ، برای توده گرانودیوریتی  $(3.99-4.71; av.=4.35 \pm 0.50)$  و برای واحد تونالیتی  $(2.65-9.91; av.=5.70 \pm 2.63)$  است که می‌تواند نشانگر آرایش پوسته‌ای بیشتر در توده‌های نفوذی باشد.

از نمودار Ba/Th در برابر Th/Nb (شکل ۸- b) برای نشان‌دادن سهم یا میزان مشارکت فراورده‌های مرتبط با فرورانش (محلول‌ها و مواد مذاب) و یا مواد پوسته‌ای در ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌ها استفاده شده است (Orozco-Esquivel et al., 2007). با توجه به اینکه باریم به‌عنوان عنصری با تحرک بالا از محلول‌های مشتق شده از تختال فرورونده آزاد می‌شود (Brenan et al., 1995)، به همین دلیل از آن به‌عنوان ردیاب اجزای سیال در محل منشأ ماگما استفاده می‌شود. عناصر خاکی کمیاب سبک و توریم در رسوبات فرورونده غنی هستند و می‌توان از آنها به‌عنوان

از نسبت‌های به‌نجار شده عناصر خاکی کمیاب سبک در برابر عناصر خاکی کمیاب متوسط (La/Sm)n و نسبت عناصر خاکی کمیاب متوسط در برابر عناصر خاکی کمیاب سنگین (Dy/Yb)n به‌عنوان شاخص تفکیک هورنبلند ( $\pm$  تیتانیت) در برابر گارنت در طی تفریق ماگمایی استفاده می‌شود (Richards et al., 2012). این نسبت‌ها و مقدار میانگین آن برای واحدهای آتشفشانی،  $(La/Sm)n = 1.18 - 2.78; av.=2.06 \pm 0.57)$  و  $(Dy/Yb)n = 1.10 - 1.27; av.=1.16 \pm 0.06)$  در توده گرانودیوریتی، این نسبت‌ها  $(La/Sm)n = 4.14 - 4.90; av.=4.52 \pm 0.54)$  و  $(Dy/Yb)n = 0.93 - 0.97; av.=0.95 \pm 0.02)$  است. همه نمونه‌های تونالیتی نیز غنی‌شدگی در عناصر خاکی کمیاب سبک نشان می‌دهند  $(La/Sm)n = 3.50 - 8.03; av.=6.36 \pm 1.45)$  و غنی‌شدگی ضعیفی در عناصر خاکی کمیاب متوسط نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین دارند  $(Dy/Yb)n = 1.52 - 0.75; av.=1.14 \pm 0.13)$  که نشان می‌دهد گارنت سهم چندانی در ناحیه منشأ ماگما نداشته و هورنبلند کنترل‌کننده اصلی فراوانی عناصر خاکی کمیاب متوسط و سنگین است. تفریق اولیه و بالای هورنبلند از ماگمای آبدار، به‌طور ترجیحی سبب تخلیه ماگما از عناصر خاکی کمیاب متوسط و سنگین می‌شود (Romick et al., 1992; Davidson et al., 2007; Rooney et al., 2011; Richard et al., 2001) و این سبب الگوی قاشقی‌مانند در توزیع عناصر خاکی کمیاب در سنگ‌ها می‌شود. نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی در آل و سرمشک نیز چنین الگویی به نمایش می‌گذارند.

همان‌گونه که در شکل‌های ۶- c و d نشان داده شده است، سنگ‌های گرانودیوریتی محدوده سرمشک، تفریق (fractionation) بالاتری نسبت به واحدهای آتشفشانی قدیمی‌تر نشان می‌دهند که با غنی‌شدگی در عناصر ناسازگار و عناصر خاکی کمیاب سبک و تهی‌شدگی در عناصر سازگار و عناصر خاکی کمیاب متوسط و سنگین مشخص می‌شود. توده‌های تونالیتی هر دو محدوده، به نسبت غنی از عناصر لیتوفیل درشت‌یون و عناصر خاکی کمیاب سبک و متوسط هستند. الگوی توزیع عناصر کمیاب و عناصر خاکی کمیاب نشان می‌دهد که نمونه‌های تونالیت در آل و نسبت به نمونه‌های مشابه در سرمشک، غنی‌شدگی بیشتری در عناصر ناسازگار و تهی‌شدگی در عناصر سازگار نشان می‌دهند. غنی‌شدگی در عناصر ناسازگار، شامل عناصر خاکی کمیاب سبک، در سنگ‌های آذرین می‌تواند در اثر سه عامل رخ دهد (Srivastava & Singh, 2004): ۱) درجات کم ذوب بخشی در منبع؛ ۲) آرایش ماگما توسط مواد پوسته‌ای؛ ۳) تفریق ماگما. از سوی دیگر، با توجه به اینکه کانی‌های آپاتیت و اسفن، حامل‌های عناصر خاکی کمیاب سبک هستند، تمرکز به نسبت بالای این عناصر در سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه می‌تواند به حضور این کانی‌ها نیز ارتباط داشته باشد.

## ۵- جایگاه زمین‌ساختی و سنگ‌زایش واحدهای سنگی

در نمودار Rb در برابر Y+Nb برای تفکیک محیط زمین‌ساختی (Pearce et al., 1984) همه نمونه‌ها در قلمرو کمان‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۷- a). در نمودار La/Yb در برابر Th/Yb (Dostal et al., 1996)، نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی در محدوده کمان حاشیه‌ای قاره‌ای و نمونه‌های آتشفشانی در محدوده کمان جزیره‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۷- b). در نمودار مثلی Zr-Ti-Sr (Pearce & Cann, 1973)، نمونه‌های آتشفشانی در محدوده توله‌ایت‌های کمان جزیره‌ای و بالزت‌های کالک‌آلکان قرار گرفته‌اند (شکل ۷- c). ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های معرف سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی در آل- سرمشک، هماهنگ با تحول آنها از یک جایگاه کمان جزیره‌ای به کمان حاشیه قاره‌ای است.

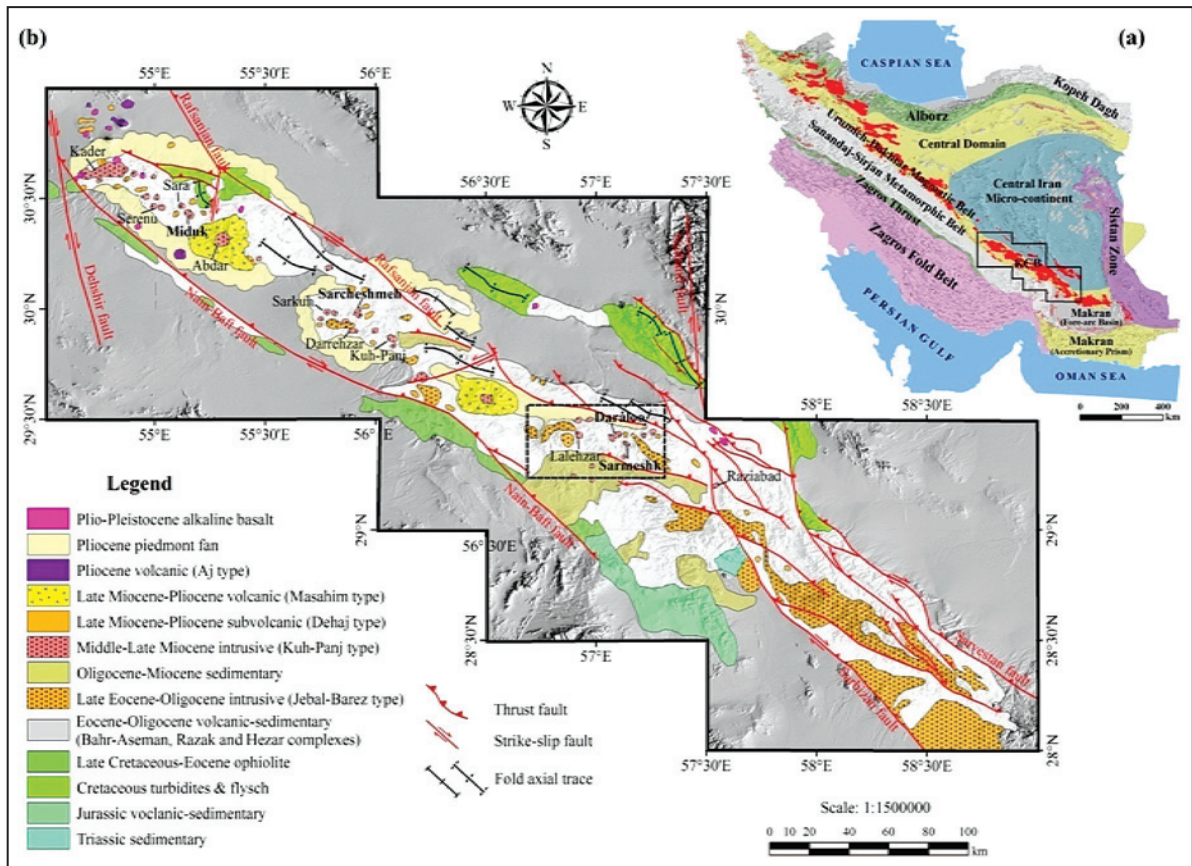
سنگ‌های آتشفشانی، نشان‌دهنده شرایط ذوب خشک است که با تفریق پلاژیوکلاز و پیروکسن همخوانی دارد.

توده گرانودیوریتی در محدوده سرمشک، تفریق بالاتری نسبت به واحدهای آتشفشانی قدیمی تر نشان می‌دهد که با غنی‌شدگی نسبی در عناصر ناسازگار و عناصر خاکی کمیاب سبک در مقایسه با عناصر سازگار و عناصر خاکی کمیاب متوسط و سنگین همراه است. در حالت مشابه، سنگ‌های تونالیتی هر دو محدوده نیز تفریق بالاتری در عناصر خاکی کمیاب سبک و متوسط نسبت به دیگر واحدهای نفوذی و آتشفشانی نشان می‌دهند. به‌طور کلی، الگوی توزیع عناصر کمیاب و عناصر خاکی کمیاب نشان می‌دهد که نمونه‌های تونالیت در آلو نسبت به نمونه‌های مشابه در سرمشک، غنی‌شدگی بیشتری در عناصر سازگار و تهی‌شدگی در عناصر سازگار نشان می‌دهند. در مورد توده‌های نفوذی، آمفیبول در محیط منبع یا در بازمانده حاصل از ذوب بخشی منبع، نقش بیشتری به‌ویژه برای توده‌های تونالیتی دارد. افزون بر این، غنی‌شدگی در عناصر خاکی کمیاب سبک و الگوی قاشقی‌مانند توزیع عناصر خاکی کمیاب در توده‌های نفوذی پیشنهاد می‌دهد که گارنت نقش بالایی در سنگ‌های منشأ ماگما نداشته است، ولی هورنبلند ممکن است کنترل‌کننده فراوانی عناصر خاکی کمیاب متوسط و سنگین باشد. نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی هر دو منطقه، مقدار بالای Th/Nb و La/Sm بهنجار شده را نشان می‌دهند که نشانگر شرکت بیشتر رسوبات و مواد پوسته‌ای در ناحیه ذوب نسبت به محلول‌های مشتق شده از تختال فرورونده است. از سوی دیگر، مقادیر پایین این نسبت‌ها در نمونه‌های آتشفشانی نشان می‌دهد که ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی، کمترین تأثیر را پذیرفته و ممکن است تا حدی نشانه‌های مربوط به سیال‌های آزاد شده از تختال فرورونده را داشته باشد. نسبت‌های بالای La/Nb در واحدهای نفوذی و به‌ویژه در توده‌های تونالیتی هر دو محدوده، می‌تواند نشان‌دهنده آرایش پوسته‌ای بیشتر در این واحدها باشد.

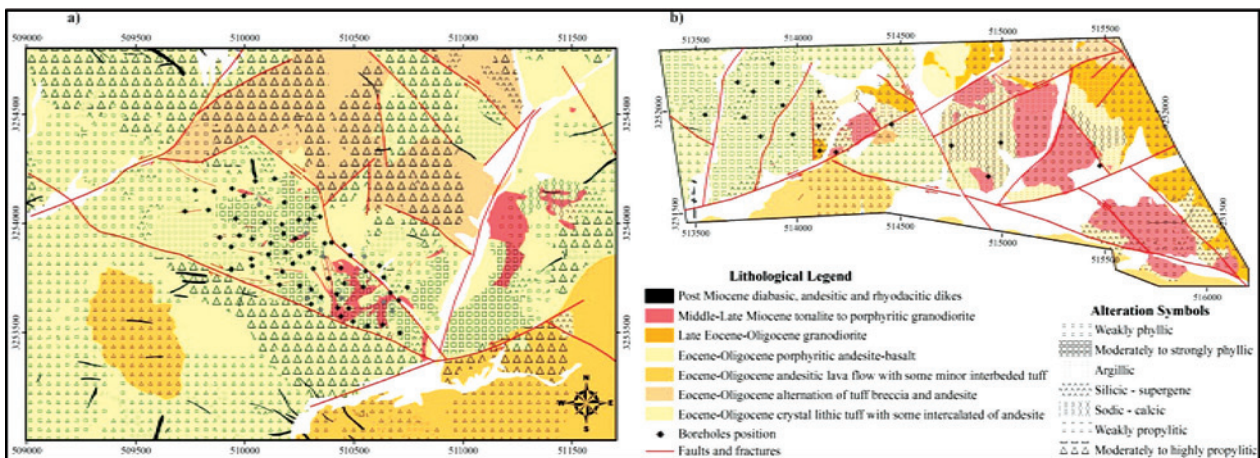
ردیاب رسوبات شرکت‌کننده در منطقه ذوب استفاده کرد (Brenan et al., 1995; Ayers et al., 1997; Johnson & Plank, 1999). رفتار عناصر کمیاب نشان می‌دهد که نسبت‌های بالای Ba/Th احتمالاً مرتبط با متاسوماتیزم گوشته توسط محلول‌های مشتق شده از تختال فرورونده است؛ در حالی که نسبت‌های بالا و مثبت Th/Nd، U/Nb، Th/Nb و La/Sm، همچنین نسبت بالای La/Sm که با کندریت بهنجار شده است، احتمالاً مرتبط با شرکت رسوبات و مواد پوسته‌ای در ناحیه ذوب است. نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی در آلو و سرمشک، مقادیر بالای Th/Nb و La/Sm بهنجار شده را نشان می‌دهند که نشانگر شرکت بیشتر رسوبات و مواد پوسته‌ای در ناحیه ذوب نسبت به محلول‌های مشتق شده از تختال فرورونده است (شکل‌های 8-b و c). از سوی دیگر، مقادیر پایین این نسبت‌ها در نمونه‌های آتشفشانی نشان می‌دهد که ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی، کمترین تأثیر را پذیرفته است و ممکن است تنها کمی متأثر از سیال‌های آزاد شده از تختال فرورونده باشد.

## ۷- نتیجه‌گیری

در نمودارهای بهنجار شده با گوشته اولیه و کندریت، همه واحدهای نفوذی و آتشفشانی در محدوده‌های در آلو و سرمشک، با غنی‌شدگی در عناصر لیتوفیل درشت‌یون و عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به عناصر با شدت میدان بالا و عناصر خاکی کمیاب سنگین مشخص می‌شوند. این ویژگی، همراه با بی‌هنجاری‌های منفی نیوبیم، تانتالم و تیتانیم، از نشانه‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین در کمان‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش و برخورد قاره‌ای است. نمودارهای تفکیک جایگاه زمین‌ساختی، نشانگر یک مرحله انتقالی میان کمان جزیره‌ای و کمان حاشیه قاره‌ای است که همخوان با داده‌های مربوط به برخی نقاط دیگر در کمربند کرمان است (برای نمونه Shahabpour, 2007). گرایش کالک‌آلکال سنگ‌های آتشفشانی نشان می‌دهد که ماگمای مادر آنها در یک کمان جزیره‌ای به نسبت بالغ جایگزین شده است. در هر دو محدوده در آلو و سرمشک، نسبت‌های پایین La/Sm و Sm/Yb در

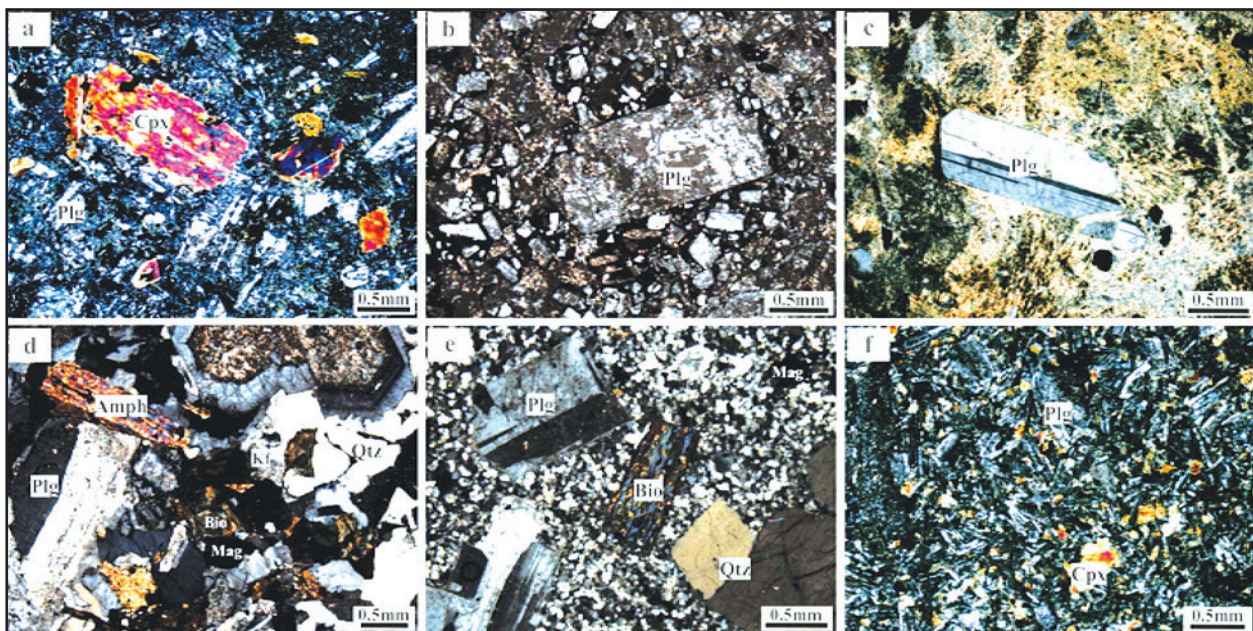


شکل ۱- (a) تقسیمات زمین‌شناسی - ساختاری اصلی ایران (Stocklin, 1968; Nabavi, 1976) که نشان‌دهنده موقعیت کمر بند مس کرمان (KCB) در بخش جنوبی کمان ماگمایی ارومیه - دختر است؛ (b) نقشه ساده شده سنگ‌شناسی - ساختاری کمر بند مس کرمان و موقعیت سه خوشه اصلی ذخایر مس پورفیبری (میدوک، سرچشمه و درآلو) (compiled from Dimitrijevic, 1973; Saric & Mijalkovic, 1973; Rio Tinto Ltd., 2000 & 2001; Walker, 2006, Shafiei et al., 2009)

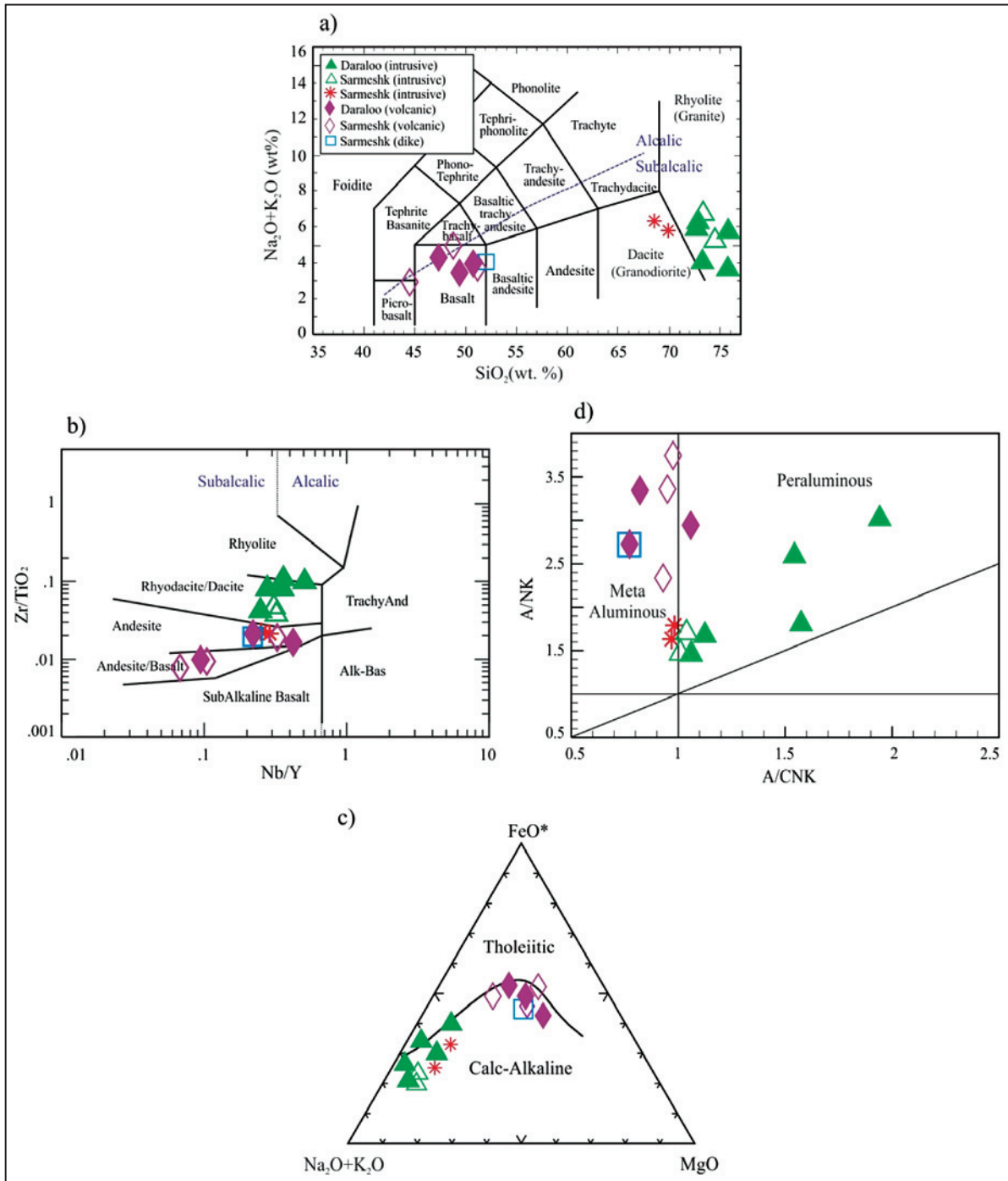


شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی محدوده‌های (a) درآلو و (b) سرمشک؛ که نشانگر توزیع واحدهای سنگی مختلف و انواع دگرسانی‌ها است (شرکت ملی صنایع مس ایران، ۱۳۸۹؛ با تغییر).

شکل ۳- نمایی از واحدهای سنگی مختلف در محدوده‌های درآلو و سرمشک. (a) نمایی از توزیع واحدهای سنگی اصلی در بخش جنوب خاوری سرمشک که شامل توده گرانودیوریت گرانولار (GRD؛ شکل ۳- b)، روانه گذاره آندزیتی (ANS؛ شکل ۳- c)، تونالیت پورفیری (TON؛ شکل ۳- d) و مواد آذرآواری (PYR؛ شکل ۳- e) است؛ (f) نمایی از محدوده کانسار درآلو که با واحدهای آذرآواری در دگرسانی پروپیلیتیک (PYR-Pr) در سمت چپ و واحدهای آذرآواری با دگرسانی سیلیسی-سریستی (PYR-Ss) در سمت راست شکل مشخص شده‌اند.

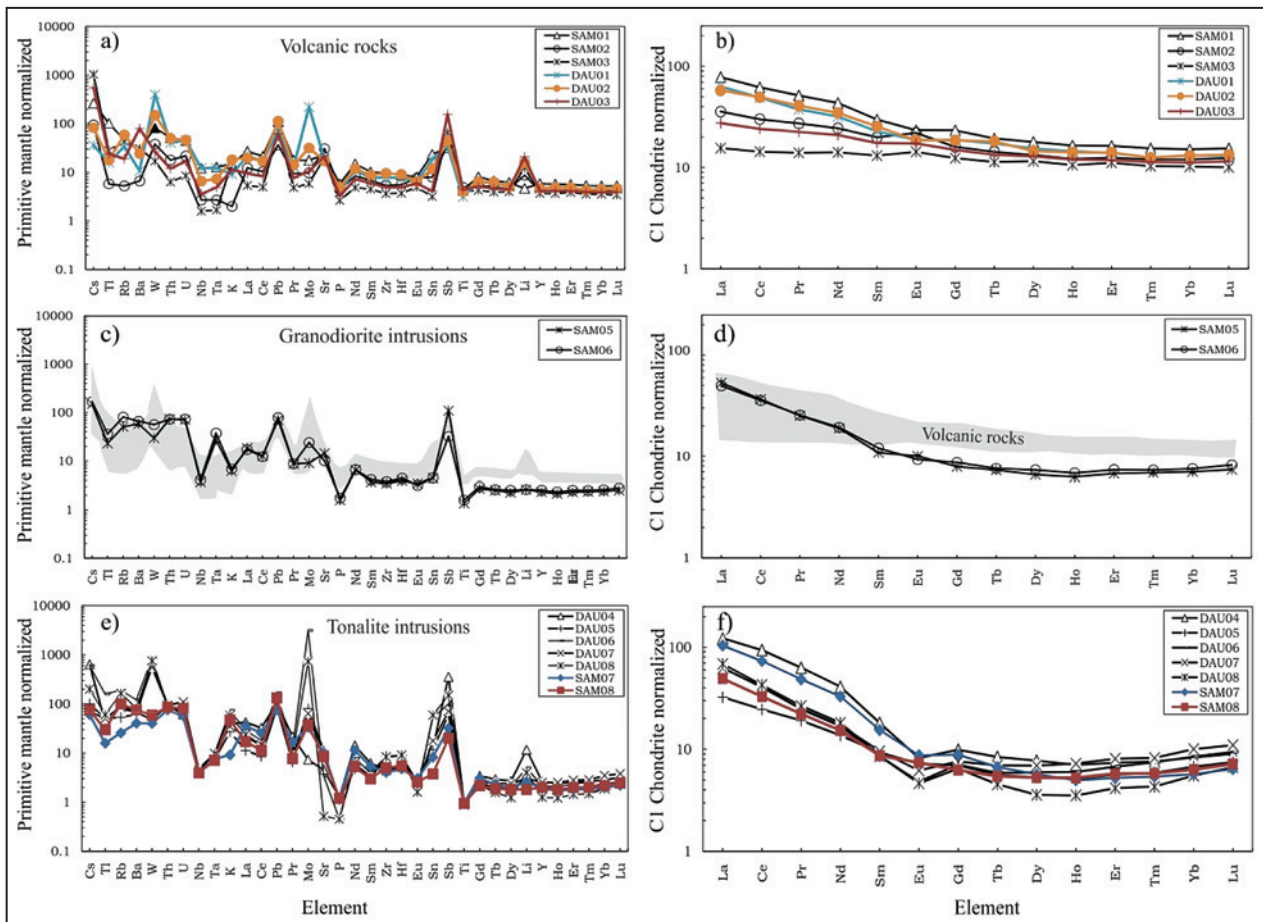


شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از واحدهای سنگی اصلی در محدوده‌های درآلو و سرمشک. (a) آندزیت پورفیری از محدوده درآلو با درشت‌بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه‌ای ریزدانه از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز (گمانه ۶۵، ژرفای ۲۷ متری)؛ (b) آندزیت بازالتی از محدوده سرمشک، دارای درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دگرسان شده همراه با کمی کلینوپیکروکسن، الومین و مگنتیت (بلورهای سیاه رنگ) در زمینه شیشه تحول یافته (گمانه ۱، ژرفای ۶۵ متری)؛ (c) کریستال لیتیک توف در واحد آذرآواری سرمشک که در آن بلورهای پلاژیوکلاز و قطعات سنگی آتشفشانی، در زمینه خاکستر تحول یافته با دگرسانی سریستی قرار گرفته‌اند (گمانه ۳، ژرفای ۲۹۷ متری)؛ (d) گرانودیوریت با بافت گرانولار از بخش مرکزی محدوده سرمشک که دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار پتاسیک، هورنبلند و بیوتیت با مقدار کمی مگنتیت است. بلور پلاژیوکلاز در مرکز، تا حد زیادی توسط سریست جایگزین شده است (گمانه ۲، ژرفای ۴۳۰ متری)؛ (e) تونالیت پورفیری محدوده درآلو، دارای درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز و کمی بیوتیت و هورنبلند در زمینه‌ای ریزدانه از کوارتز، فلدسپار و کمی مگنتیت (گمانه ۷۸، ژرفای ۳۱۹ متری)؛ (f) دایک دیابازی در محدوده سرمشک با بافت ساب‌افیتیک، که با حضور پیروکسن در میان بلورهای پلاژیوکلاز با جهت‌گیری‌های متفاوت معرفی می‌شود (گمانه ۳، ژرفای ۳۵۲ متری).

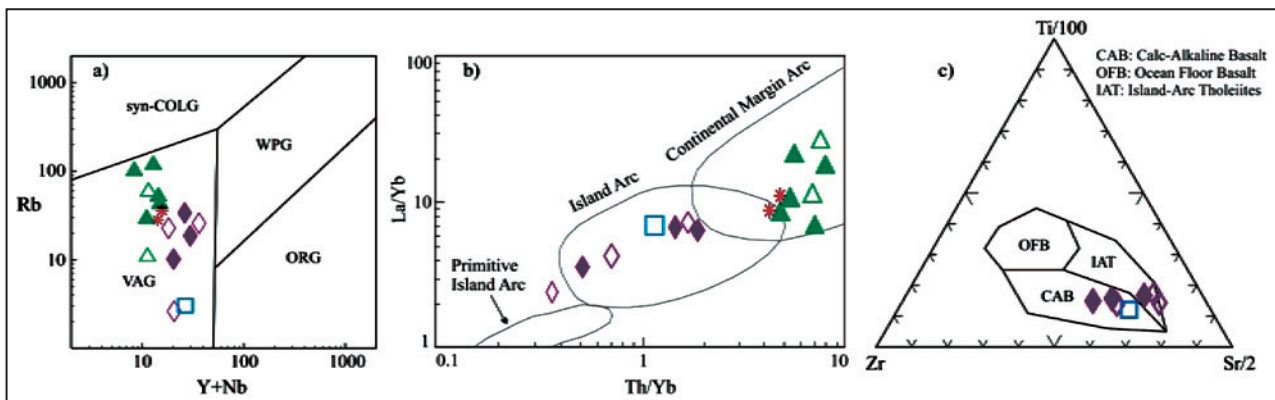


شکل ۵- a) جانمایی نمونه‌های معرف از محدوده‌های در آلو و سرمشک در نمودار مجموع قلیایی در برابر سیلیس (LeBas et al., 1986) که نشان می‌دهد توده‌های نفوذی در محدوده گرانیت و گرانودیوریت و سنگ‌های آتشفشانی در محدوده بازالت تا آندزیت بازالتی قرار گرفته‌اند؛ هم‌ارز درونی محدوده‌های داسیت و رپولیت برای توده‌های نفوذی از (Middlemost (1994)؛ مرز آلکالن- ساب‌آلکالن از (Irvine & Baragar (1971) که نشان می‌دهد تقریباً همه نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکالن قرار گرفته‌اند؛ b) جانمایی همان نمونه‌ها در نمودار  $Zr/TiO_2$ - $Nb/Y$  (Winchester & Floyd, 1977) که کمابیش هماهنگ با نمودار a است. مقادیر  $Nb/Y < 0.7$  نشان‌دهنده محدوده ساب‌آلکالن است؛ c) جانمایی نمونه‌ها در نمودار AFM (Irvine & Baragar, 1971)؛ که نشانگر گرایش کالک‌آلکالن آنها است؛ d) نمودار  $A/NK$  (نسبت مولی  $(Al_2O_3)/(Na_2O+K_2O)$  در برابر  $A/CNK$  (نسبت مولی  $(Al_2O_3)/(CaO+Na_2O+K_2O)$ ) (Maniar & Piccoli, 1989)؛ که نشان می‌دهد بیشتر نمونه‌های مجموعه آتشفشانی، ویژگی مت‌آلومین دارند و نمونه‌های معرف توده‌های نفوذی پرآلومین هستند.

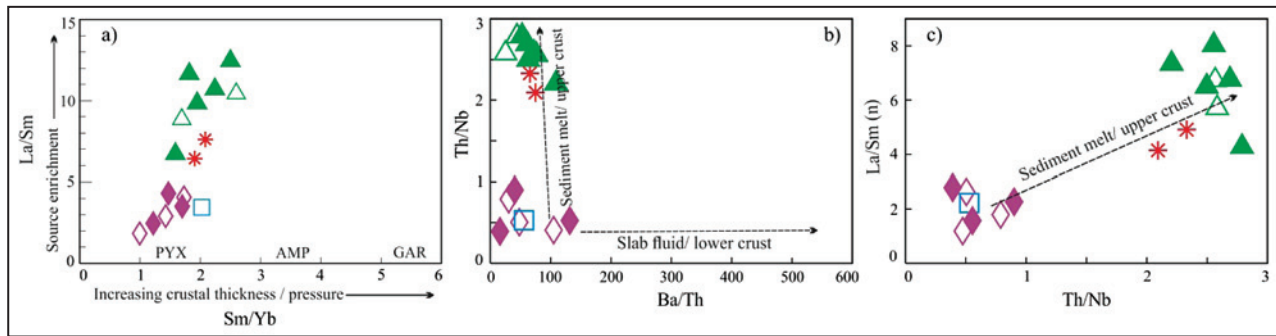




شکل ۶- (a) نمودار توزیع عناصر فرعی و کمیاب (بهنجار شده با گوشته اولیه)، برای ۶ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی محدوده‌های درآلو و سرمشک؛ (b) نمودارهای توزیع عناصر خاکی کمیاب (بهنجار شده با کندریت) برای سنگ‌های آتشفشانی؛ (c) نمودار توزیع عناصر فرعی و کمیاب (بهنجار شده با گوشته اولیه) برای ۲ نمونه از توده‌های نفوذی گرانودیوریتی محدوده سرمشک. دامنه ترکیب سنگ‌های آتشفشانی محدوده سرمشک، برای مقایسه با توده نفوذی با رنگ خاکستری نشان داده شده است؛ (d) نمودار توزیع عناصر خاکی کمیاب (بهنجار شده با کندریت) برای توده‌های نفوذی گرانودیوریتی؛ (e) نمودار توزیع عناصر فرعی و کمیاب (بهنجار شده با گوشته اولیه) برای ۷ نمونه از توده‌های تونالیتی درآلو و سرمشک؛ (f) نمودار توزیع عناصر خاکی کمیاب (بهنجار شده با کندریت) برای توده‌های تونالیتی. مقادیر بهنجارسازی از (Sun & McDonough (1989).



شکل ۷- (a) نمودار Rb در برابر Y+Nb (Pearce et al., 1984) که همه نمونه‌ها در آن در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی قرار گرفته‌اند؛ (b) نمودار La/Yb در برابر Th/Yb (Dostal et al., 1996) که نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی در محدوده کمان حاشیه قاره‌ای و نمونه‌های آتشفشانی در محدوده کمان جزیره‌ای قرار گرفته‌اند؛ (c) نمودار Zr-Ti/100-Sr/2 (Pearce & Cann, 1973) برای نمونه‌های آتشفشانی که در قلمرو توله‌ای کمان جزیره‌ای و بازالت‌های کالک‌آلکانل قاره‌ای قرار گرفته‌اند.



شکل ۸- (a) نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb (Kay & Mpodozis, 2001). در این نمودار، سنگ‌های آتشفشانی شرایط مذاب خشک را نشان می‌دهند که با تفریق پلاژیوکلاز و پیروکسن همخوان است. به سوی توده‌های نفوذی، آمفیبول در سنگ منشأ نقش بیشتری دارد؛ (b) نمودار Th/Nb در برابر Ba/Th (Orozco-Esquivel et al., 2007)؛ (c) نمودار La/Sm (n) که با کندریت بهنجار شده است در برابر Th/Nb (Orozco-Esquivel et al., 2007). هر دو نمودار b و c نشانگر شرکت بیشتر رسوبات و مواد پوسته‌ای در ناحیه ذوب نسبت به محلول‌های مشتق شده از تخته‌ال فرورونده، برای توده‌های نفوذی هستند. ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی، کمترین تأثیر را پذیرفته است.

## کتابنگاری

شرکت ملی صنایع مس ایران، ۱۳۸۹- مطالعات زمین‌شناسی - دگرسانی محدوده سرمشک در مقیاس ۱:۱۰۰۰.

## References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. & Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences* 94: 401–419.
- Ahmadian, J., Haschke, M., McDonald, I., Regelous, M., Ghorbani, M., Emami, M. H. & Murata, M., 2009- High magmatic flux during Alpine–Himalayan collision: constraints from the Kal-e-Kafi complex, Central Iran. *Geological Society of America Bulletin* 12: 857–868.
- Alirezai, S. & Hassanpour, Sh., 2011- An overview of porphyry copper deposits in Iran. The 1<sup>st</sup> World Copper Congress, Tehran, Iran, Program Volume, pp. 17–32.
- Alirezai, S., Mohammadzadeh, Z., 2009- Hydrothermal alteration-mineralization at the Chahfiroozeh porphyry copper deposit, Kerman province, southern Iran. AGU Joint Assembly, Toronto, Canada, pp. 64–65.
- Allen, M. B., 2009- Discussion on the Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, West Iran: a marker of the end of collision in the Zagros orogen. *Journal of the Geological Society of London* 166: 981–982.
- Allen, M., Jackson, J. & Walker, R., 2004- Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics* 23: 1-16.
- Atapour, H., 2007- Geochemistry and metallogenic of igneous rocks in Dehaj-Sardoieh belt, Kerman, Ph.D. Thesis, Shahid Bahonar University of Kerman, Iran, 280 pp.
- Ayers, J. C., Dittmer, S. K. & Layne, G. D., 1997- Partitioning of elements between peridotite and H<sub>2</sub>O at 2.0–3.0 GPa and 900–1100 °C, and application to models of subduction zone processes. *Earth and Planetary Science Letters* 150: 381–398.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. & Berberian, M., 1982- Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran. *Journal of the Geological Society of London* 139: 605–614.
- Brenan, J. M., Shaw, H. F., Phinney, D. L. & Ryerson, F. J., 1994- Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth Planet Science Letters* 128: 327–339.
- Brenan, J. M., Shaw, H. F., Ryerson, F. J. & Phinney, D. L., 1995- Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900 °C and 2.0 GPa: constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59: 3331–3350.
- Brooks, C., James, D. E. & Hart, S. R., 1976- Ancient lithosphere: its role in young continental volcanism. *Science* 193: 1086–1094.
- Burnham, O. M., 2008- Trace element analysis of geological samples by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP–MS) at the Geoscience Laboratories; Revised capabilities due to method improvements; in Summary of Field Work and Other Activities, Ontario Geological Survey, Open File Report 6226, pp. 38-1 –38-10.
- Burnham, O. M., Hechler, J. H., Semenyna, L. & Schweyer, J., 2002- Mineralogical controls on the determination of trace elements following mixed acid dissolution. In summary of field work and other activities. Ontario Geological Survey, Open File Report 6100, pp. 36-1 to 36-12.
- Carlson, R. W., 1984- Isotopic constraints on Columbia River flood basalt genesis and the nature of the subcontinental mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48: 2357–2372.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1974- Two contrasting granite types: expanded abstract. *Pacific Geology* 8: 173–174.
- Clague, D. A. & Frey, F. A., 1982- Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: implications for the oceanic mantle below Hawaii. *Journal of Petrology* 23: 447–504.
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C. & Dosseto, A., 2007- Amphibole “sponge” in arc crust?. *Geology* 35: 787–790.

- Davies, G. F., 1981- Earth's neodymium budget and structure and evolution of the mantle. *Nature* 290: 208-213.
- Dercourt, J., Zonenshain, L., Ricou, L. E., Kasmin, G., LePichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I. M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P. & Biju-Duval, B., 1986- Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to Pamirs since the Lias. *Tectonophysics* 123: 241-315.
- Dimitrijevic, M. D., 1973- Geology of Kerman region. Geological Survey of Iran, Report 52, 334 pp.
- Dostal, J., Keppie, B. L., Cousens, J. B. & Murphy, J. B., 1996- 550-580 Ma magmatism in Cape Breton Island (Nova Scotia, Canada): the product of NW-dipping subduction during the final stage of amalgamation of Gondwana. *Precambrian Research* 76: 93-113.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W. & Bourdon, B., 1997- Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research* 102, 14, 991-15, 019.
- Fraser, K. J., Hawkesworth, C. J., Erlank, A. J., Mitchell, R. H. & Scott-Smith, B. H., 1986- Sr, Nd and Pb isotope and minor element geochemistry of lamproites and kimberlites. *Earth and Planetary Science Letters* 76: 57-70.
- Frey, F. A., Chappell, B. W. & Roy, S. D., 1978- Fractionation of rare-earth elements in the Tuolumne Intrusive Series, Sierra Nevada batholith, California. *Geology* 6: 239-242.
- Ghorashizadeh, M., 1978- Development of hypogene and supergene alteration and copper mineralization patterns, Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Iran. M.Sc. Thesis, Brock University, Canada, 223 pp.
- Green, T. H. & Pearson, N. J., 1985- Experimental determination of REE partition coefficients between amphibole and basaltic to andesitic liquids at high pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49: 1465-1468.
- Hanson, G. N., 1980- Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 8: 371-406.
- Hassanpour, Sh., Alirezaei, S., Selby, D. & Sergeev, S., 2015- SHRIMP zircon U-Pb and biotite and hornblende Ar-Ar geochronology of Sungun, Haftcheshmeh, Kighal, and Niaz porphyry Cu-Mo systems: evidence for an early Miocene porphyry-style mineralization in northwest Iran. *International Journal of Earth Sciences* 104: 45-59.
- Hassanzadeh, J., 1993- Metallogenic and tectono-magmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahr e Babak area, Kerman province), Ph.D. thesis, University of California, Los Angeles, 204 pp.
- Imer, A., Richards, J. P. & Creaser, R. A., 2010- Geology, geochemistry, and geochronology of the Çöpler porphyry-epithermal gold deposit, central eastern Turkey: Geological Society of America, *Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia-Africa-Arabia*, Ankara, Turkey, p. 43.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Johnson, M. C. & Plank, T., 1999- Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 1(12). DOI: 10.1029/1999GC000014.
- Kay, S. M. & Mpodozis, C., 2001- Central Andes ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *Geological Society of America Today* 11: 4-9.
- Keating, G. L. & Burnham, O. M., 2013- Revision of the Calibration for Trace Element Analysis of Geological Samples by Wavelength Dispersive X-Ray Fluorescence at the Geoscience Laboratories. In summary of field work and other activities. Ontario Geological Survey, Open File Report, pp. 46.1-46.6.
- LeBas, M. J., LeMaitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- McClay, K.R., Whitehouse, P. S., Dooley, T., and Richards, M., 2004- 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine Geology* 21: 857-877.
- McInnes, B. I. A., Evans, N. J., Belousova, E. & Griffin, W. L., 2003- Porphyry copper deposits of the Kerman belt, Iran: timing of mineralization and exhumation processes. CSIRO Scientific Research Report 41.
- McInnes, B. I. A., Evans, N. J., Fu, F. Q., Garwin, S., Belousova, E., Griffin, W. L., Bertens, A., Sukama, D., Permanadewi, S., Andrew, R. L. & Deckart, K., 2005- Thermal history analysis of selected Chilean, Indonesian, and Iranian porphyry Cu-Mo-Au deposits. In: Porter, T.M. (Ed.), *Super Porphyry Copper and Gold Deposits: a Global Perspective*. PGC publishing, Adelaide, pp. 1-16.
- Middlemost, E. A. K., 1994- Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews* 37: 215-224.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. & Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 397-412.
- Nabavi, M. H., 1976- An introduction to the geology of Iran. Geological Survey of Iran Report, p. 109.
- Nelson, D. R., Chappell, B. W., Chivas, A. R. & McCulloch, M. T., 1987- Geochemical and isotopic evidence for a subducted oceanic lithosphere origin for carbonatites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52: 1-18.
- Orozco-Esquivel, M. T., Pwtrone, C. M., Ferrari, L., Tagami, T. & Manetti, P., 2007- Geochemical variability in lavas from the eastern Trans-Mexican volcanic belt: Slab detachment in a subduction zone with varying dip. *Lithos* 93: 149-174.

- Pearce, J. A. & Cann, J. R., 1973- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19: 290–300.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A.G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956–983.
- Reichow, M. K., Saunders, A. D., White, R.V. & Al' Mukhamedov, A. I., 2005- Geochemistry and Petrogenesis of Basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos* 79: 425–452.
- Richards, J. P., Boyce, A. J. & Pringle, M. S., 2001- Geological evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization: *Economic Geology* 96: 271–305.
- Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. & Fletcher, T., 2012- High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu  $\pm$  Mo  $\pm$  Au potential: Examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology* 107: 295–332.
- Ricou, L. E., 1994- Tethys reconstructed: plates continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to south-eastern Asia. *Geodinamica Acta* 7: 169–218.
- Rio Tinto Ltd., 2000- Interpretation of LANDSAT TM imagery, Kerman region, Iran. Unpublished Report of National Iranian Copper Industries Company.
- Rio Tinto Ltd., 2001- Structural interpretation of the Kerman belt, Iran. Unpublished Report of National Iranian Copper Industries Company.
- Rollinson, H., 1993- Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Addison-Wesley/Longman, Harlow, England 352 pp.
- Romick, J. D., Kay, S. M. & Kay, R. W., 1992- The influence of amphibole fractionation on the evolution of calc-alkaline andesite and dacite tephra from the central Aleutians, Alaska: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112: 101–118.
- Rooney, T. O., Franceschi, P. & Hall, C. M., 2011- Water-saturated magmas in the Panama Canal region: A precursor to adakite-like magma generation?. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 161: 373–388.
- Saric, V. & Mijalkovic, N., 1973- Metallogenic map of Kerman region, 1:500,000 scale. Exploration for ore deposits in Kerman region. Geological Survey of Iran, Report 53, 247pp.
- Saunders, A. D. & Tarney, J., 1984- Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In: Kokelaar, B.P., Howells, M.F. (Eds.), *Marginal Basin Geology: Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins*, vol. 16. Geological Society of London Special Publication, London, pp. 59–76.
- Shafiei, B., Haschke, M. & Shahabpour, J., 2009- Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, south eastern Iran. *Mineralium Deposita* 44: 265–283.
- Shahabpour, J., 2005- Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* 24: 405–417.
- Shahabpour, J., 2007- Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 652–665.
- Sillitoe, R. H., 2010- Porphyry Copper Systems. *Economic Geology* 105: 3–41.
- Srivastava, R. K. & Singh, R. K., 2004- Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 23: 373–389.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52: 1229–1258.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry MJ (eds) *Magmatism in ocean basins: Geological Society of London Special Publications* 42: 313–345.
- Tatsumi, Y. & Hanyu, T., 2003- Geochemical modeling of dehydration and partial melting of subducting lithosphere: toward a comprehensive understanding of high-Mg andesite formation in the Setouchi volcanic belt, SW Japan. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4 (9). 1081, Doi: 10.1029/2003GC000530.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J., & Guest, B., 2011- A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics* 30: TC3008, Doi: 10.1029/2010TC002809.
- Vincent, S. J., Allen, M. B., Ismail-Zadeh A. D., Flecker, R., Foland, K. A. & Simmons, M. D., 2005- Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. *Geological Society of America Bulletin* 117: 1513–1533.
- Waight, T. E., Weaver, S. D. & Muir, R. J., 1998- The Hohonu Batholith of North Westland, New Zealand: granitoid compositions controlled by source H<sub>2</sub>O contents and generated during tectonic transition. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130: 225–239.
- Walker, R. T., 2006- A remote sensing study of active folding and faulting in southern Kerman province, S.E. Iran. *Journal of Structural Geology* 28: 654–668.
- Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J. F., Zhao, Z. H., Jian, P. & Zi, F., 2007- Partial melting of thickened or delaminated lower crust in the middle of Eastern China: implications for Cu–Au mineralization. *Journal of Geology* 115: 149–161.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chemical Geology* 20: 325–343.
- Wyllie, P. J. & Serene, T., 1982- The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 79: 375–380.

# The geology, petrogenesis and geological setting of the volcanic and plutonic rocks from Daraloo and Sarmeshk porphyry copper deposits, South Kerman copper belt, Iran

M. Alimohammadi <sup>1\*</sup>, S. Alirezaei <sup>2</sup>, M. Ghaderi <sup>3</sup> & D. J. Kontak <sup>4</sup>

<sup>1</sup> Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>3</sup> Associate Professor, Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

<sup>4</sup> Professor, Department of Earth Sciences, Laurentian University, Sudbury, Canada

Received: 2015 March 02

Accepted: 2015 June 20

## Abstract

The Daraloo and Sarmeshk copper deposits lie in a northwest-trending fault zone, 10 km long and 0.5-1 km wide in the southern section of the Kerman copper belt, south Iran. The area is marked by a series of Late Eocene-Oligocene granodiorite and Miocene porphyritic tonalite-granodiorite intrusions that cut Eocene andesitic and basaltic lava flows and pyroclastic rocks. Mineralization in both deposits is associated with the Miocene porphyritic intrusions. Both volcanic and plutonic rocks are intruded by post-mineralization diabasic, andesitic and rhyolitic dykes. Representative samples from various rocks were analyzed for major oxides and a wide range of elements. The samples display calc-alkaline affinities; the volcanic rocks are metaluminous, and the intrusive rocks are peraluminous. On primitive mantle- and chondrite-normalized plots, all rocks are characterized by enrichment in large ion lithophile elements and light rare earth elements, relative to high field strength elements and heavy rare earth elements. The features, combined with the negative anomalies for Nb, Ta, and Ti, are characteristic of the subduction-related magmas. The Miocene tonalites are most fractionated, with  $La_N/Yb_N$  ratios ranging between 7.81 and 18.21. This ratio in granitoid rocks is between 6.61 and 7.56. The volcanic rocks are least fractionated, with  $La_N/Yb_N$  ratios from 1.52 to 5.16. The geochemical attributes of the intrusive bodies from both Daraloo and Sarmeshk are consistent with significant contribution from sediments and crustal materials in the source area, compared to that introduced by fluids released from a subducting slab. The volcanic rocks are, however, appear to have been least affected by crustal materials, but slightly influenced by slab-derived fluids. Plots of samples from all plutonic and volcanic rocks on various discrimination diagrams indicate a transition from an island-arc setting in Paleocene-Eocene to a continental margin volcanic arc setting in Neogene. This is in agreement with earlier works on the evolution of the Kerman belt.

**Keywords:** Daraloo-Sarmeshk, Kerman belt, Porphyry copper, Urumieh-Dokhtar belt, Island arc, Continental margin arc.

For Persian Version see pages 159 to 170

\*Corresponding author: M. Alimohammadi; E-mail: Malimohammadi@laurentian.ca