

## پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز لوکوگرانیت‌های باتولیت الوند

حجت حاج حسنی<sup>۱</sup>، جلیل قلمقاش<sup>۲</sup>، منصور وثوقی عابدینی<sup>۳</sup>، رحیم دبیری<sup>۴</sup> و حمیده رشیده

<sup>۱</sup>دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

<sup>۲</sup>دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

<sup>۳</sup>استاد، گروه زمین‌شناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

<sup>۴</sup>دانشیار، گروه زمین‌شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

<sup>۵</sup>دکتر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۲/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۵/۱۱

### چکیده

لوکوگرانیت‌های الوند به صورت توده‌های کوچک و دایک جایگیر شده‌اند. این سنگ‌ها با ترکیب آلکالی‌گرانیت تورمالین‌دار، آلکالی‌گرانیت بیوتیت‌دار، آلکالی‌گرانیت آرفدسونیت‌دار، آلکالی‌گرانیت روتیل‌دار و گرانیت بیوتیت مسکوویت‌دار و ماهیت آلکالن و پرآلومین هستند. در این سنگ‌ها الگوی توزیع عناصر نادر خاکی به‌هنگار شده به ترکیب کندریت دارای غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE هستند. در نمودارهای عنکبوتی به‌هنگار شده به ترکیب گوشته اولیه دارای غنی‌شدگی از LILE نسبت به HFSE و آنومالی منفی Ta و Nb و Ti هستند و به نظر می‌رسد در محیط فرورانش تشکیل شده‌اند. سنگ‌های لوکوگرانیتی الوند به طور بارزی ویژگی‌های گرانیت‌های نوع A را دارند که با توجه به مقدار  $Al_2O_3$  یا کوندوم نورماتو و عناصر کمیاب می‌توان آنها را به دو گروه نوع A و A' با منشأ مشابه گوشته‌ای طبقه‌بندی نمود. با صعود، تفریق و جایگیری ماگمای اولیه گوشته‌ای در درون پوسته، لوکوگرانیت‌های نوع A با حداقل آرایش و لوکوگرانیت‌های نوع A' با آرایش مقادیر قابل توجهی مواد پوسته‌کاره‌ای تشکیل شده‌اند. به نظر می‌رسد لوکوگرانیت‌های الوند در یک فاز کششی همزمان با فرورانش، احتمالاً به دلیل تغییر در میزان همگرایی صفحات، وقفه در فرورانش و برداشت فشار تشکیل شده‌اند.

**کلیدواژه‌ها:** لوکوگرانیت، ژئوشیمی، پتروژنز، گرانیت نوع A، الوند.

\*نویسنده مسئول: جلیل قلمقاش

E-mail: ghalamghash@yahoo.com

### ۱-پیش‌نوشتار

لوکوگرانیت‌ها به صورت توده‌های کوچک و یا دایک در تمام بخش‌های توده الوند رخنمون دارند (زرعیان و فیاض، ۱۳۵۰؛ سپاهی‌گرو، ۱۳۷۸). فیلیت، اسلبت و شیبست سنگ‌های دگرگونی و درونگیر توده نفوذی الوند هستند که در اثر حرارت توده به شیبست‌های لکه‌ای یا هورنفلس‌گردیریت‌دار و هورنفلس‌کیانیت‌دار بازدگرگون شده‌اند (Baharifar et al., 2004).

به گزارش سپاهی‌گرو (۱۳۷۸) توده الوند از پنج نوع سنگ نفوذی شامل ۱- گابرویدوریت، ۲- گرانیت ریزبلور، ۳- گرانیت درشت‌بلور، ۴- گرانیت پورفیری، ۵- گرانیتویدهای ریزبلور تشکیل شده است. ایشان سنگ‌های نفوذی یادشده را حاصل تغییرات بافتی و سنگی سه نوع ماگما شامل ۱- ماگمای مافیک که متوسط بلور گابرو تا دیوریت و تونالیت، ۲- ماگمای گرانیت پورفیری که گرانیت‌های ریزبلور تا درشت‌بلور را تشکیل داده است، ۳- ماگمایی که گرانیتویدهای پورفیری و ریزبلور را به‌وجود آورده، دانسته‌اند. گابروهای الوند حاصل ذوب بخشی گوشته اولیه (Ghalamghash et al., 2009) یا گوشته تهی‌شده (Shahbazi et al., 2010)، گرانیت‌های پورفیری الوند حاصل ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته زیرین (Shahbazi et al., 2010) یا گرانیت‌های نوع S (Sepahi A. A., 2008; Ghalamghash et al., 2009) هستند. قلمقاش و همکاران (۱۳۸۵) آمیزش و اختلاط ماگمای مافیک و فلیسک در این مجموعه را شواهد جایگیری همزمان دانسته‌اند. زمان تشکیل بخش‌های گابرویی و گرانیت پورفیری الوند توسط (Shahbazi et al., 2010) و به روش اورانیوم - سرب بر روی کانی زیرکن  $161/7 \pm 0/6$  و  $166/5 \pm 1/8$  تا  $163/9 \pm 0/9$  میلیون سال تعیین شده است. زمان تشکیل دایک‌های لوکوگرانیتی توسط (Shahbazi et al., 2010) بین  $154/4 \pm 1/3$  تا  $153/3 \pm 2/7$  میلیون سال تعیین شده که آخرین فاز ماگمایی منطقه و همچنین موضوع این مطالعه می‌باشد. هدف از این تحقیق پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز لوکوگرانیت‌های باتولیت الوند و یا به عبارتی آخرین فاز ماگمایی باتولیت الوند در ژوراسیک پایانی است.

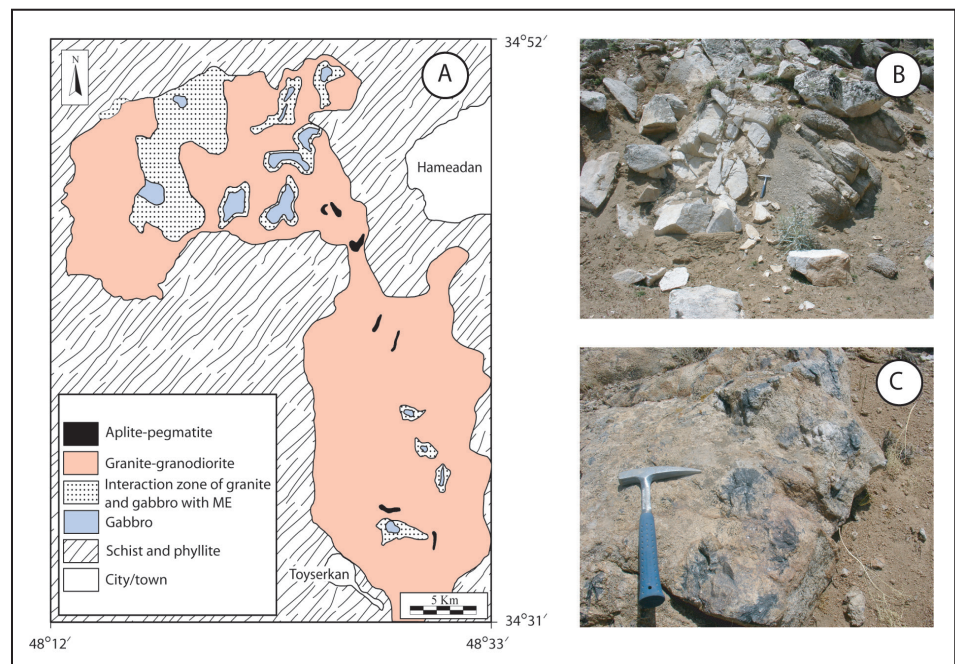
مجموعه گرانیتویدی الوند بزرگترین توده باتولیتی در ایران واقع در بخش میانی زون سندج سیرجان و مجاورت شهر همدان، شمال باختر ایران قرار دارد. یکی از فازهای مهم ماگمایی توده الوند فاز تاخیری لوکوگرانیتی است که فازهای قدیمی‌تر را به صورت دایک، رگه، توده‌های کوچک پگماتیستی و آپلیتی قطع نموده است. دایک‌ها و توده‌های کوچک لوکوگرانیتی الوند علیرغم فراوانی و اهمیت آنها به دلیل ماهیت متفاوت و احتمالاً خاص‌نگاه و جایگاه تکتونیکی متفاوت، در مطالعات گذشته کمتر مورد مطالعه قرار گرفته است. به همین دلیل در مقاله حاضر با بررسی ژئوشیمی و پتروژنز لوکوگرانیت‌های الوند تلاش خواهد شد تا الگوی ژئودینامیکی پهنه سندج - سیرجان در زمان ژوراسیک تکمیل گردد.

اولین مطالعات و گزارش‌های منتشر شده در مورد سنگ‌های آذرین توده الوند، مربوط به زرعیان و فیاض (۱۳۴۳) بوده است. این مطالعات توسط زرعیان و همکاران ادامه یافته و به‌صورت سلسله مقالاتی در شش قسمت از سال ۱۳۵۰ تا ۱۳۵۳ در نشریه علوم دانشگاه تهران به چاپ رسیده است. طبق نظر زرعیان و همکاران (۱۳۵۰) توده الوند از سه بخش گرانیت، رخساره‌های تغییراتی و سنگ‌های رگه‌ای پدید آمده است. از نظر ترکیب کانی‌شناختی و سنگی بخش گرانیتی الوند: گرانیت‌های پورفیری و اسفن‌دار و گرانیت‌های پورفیری روتیل‌دار، گرانیت دیست‌دار، گرانیت دومیکادار و گرانیت پورفیری بیوتیت و گرونادار را در بر دارد. طبق این مطالعات بخش گرانیتی مقدار قابل توجهی آنکلاو دارد. زرعیان و همکاران (۱۳۵۱ الف) سنگ‌های حدواسط و بازیک در حواشی توده گرانیتی الوند را رخساره‌های تغییراتی خوانده و شامل گرانودوریت (بیوتیت-گرونا-آندالوزیت‌دار)، دیوریت، گابرو، پیروکسنیت، ملادلریت‌الیون‌دار، دلریت‌الیون‌دار، دلریت‌اوژیت-هیپرستن‌دار، دلریت کوارتزدار گزارش نموده‌اند. در مقاله دیگری زرعیان و همکاران (۱۳۵۱ ب) برای اولین بار ترکیب مدال سنگ‌های گرانیتی و بازیک الوند را ارائه می‌نمایند. در همین مقاله ایشان سنگ‌های آپلیتی، پگماتیستی و رگه‌های کوارتزدار را به‌عنوان سنگ‌های رگه‌ای الوند معرفی می‌نمایند.

## ۲- زمین‌شناسی

تعداد قابل توجهی زبانه‌های نفوذی به شکل توده‌های کوچک، دایک و رگه‌های لوکوگرات آپلیتی و پگماتیتی قطع شده است. ابعاد این دایک‌ها و رگه‌های لوکوگرات از چند میلی‌متر تا چند ده‌متر متغیر می‌باشد. در جنوب گنج‌نامه (در اطراف جاده همدان- شهرستان) توده‌ها و دایک‌های پگماتیتی لوکوگرات با رنگ سفید در بین واحدهای نفوذی الوند نمایان هستند. قطعاتی از سنگ‌های گابرویی و گرانیت پورفیری الوند به گونه انکلاو در داخل این دایک‌ها وجود دارد (شکل ۱). طبق گزارش زرعیان و همکاران (۱۳۵۱ب) سنگ‌های رگه‌ای الوند به انواع آپلیت، پگماتیت و رگه‌های کوارتز قابل طبقه‌بندی است. آپلیت‌گارت‌دار و آپلیت‌تورمالین‌دار انواع آپلیت‌های الوند را پدید می‌آورند، پگماتیت‌های تورمالین، مسکویت و گارت‌دار و پگماتیت گرافیکی انواع پگماتیت‌ها هستند. رگه‌های کوارتز به گونه رگه‌های کوارتز‌تورمالین‌دار، کوارتز‌فلدسپاردار، و کوارتز‌آمفیبول‌دار قابل طبقه‌بندی می‌باشند. زرعیان و همکاران (۱۳۵۱ب) گرانیت‌دیستن‌دار، گرانیت‌روتیل‌دار، گرانیت‌دومیکادار را از دیگر انواع دایک‌های قاطع گرانیت الوند گزارش نموده‌اند. در شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی ساده شده الوند (شکل ۱- A) به همراه دورنمایی از دایک‌های لوکوگرانیتی در جاده گنج‌نامه- شهرستانک (شکل ۱- B) و یک لوکوگرانیت تورمالین‌دار (شکل ۱- C) آورده شده است.

پهنه سنندج- سیرجان کمربند دگرگونی شمال باختری- جنوب خاوری است که در اثر فروانش پسته اقیانوسی تیس جوان به زیر ایران مرکزی و برخورد ابرقاره‌های گندوانا و اوراسیا پدید آمده است (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994). این پهنه در زمان مزوزوئیک حاشیه فعال قاره‌ای فروانش پسته اقیانوسی تیس جوان بوده است (Berberian and King, 1981; Berberian and Berberian, 1981). این نوار دگرگونی دارای توده‌های نفوذی بزرگ و چند مرحله‌ای با ماهیت کالک‌آلکانل با سن ژوراسیک میانی است (قلمقاش و حق‌نظر لیس‌وردی، ۱۳۹۳). در واقع پدیده ماگماتیسزم ژوراسیک، پهنه سنندج- سیرجان را از زاگرس چین‌خورده و گسل تراستی جنوب آن تفکیک می‌کند (Hassanzadeh and Wernicke, 2016). شیست، فیلیت، گارت شیست و آندالوزیت شیست سنگ‌های دگرگونی سازنده پهنه سنندج- سیرجان هستند. این سنگ‌های در اثر حرارت توده الوند دچار دگرگونی مجاورتی شده و شیست لکه‌دار، گارت- آندالوزیت هورنفلس، آندالوزیت- سیلیمانیت هورنفلس، کوردیریت هورنفلس، کیانیت هورنفلس، گارت- سیلیمانیت- کوردیریت هورنفلس و آندالوزیت- سیلیمانیت- کیانیت هورنفلس را پدید آورده‌اند (Shahbazi et al., 2010). همانطوری که اشاره شد سنگ‌های گابرویی و گرانیت پورفیری الوند توسط



شکل ۱- A) نقشه زمین‌شناسی ساده شده باتولیت الوند (برگرفته از Ghalamghash et al., 2009) B) دورنمایی از دایک‌های لوکوگرانیتی در جاده گنج‌نامه- شهرستانک و C) نمایی از لوکوگرانیت تورمالین‌دار در جنوب روستای وهتان.

## ۳- نمونه‌برداری و روش تحقیق

بر اساس ترکیب کانی‌شناسی دایک‌های لوکوگرانیت الوند شامل آلکالی گرانیت تورمالین‌دار، گرانوفیرهای تورمالین‌دار، آلکالی گرانیت بیوتیت‌دار، آلکالی گرانیت آرفدسونیت‌دار، آلکالی گرانیت غنی از روتیل و گرانیت بیوتیت مسکویت‌دار هستند. این سنگ‌ها از کانی‌های اصلی کوارتز، فلدسپار آلکانل، پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی بیوتیت، مسکویت، روتیل، آمفیبول آلکانل (آرفدسونیت) و تورمالین و خمیره کورائز- فلدسپاری تشکیل شده است. در بررسی دقیق‌تر کانی‌شناسی با بزرگنمایی بیش از ۱۰۰ برابر کانی‌های جزئی حائز اهمیتي مانند: زیرکن، اسفن، آپاتیت، و آلانیت شناسایی شده‌اند. آلکالی گرانیت تورمالین‌دار دارای ارتوز پرتیتی و میکروکلین با بافت داربستی هستند. در این سنگ‌ها برخی از بلورهای بیوتیت در حال تبدیل شدن به تورمالین می‌باشند (شکل ۲- a). گرانوفیرهای تورمالین‌دار دارای بافت گرانوفیریک که حاصل رشد همزمان فلدسپار آلکانل و

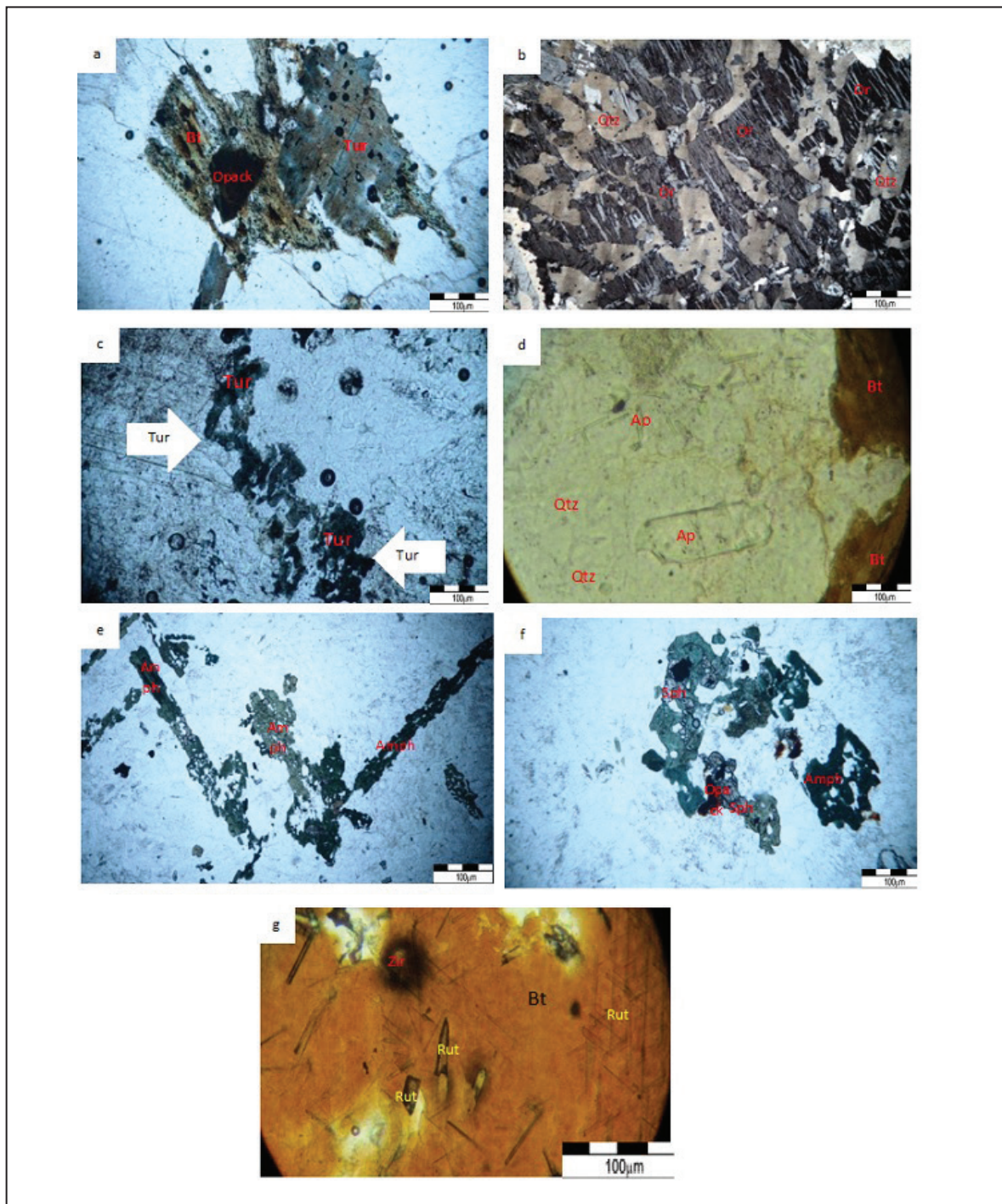
مطالعات آزمایشگاهی دربردارنده مطالعات پتروگرافی مقاطع نازک میکروسکوپی برای تعیین نام سنگ، کانی‌های تشکیل دهنده، بافت سنگ‌ها و ریزساختارهای آنها بوده است. به منظور انجام تجزیه شیمیایی تعداد ۱۶ نمونه با کمترین دگرسانی از بین نمونه‌های لوکوگرانیتی الوند انتخاب، پودر گردید. تجزیه شیمیایی برای اکسیدهای عناصر اصلی با روش XRF، عناصر فرعی، کمیاب و نادر خاکی با بهره‌گیری از دستگاه ICP-MS در شرکت ALS Chemex کانادا انجام شده است.

## ۴- پتروگرافی

لوکوگرانیت‌های الوند در نمونه دستی، رنگ سفید تا مایل به خاکستری و در برخی موارد صورتی دارند. بافت آنها بسیار متنوع و بیشتر شامل بافت‌های بلورین (ریزبلور تا درشت‌بلور)، گرانوفیریک و پورفیریتیک با خمیره میکروگرانولار است.

به اسفن، کانی کدر و آلانیت تبدیل شده اند (شکل ۲- f). در آلکالی گرانیت غنی از روتیل، بلورهای روتیل اغلب به صورت ادخال درون کانی‌های ارتوز و بیوتیت هستند. در واقع بلورهای روتیل بر اثر پدیده جدایش  $TiO_2$  موجود در بیوتیت ساختار ساژنیت (Sagenite) را ایجاد کرده‌اند (Mackenzie et al., 1984) (شکل ۲- g). گرانیت بیوتیت مسکوویت‌دار، با بافت گرانوفیریک و ارتوکلاز پرتیتی‌شده، کوارتز، پلاژیوکلاز و مسکوویت است. به طور کلی زیرکن در تمام واحدهای سنگی به صورت پراکنده وجود دارد و غالباً به صورت ادخال درون بیوتیت با هاله پلئوکروئیک و در برخی موارد به طور کامل متامیکتی شده وجود دارد.

کوارتز در مراحل نهایی تفریق می‌باشند (شکل ۲- b) (Collins and Collins, 2013). کانی تورمالین در این سنگ به صورت خاصی به شکل زنجیره‌ای مشاهده می‌شوند (شکل ۲- c). آلکالی گرانیت بیوتیت‌دار از فراوانترین سنگ‌ها مورد مطالعه بوده که فلدسپار آلکالن و میکروکلین در آن اغلب پرتیتی می‌باشد. ادخال بلورهای زیرکن درون درشت بلورهای بیوتیت و ادخال آپاتیت در فلدسپار آلکالن فراوان می‌باشد (شکل ۲- d). آلکالی گرانیت آرفدسونیت‌دار دارای مقدار زیادی ارتوز و کمی پلاژیوکلاز از نوع آلیت تا الیگوکلاز و دارای ۱۰٪ آمفیبول آلکالن از نوع آرفدسونیت می‌باشند (شکل ۲- e). در برخی موارد بلورهای آمفیبول آلکالن



شکل ۲- (a) تورمالین‌های در حال تبدیل به بیوتیت در نور PPL، (b) بافت گرانوفیریک میان کوارتز و ارتوزهای پرتیتی در نور XPL، (c) بلورهای تورمالین به صورت زنجیره‌ای در نور PPL، (d) ادخال آپاتیت درون ارتوکلاز در نور XPL، (e) چند رنگی متغیر در بلورهای آرفدسونیت در نور PPL، (f) تبدیل شدگی آرفدسونیت به اسفن و کانی‌های فلزی، (g) ادخال روتیل سوزنی شکل در بیوتیت و پدیده ساژنیت در نور XPL. روتیل: Rut، بیوتیت: Bt، زیرکن: Zir، آمفیبول: Amph، اسفن: Sph، تورمالین: Tur، آپاتیت: Ap؛ برای نامگذاری کانی‌ها از اسامی مخفف (Whitney and Evans, 2010) استفاده شده است.

**۵- ژئوشیمی**

به طور هماهنگ با پتروگرافی تمام نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت و آلکالی‌فلدسپار گرانیت قرار گرفته‌اند (شکل ۳). براساس نمودار اکسیدهای آلکالن در برابر  $\text{SiO}_2$  (Rickwood, 1989) (شکل ۴- a) و نمودار  $\text{SiO}_2$  در برابر A.R (Wright, 1969) (شکل ۴- b)، کلیه نمونه‌های سنگی موجود در لوکوکرانیت‌های الوند در محدوده سنگ‌های آلکالن و تعداد کمی در مرز بین آلکالن و ساب آلکالن واقع می‌شوند (شکل ۴).

در جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب آورده شده است. بر پایه این نتایج سنگ‌های مورد مطالعه از نظر سیلیس دارای ۷۲/۶۷ تا ۷۶/۸۰ درصد هستند (جدول ۱).

در فصل پتروگرافی مشخص شد که سنگ‌های لوکوکرانیتی الوند ترکیب آلکالی‌فلدسپار گرانیتی تا گرانیتی دارند. به منظور نامگذاری شیمیایی آنها از نمودار  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  (Middlemost, 1994) استفاده شده است که

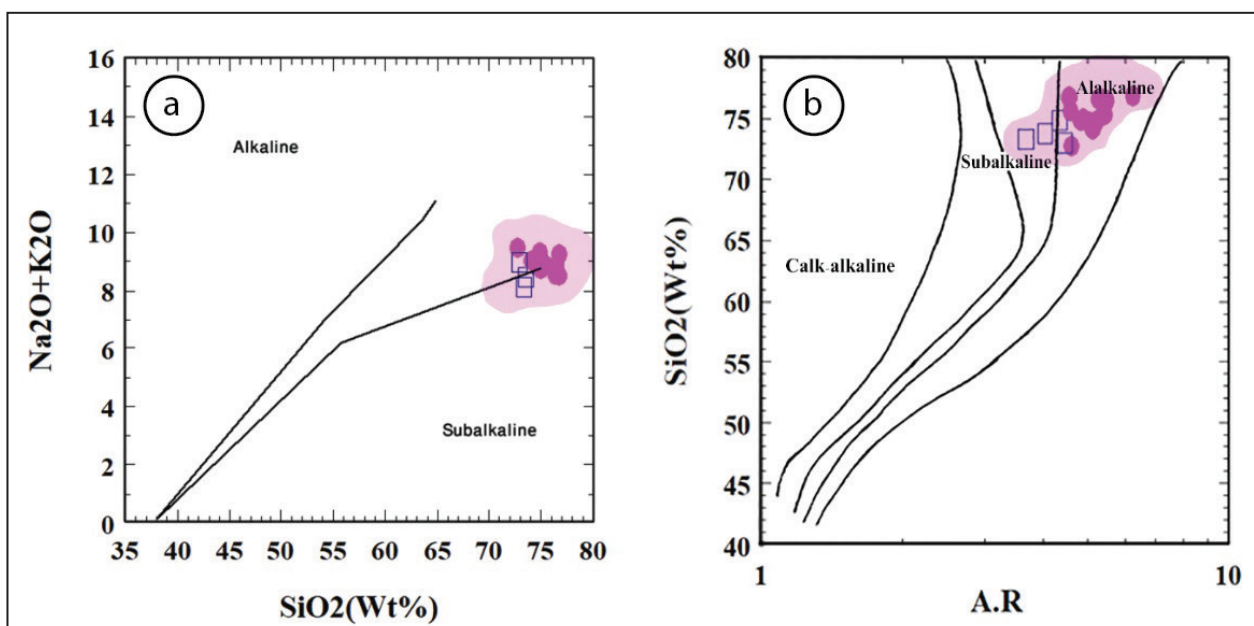
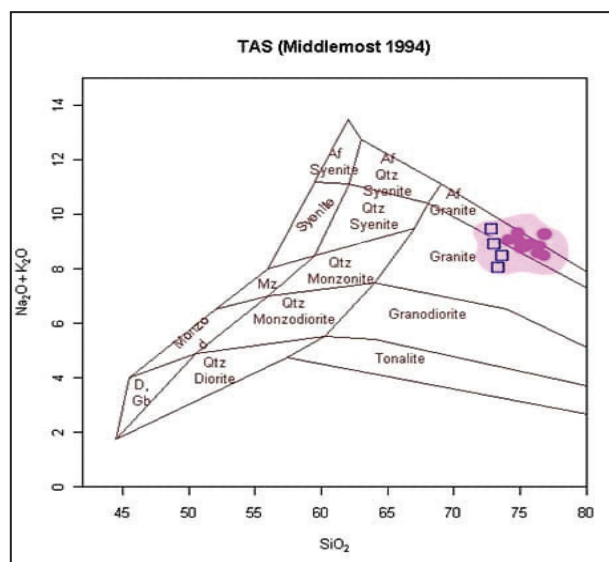
جدول ۱- نتایج حاصل از آنالیز عناصر اصلی و کمیاب لوکوکرانیت‌های الوند.

شماره نمونه سنگ	Sh1G	Sh5G	Sh8G	Sh9G	Sh10G	Sh12G	Sh13G	Sh14G	Sh15G	Sh16G	Sh17G	Sh20G	Sh21G	Sh24G	Sh25G	Sh29G
SiO <sub>2</sub>	۷۴/۷۲	۷۵/۵۵	۷۵/۲۵	۷۳	۷۴/۸۲	۷۳/۳۲	۷۳/۶۵	۷۴/۸۵	۷۴/۸۵	۷۶/۳۹	۷۵/۰۴	۷۶/۸۰	۷۶/۷۵	۷۴/۰۵	۷۶/۵۲	۷۲/۶۷
TiO <sub>2</sub>	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۲۶	۰/۳۱	۰/۲۵	۰/۲۶	۰/۱۴	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۱۶	۰/۲۱	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۲۰	۰/۱۴	۰/۲۸
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۲/۹۶	۱۲/۹۹	۱۲/۱۲	۱۳/۶۵	۱۳/۶۵	۱۳/۴۴	۱۳/۳۴	۱۳/۷۰	۱۳/۷۰	۱۱/۷۹	۱۲/۵۵	۱۲/۵۷	۱۲/۵۹	۱۳/۰۱	۱۲/۸۴	۱۳/۷۹
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱/۲۴	۰/۸۰	۲/۰۶	۲/۲۲	۱/۸۱	۲/۶۹	۱/۶۵	۰/۹۲	۰/۹۰	۱/۷۹	۱/۹۰	۰/۳۲	۰/۸۵	۲/۱۶	۰/۴۵	۲/۰۳
MnO	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۱۲	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۳
MgO	۰/۱۲	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۳۴	۰/۲۶	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۳۲	۰/۲۸	۰/۲۸
CaO	۰/۵۶	۰/۷۸	۰/۶۰	۰/۴۱	۰/۴۹	۰/۶۵	۰/۵۸	۰/۴۷	۰/۴۴	۰/۵۶	۰/۶۵	۰/۲۲	۰/۶۲	۰/۴۰	۰/۱۱	۰/۸۶
Na <sub>2</sub> O	۳/۴۳	۳/۰۴	۰/۲۱	۲/۴۹	۳/۳۲	۲/۹۶	۳/۰۸	۳/۴۰	۳/۸۱	۳/۲۷	۳/۳۰	۴/۱۶	۳/۵۱	۳/۸۴	۴/۰۵	۳/۴۰
K <sub>2</sub> O	۵/۶۱	۵/۸۱	۵/۵۵	۶/۴۳	۵/۷۰	۵/۱۱	۵/۳۵	۵/۴۸	۵/۴۸	۵/۲۸	۵/۴۲	۵/۱۰	۴/۹۶	۵/۱۹	۴/۷۹	۶/۰۵
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۱۵	۰/۰۶	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۷
TOTAL	۹۸/۸۱	۹۹/۳۳	۹۹/۳۸	۹۸/۹۰	۹۹/۶۷	۹۹/۰۵	۹۸/۲۵	۹۹/۱۸	۹۹/۴۱	۹۹/۴۷	۹۹/۳۹	۹۹/۳۱	۹۹/۵۱	۹۹/۲۸	۹۹/۲۱	۹۹/۴۸
CORUNDUM NORMATIVE	۰/۲۵	۰/۳۵	۰/۰	۲/۱۴	۰/۳۹	۲/۱۲	۱/۷	۱/۶۵	۰/۷۵	۰/۰	۰/۲۳	۰/۰	۰/۳۵	۰/۴۶	۰/۸۳	۰/۲۱
Ba	۱۰۱	۴۱۶	۱۴۱	۱۹۳	۱۴۱	۱۱۲	۷۳/۵	۴۴/۸	۲۵/۵	۷۰/۸	۱۲۰	۷۵/۳	۸۵/۳	۱۹۰	۱۲۵	۲۴۲
Ce	۷۶/۹	۷۷/۲	۱۱۱	۴۷/۴	۱۰۹/۵	۴۲	۲۶/۱	۸	۴۵/۲	۱۲۷/۵	۱۳۸	۲۴/۶	۷۷/۸	۷۲/۷	۳۴/۳	۹۲
Cr	۶۰	۷۰	۵۰	۸۰	۱۲۰	۱۹۰	۱۲۰	۶۰	۶۰	۷۰	۵۰	۵۰	۹۰	۱۰۶۰	۶۰	۵۰
Cs	۳/۷۹	۲/۵۴	۱۱	۹/۷۴	۹/۳۸	۱۰/۶	۸/۹۲	۵/۳۱	۴/۲۵	۸/۴	۱۰/۵	۲/۶۷	۶/۰۸	۱۳/۲	۲/۱۵	۸/۶۸
Co	۱/۲	۱/۳	۱/۶	۳/۲	۱/۶	۳/۴	۲	۱/۱	۱	۱/۲	۱/۶	۰/۵	۱/۱	۲/۶	۰/۵	۱/۵
Cu	<۵	<۵	<۵	۵	<۵	۱۹	۱۵	۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵
Dy	۳/۸۵	۴/۷۳	۳/۸	۴/۹۸	۳/۰۹	۴/۲۶	۳/۷۱	۱/۵۷	۶/۱۹	۴/۵۶	۴/۲	۴/۴۶	۳/۷۵	۵/۳۷	۵/۶۸	۳/۶۵
Er	۲/۷۳	۳/۲	۲/۲۸	۳/۳۷	۲/۰۱	۳/۰۳	۲/۵	۱/۱۲	۴/۴۹	۲/۸۸	۲/۶۲	۳/۹۳	۲/۵۷	۳/۸۲	۴/۴۸	۲/۲۳
Eu	۰/۳	۰/۴	۰/۴	۰/۵	۰/۳	۰/۳	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۳	۰/۳	۰/۱	۰/۳	۰/۳	۰/۲	۰/۵
Ga	۱۶/۸	۱۶/۹	۱۶/۵	۱۶/۴	۱۶	۱۸/۹	۱۶/۷	۱۵/۹	۱۵/۵	۱۶/۵	۱۶/۹	۱۹/۶	۱۶/۵	۱۸	۱۸/۸	۱۷/۷
Gd	۴/۳	۴/۶	۵/۲	۴/۲	۴/۶	۳/۳	۲/۶	۰/۹	۴/۱	۵/۹	۵/۸	۲/۴	۴/۱	۴/۸	۳/۶	۴/۷
Hf	۵/۴	۴/۲	۴/۱	۳/۶	۴/۳	۱/۴	۲/۹	۲	۳	۴	۴/۶	۹/۸	۳/۸	۵/۲	۵	۵/۹
Ho	۰/۸	۱	۰/۸	۱/۱	۰/۶	۰/۹	۰/۸	۰/۳	۱/۴	۰/۹	۰/۹	۱/۱	۰/۸	۱/۲	۱/۳	۰/۷
La	۴۱/۸	۴۲/۲	۶۵/۹	۲۵/۱	۵۵/۹	۲۱/۵	۱۳/۶	۴/۳	۲۲/۶	۷۳/۹	۸۰	۷/۴	۴۰/۴	۴۱/۳	۲۰/۳	۵۲/۶
Lu	۰/۵۲	۰/۵۵	۰/۳۶	۰/۴۶	۰/۳۳	۰/۵۵	۰/۴۲	۰/۲۳	۰/۷۴	۰/۴۸	۰/۴۳	۱/۰۵	۰/۵	۰/۷۱	۰/۸۸	۰/۳۷
Mo	<۲	<۲	<۲	۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲
Nb	۷۸/۷	۴۹/۲	۳۳/۵	۲۱/۲	۳۲/۹	۲۲/۲	۱۷/۷	۲۱/۷	۳۲/۷	۳۸/۲	۴۲/۳	۹۵/۴	۳۹/۷	۶۵	۸۵/۵	۳۲/۹
Nd	۲۳/۳	۲۵/۲	۲۲/۴	۱۷/۸	۲۹/۴	۱۵/۵	۹/۹	۳/۱	۱۵/۵	۳۸/۸	۳۹/۹	۷/۵	۲۴/۸	۲۳/۴	۱۰/۲	۲۹/۱
Ni	<۵	۷	۶	۹	۶	۹	۷	<۵	<۵	<۵	۵	<۵	۶	۱۱	<۵	۶
Pb	۱۶	۱۴	۱۴	۲۹	۱۴	۲۹	۲۶	۴۶	۲۷	۱۴	۱۴	۱۸	۲۱	۱۶	<۵	۱۴
Pr	۷/۶۹	۸/۱	۱۰/۸	۵/۲۱	۹/۸	۴/۵۹	۲/۹	۰/۹۱	۴/۸	۱۲/۸	۱۳/۴	۲/۲	۷/۹۹	۷/۴۷	۳/۳۵	۹/۲۴
Rb	۱۹۶	۱۳۹	۲۲۳	۲۰۱	۲۲۰	۲۱۹	۲۲۰	۲۰۶	۲۳۵	۲۱۷	۲۴۶	۲۳۶	۲۳۳	۲۹۰	۲۵۰	۲۳۶
Sn	۱	۲	۴	۴	۶	۴	۴	۳	۲	۳	۶	۲	۲	۷	۳	۳
Sm	۴/۱	۴/۳۱	۵/۰۳	۳/۵۶	۴/۶۸	۳/۲	۲/۳۶	۰/۸۶	۳/۶۵	۶/۱۲	۶/۱۸	۲/۳۲	۴/۵	۴/۶۴	۲/۶۳	۴/۹۹
Sr	۳۴/۷	۱۴۹	۴۸/۶	۶۶/۴	۴۷/۶	۴۱/۲	۲۶/۵	۱۸/۷	۱۳/۷	۲۷/۷	۴۲/۸	۲۳/۷	۳۵/۸	۴۹/۳	۳۰/۱	۷۴/۴
Ta	۷/۳	۸/۸	۳/۶	۲/۳	۴/۲	۳/۶	۴	۶/۷	۵/۱	۵/۱	۴/۷	۱۷/۶	۸/۱	۹/۱	۱۵/۴	۳/۴

ادامه جدول ۱-

شماره نمونه سنگ	Sh1G	Sh5G	Sh8G	Sh9G	Sh10G	Sh12G	Sh13G	Sh14G	Sh15G	Sh16G	Sh17G	Sh20G	Sh21G	Sh24G	Sh25G	Sh29G
Tb	۰/۷	۰/۸	۰/۷	۰/۸	۰/۶	۰/۷	۰/۵	۰/۲	۰/۹	۰/۸	۰/۸	۰/۶	۰/۷	۰/۹	۰/۸	۰/۷
Th	۵۰	۳۷/۴	۳۵/۵	۱۶/۵۵	۴۲/۲	۱۸/۴	۱۳/۳	۶/۷۷	۲۷/۵	۴۳	۴۴/۲	۴۸/۹	۶۴/۷	۴۷/۴	۴۸/۴	۴۳/۷
Tl	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵
Tm	۰/۴۶	۰/۵۴	۰/۳۴	۰/۵	۰/۳۱	۰/۵۲	۰/۴۳	۰/۲	۰/۷۴	۰/۴۶	۰/۴	۰/۸	۰/۴۵	۰/۶۴	۰/۷۹	۰/۳۵
U	۱۲/۴۵	۸/۳۳	۵/۴۴	۹/۱۸	۳/۴	۷/۹۵	۴/۴۶	۳/۶۲	۵/۰۶	۷/۲۲	۵/۴۷	۲۲/۹	۹/۴۸	۱۰/۵۵	۲۰/۴	۵/۱۱
V	<۵	۹	۷	۲۰	۵	۱۶	۵	<۵	<۵	<۵	۷	<۵	<۵	<۵	<۵	۱۰
W	۳	۳	۳	۴	۳	۳	۱۵	۱۱۴	۱۳	۳	۴	۵	۵	۱۱	۱۵	۲
Y	۲۱/۶	۲۷/۴	۱۹/۵	۳۰	۱۶/۸	۲۴/۹	۲۱/۳	۹/۶	۳۹/۹	۲۵/۸	۲۲/۹	۳۲/۷	۲۴/۱	۳۱/۶	۳۸/۷	۱۹/۹
Yb	۳/۳۴	۳/۷	۲/۳	۳/۱۸	۲/۱۳	۳/۶۸	۲/۸	۱/۵۶	۴/۹۵	۳/۱۷	۲/۸۷	۶/۴۲	۳/۲۱	۴/۶۲	۵/۸۷	۲/۳۵
Zn	۱۹	۲۵	۲۷	۲۲	۳۰	۴۶	۲۵	۱۷	۱۵	۲۴	۲۷	۱۴	۲۰	۲۵	۱۶	۲۸
Zr	۱۳۴	۱۱۱	۱۴۸	۱۲۴	۱۳۴	۱۲۱	۸۱	۴۱	۷۴	۱۱۶	۱۴۶	۲۰۸	۱۰۹	۱۴۹	۱۱۹	۱۹۹

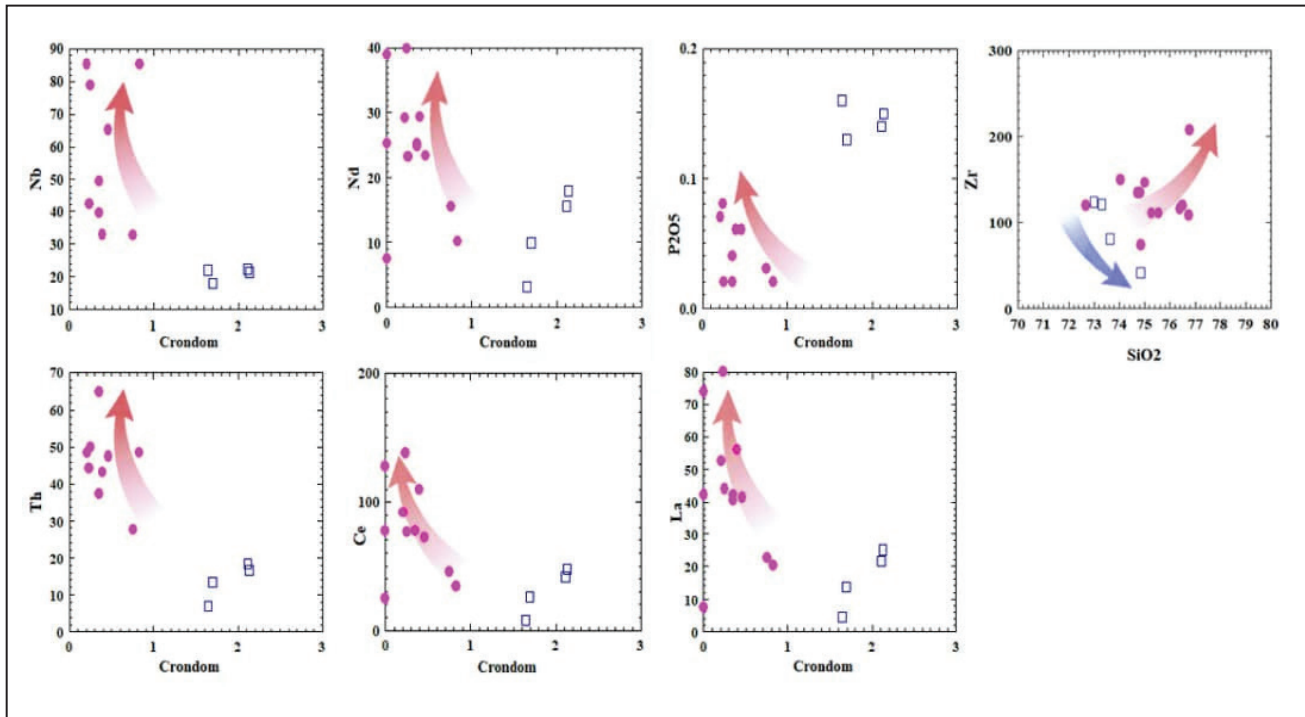
شکل ۳- نامگذاری شیمیایی لوکوگرنیت‌های الوند بر اساس نمودار (Middlemost, 1994).



شکل ۴- تعیین سری ماگمایی لوکوگرنیت‌های الوند بر اساس نمودار (a) (Rickwood, 1989) و (b) (Wright, 1969).

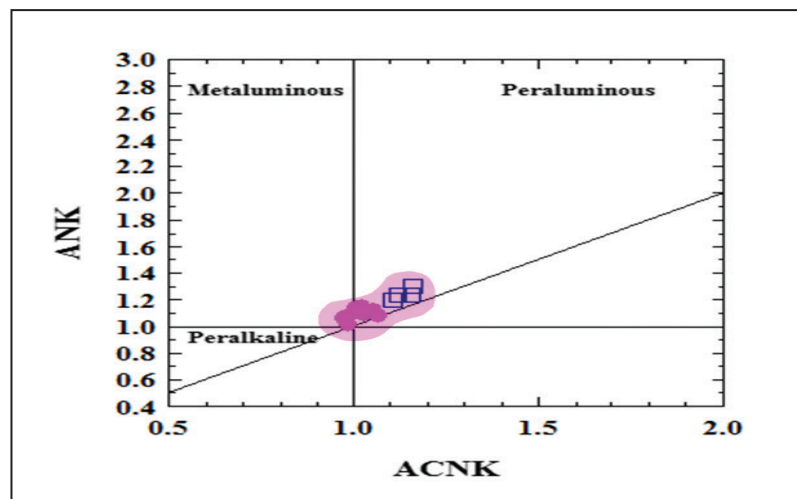
شکل ۵ به نظر می‌رسد که فراوانی عناصر کمیاب با مقدار کوندوم نورماتیو در سنگ‌های لوکوگرانیتهی الوند رابطه عکس دارد. براساس شاخص اشباع از آلومینیوم یا نمودار  $Al_2O_3/(CaO+K_2O)$  در برابر  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$  (Shand, 1951) تمامی نمونه‌های مورد مطالعه پرآلمین هستند (شکل ۶).

بررسی ژئوشیمیایی عناصر اصلی و محاسبه نرم نمونه‌های مورد مطالعه نشان داد که سنگ‌های با میزان کوندوم نورماتیو بیش از ۱ درصد (نتایج محاسبه نرم در اینجا ارائه نشده است) تفاوت شیمیایی قابل توجهی در میزان عناصر کمیاب (به ویژه در مقدار عناصر  $Ce, Nb, Nd, La, Th, Zr, SiO_2, P_2O_5$  با نمونه‌هایی که دارای کوندوم نورماتیو کمتر از ۱ درصد دارند (شکل ۵). بر پایه نمودارهای



شکل ۵- بررسی تغییرات  $P_2O_5$  و عناصر کمیاب در برابر تغییرات کوندوم نورماتیو در سنگ‌های لوکوگرانیتهی الوند.

شکل ۶- محل قرار گیری نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار جهت تعیین ماهیت لوکوگرانیتهای الوند بر اساس میزان آلومین. (Shand (1943)



و مشابه می‌باشد (Wu et al., 2002; Whalen et al., 1987; Collins et al., 1982). محتوای کل REE در سنگ‌های لوکوگرانیتهی از ۰/۱ تا ۱۲۷/۵ (گرم بر تن) متغیر می‌باشد. در الگوی توزیع عناصر نادر خاکی به هنجار شده نسبت به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989) تمام سنگ‌های لوکوگرانیتهی دارای غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE هستند و نسبت  $(La/Yb)_n$  در این سنگ‌های ۱/۱۵ تا ۲۷/۸۷ متغیر می‌باشد علت این امر میزان ذوب بخشی کم ماگما در منشأ (گوشته یا پوسته) و یا ماگما دچار تحول تفریق ماگمایی شده است (Rollinson, 1993). تمام نمودارهای REE در این سنگ‌ها آنومالی منفی Eu دارند. بزرگی

نمودارهای عنکبوتی لوکوگرانیتهای الوند به هنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) دارای غنی‌شدگی عناصر LIL نسبت به عناصر HFS هستند. در این نمودارها آنومالی منفی در عناصر  $Sr, Ba, Ta, Nb, Ti$  وجود دارد (شکل ۷- a). آنومالی منفی در عناصر  $Sr, Ba, Ta, Nb, Ti$  احتمالاً به دلیل تشکیل دایک‌های لوکوکرانیک در محیط فرورانش و احتمالاً غنی‌شدگی  $K, Th, U, Pb$  در ارتباط با آلیایش پوسته‌ای ماگما می‌باشد (Rollinson, 1993). ویژگی‌های ژئوشیمیایی که در این بخش ذکر شده است با میزان ذوب بخشی کم ماگما در منشأ (گوشته) گرانیت‌های نوع A و تحول و تفریق ماگمایی گرانیت‌های آلکان مرتبط

King et al., 2001) گرانیت‌های نوع A را حاصل ذوب بخشی مواد پوسته‌ای باقیمانده (گرانولیت) و یا از منشأ کوارتز-فلدسپار دانسته‌اند. (King et al. (2001) تشکیل گرانیت‌های نوع A پرآلومین را حاصل ذوب بخشی منشأ کوارتز-فلدسپاری تفریق نیافته در شرایط خاص (فشار لیتواستاتیک پایین، دمای بالا، فوگاسیته نسبتاً پایین اکسیژن، بخار آب کم) دانسته است. در تشکیل گرانیت‌های نوع A با منشأ کوارتز-فلدسپاری باید سنگ اولیه از کانی‌های فرعی مثل زیرکن، آپاتیت، تیتانیت و زینویم که محتوای قابل توجهی از عناصر HFS و REE<sup>3+</sup> دارند، غنی بوده باشد که ذوب آنها در دمای بالای منشأ گرانیت‌های نوع A تسهیل شده و در نهایت موجب غنی‌شدگی نسبی از این عناصر می‌گردد. (Anderson (1983) و Creaser et al. (1991) یک منشأ تونالیتی تهی نشده یا تونالیتی-گرانودیوریتی را برای منشأ گرانیت‌های نوع A مت‌آلومین پیشنهاد نموده‌اند.

بر اساس تفکیک ژنتیکی Eby (1992) گرانیت‌های نوع A، تقریباً کلیه نمونه‌های مورد مطالعه لوکوگرانیت‌های الوند (نوع A) در محدوده گروه A1 ناشی از گوشته می‌باشند اما نمونه‌های آلکالی لوکوگرانیتی نوع A<sup>c</sup> در مرز گروه A2 (منشأ پوسته‌ای) قرار دارند (Eby, 1992)، (شکل ۹).

بر اساس خصوصیات ژئوشیمیایی به نظر می‌رسد که الوند دارای دو نوع لوکوگرانیت از نوع A است که از نظر منشأ با یکدیگر متفاوت هستند. بخشی از نمونه‌های مورد مطالعه دارای خصوصیات گرانیت نوع A با منشأ گوشته‌ای (لوکوگرانیت) است. گروه دیگر آلکالی لوکوگرانیت‌های پرآلومین هستند که دارای کاردوم نورماتو بیش از ۱ و عیار پایین عناصر کمیاب می‌باشند که به نظر می‌رسد این گروه نیز منشأ گوشته‌ای همراه با مقادیر قابل توجه آلاینش پوسته تشکیل شده‌اند (گرانیت نوع A<sup>c</sup>).

نتایج مطالعات حاضر با پژوهش Shahbazi et al. (2010) که گرانیت‌های لوکوگراتیک الوند را از نوع A دانسته‌اند هماهنگی دارد ولی با نتایج ارائه شده Aliani et al. (2012) که لوکوگرانیت‌ها را از نوع I می‌دانند متفاوت می‌باشد.

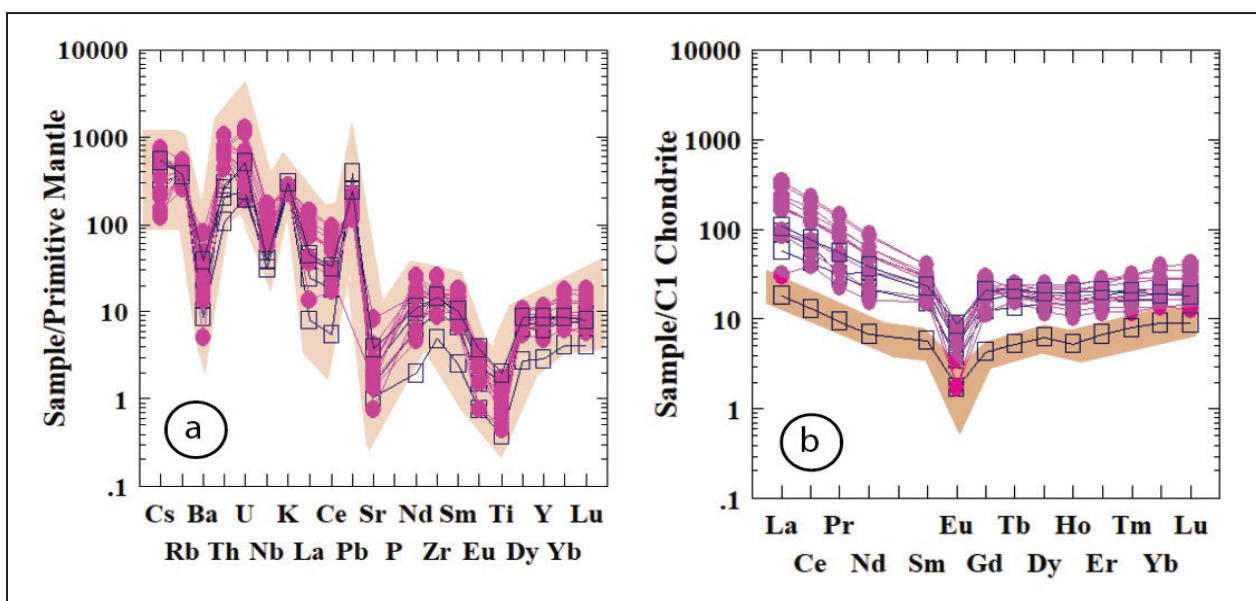
آنومالی Eu با توجه به دامنه تغییرات نسبت  $Eu/Eu^*$  از ۰/۱۳ تا ۰/۳۹ متغیر است (شکل ۷- b). آنومالی منفی Eu در ماگماهای اسیدی توسط فلدسپارها (به‌ویژه پلاژیوکلاز) کنترل می‌شود. به علاوه فقیرشدگی شدید این عنصر از شاخصه‌های گرانیت نوع A می‌باشد (شکل ۷- b) (Rollinson, 1993; Tapper et al., 1993). ضمناً ممکن است که خاستگاه سازنده مذاب‌های گرانیتی مورد بحث از Eu تهی بوده‌اند (Tapper et al., 1993).

## ۶- خاستگاه ماگمایی

همانطوریکه در بخش پتروگرافی اشاره شد لوکوگرانیت‌های الوند شامل انواع آلکالی گرانیت تورمالین دار، گرانوفیرهای تورمالین دار، آلکالی گرانیت بیوتیت دار، آلکالی گرانیت آرفدسونیت دار، آلکالی گرانیت روتیل دار و گرانیت بیوتیت مسکوویت دار هستند. بر پایه ویژگی‌های شیمیایی این سنگ‌ها دارای ماهیت آلکالن و پرآلومین می‌باشند.

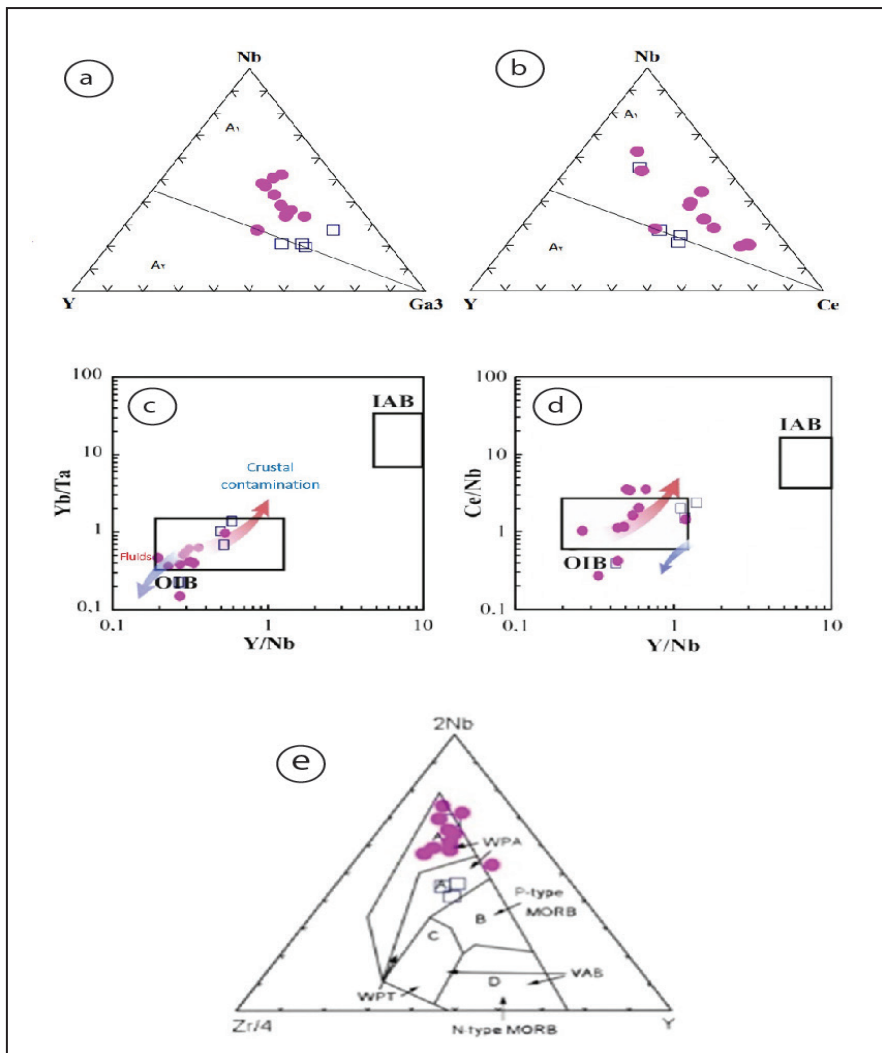
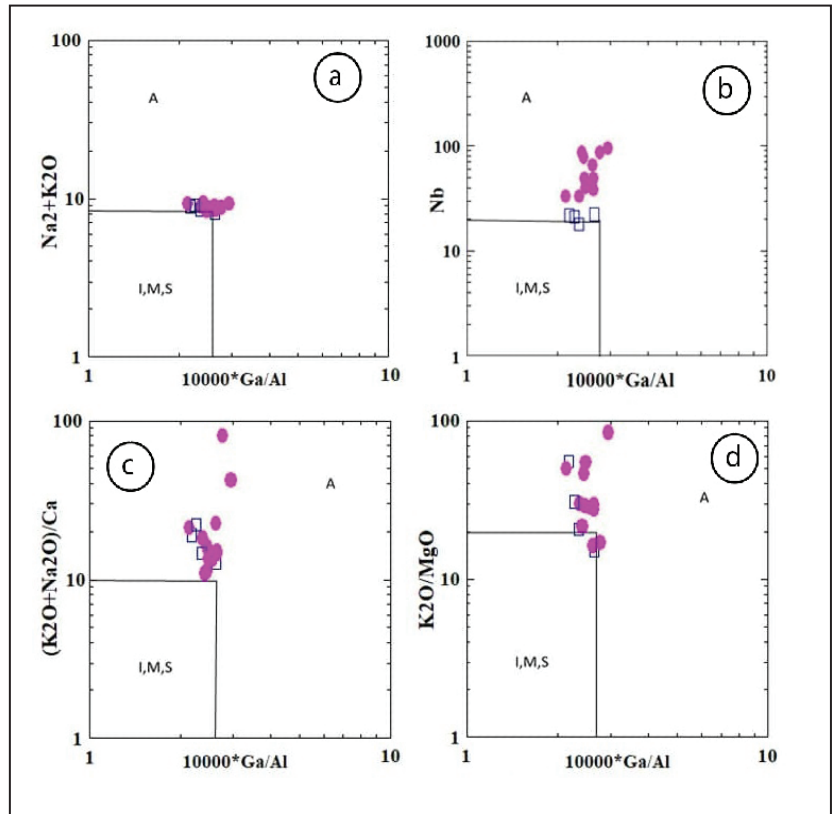
یکی از روش‌های مؤثر در تشخیص انواع گرانیت‌ها و تفکیک آنها استفاده از نسبت Ga/Al است که بر اساس آن می‌توان گرانیت‌های نوع A را از انواع S, M, I تفکیک نمود (Whalen et al., 1987). در نمودارهای  $1000Ga/Al$  در مقابل  $Nb$  و  $Na_2O+K_2O$ ،  $(K_2O+Na_2O)/CaO$ ،  $K_2O/MgO$  تمامی نمونه‌های لوکوگرانیتی الوند در محدوده گرانیت‌های نوع A قرار می‌گیرند (شکل ۸) (Whalen et al., 1987; Goodman., 1972).

محققان بسیاری بر روی نوع سنگ منشأ گرانیت‌های نوع A مطالعه نموده‌اند. برخی از آنها تفریق ماگمای مافیک حاصل ذوب بخشی گوشته (Frost & Frost, 1997; Bedard, 1990) را به عنوان منشأ گرانیت‌های نوع A معرفی نموده‌اند. این محققان معتقد هستند که این نوع اغلب با آنکلاوهای مافیک همراه بوده و یا توسط دایک‌های مافیک قطع شده‌اند (Ramo and Haapala, 1991). برخی دیگر (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987; Creaser et al., 1991;)



شکل ۷- (a) نمودار عنکبوتی به هنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و (b) الگوی توزیع عناصر کمیاب به هنجار شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌های لوکوگرانیتی الوند.

شکل ۸- موقعیت قرارگیری لوکوگرانیت‌های الوند بر روی نمودارهای عناصر کمیاب (Whalen et al., 1987; Goodman., 1972).



شکل شماره ۹- (a, b) نمودارهای تفکیک انواع گرانیت‌های تیپ A لوکوگرانیت‌های الوند (Eby, 1992). (c, d) نمودارهای بررسی خاستگاه ماگمایی گرانیت‌های تیپ A لوکوگرانیت‌های الوند (Eby, 2011; Eby, 2006). (e) نمودارهای بررسی خاستگاه ماگمایی گرانیت‌های تیپ A و لوکوگرانیت‌های الوند (Meschede, 1986).



## ۷- نتیجه گیری

کشتی همزمان با فرورانش احتمالاً به دلیل تغییر در میزان همگرایی صفحات، وقفه در فرورانش و برداشت فشار (decompression) بوده است. صعود، تفریق و جایگیری ماگمای گوشته‌ای در درون پوسته، سبب تشکیل دو نوع لوکوگرانیت الوند شده است. در این فرآیند لوکوگرانیت‌های نوع A پس از تفریق ماگمای گوشته‌ای با حداقل آرایش با مواد پوسته‌ای و لوکوگرانیت‌های نوع A<sup>-</sup> (آلکالی لوکوگرانیت) در اثر آرایش با مقادیر قابل توجه مواد پوسته قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

سنگ‌های گابرویی و گرانیت پورفیرویدی باتولیت الوند در زمان ژوراسیک میانی (حدود ۱۷۰ میلیون سال قبل) و لوکوگرانیت‌های الوند در زمان ژوراسیک پایانی (حدود ۱۵۴ میلیون سال) در دو مرحله در بخش مرکزی پهنه سندج- سیرجان جایگیر شده‌اند. به نظر می‌رسد حدود ۱۵ میلیون سال پس از تشکیل سنگ‌های گابرویی و گرانیتی الوند، لوکوگرانیت‌های الوند در یک فاز کشتی به دلیل کاهش فشار لیتواستاتیک به صورت دایک و توده‌های کوچک جایگیر شده‌اند. محیط

## کتابنگاری

- زرعیان، س. و فیاض، ه.، ۱۳۴۳- تحقیق کانی شناسی پاره‌ای از سنگ‌های آذرین ایران، مجله علوم زمین دانشگاه تهران جلد دوم، شماره اول، ۳۰-۴۲.
- زرعیان، س.، فرقانی، ع. و فیاض، ه.، ۱۳۵۰-۱۳۵۳- مجموعه مقالات توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن، مجله علوم زمین دانشگاه تهران ۶ جلد.
- زرعیان، س.، فرقانی، ع. و فیاض، ه.، ۱۳۵۱الف- توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن، قسمت دوم، نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، جلد چهارم، شماره سوم، ۸۳-۹۰.
- زرعیان، س.، فرقانی، ع. و فیاض، ه.، ۱۳۵۱ب- توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن، قسمت چهارم، نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، جلد چهارم، شماره چهارم، ۹۷-۱۰۶.
- سپاهی گرو، ع. ا.، ۱۳۷۸- پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدهای الوند، پایان نامه دوره دکتری، دانشگاه تهران، ۳۲۵ صفحه.
- قلمقاش، ج. و حق نظر لیسبه وردی، م.، ۱۳۹۳- دانش‌نامه توده‌های گرانیتوئیدی ایران، پژوهشکده علوم زمین، تهران، ۳۶۳ ص. رده بندی دیویی: ۵۵۳،۵۳۰،۹۵۵
- قلمقاش، ج.، محمدیها، ک.ک.، رشید، ح. و قهرایی پور، م.، ۱۳۸۳- آمیزش و اختلاط ماگمای مافییک و فلسیک در توده نفوذی الوند: شواهد جایگیری همزمان، خلاصه مقالات ۲۳ گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قلمقاش، ج.، میرزاد، ح.، رشید، ح.، محمدیها، ک.ک.، قهرایی پور، م. و ذاکری، م.، ۱۳۸۵- ژئوشیمی گابرو، گرانیت و انکلاوهای مافییک باتولیت الوند، با نگرشی ویژه به منشأ آنها، خلاصه مقالات ۲۵ گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

## References

- Alavi, M., 1994- tectonic of the zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretation. tectonophysics, no.229,211-238. DOI: 10.1016/0040-1951(94)90030-2.
- Aliani, F., Maanijou, M., Sabouri, Z., Sepahi, A.A., 2012, Petrology, geochemistry and geotectonic environment of the Alvand Intrusive Complex, Hamedan, Iran, Geochemistry 72- 4, 363-383. DOI: 10.1016/j.chemer.2012.05.001.
- Anderson, J. L., 1983- Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. Geological Society of American Memory 161, 133-154.
- Baharifar, A. A., Moinevaziri, H., Bellon, H. and Pique, A., 2004- The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic event. Comptes Rendus Geosciences 336, 1443-1452. DOI:10.1016/j.crte.2004.09.014.
- Bedard, J., 1990- Enclaves from the A-type granite of the Megantic complex, White Mountain magma series: clues to granite mag-magenesis. Journal of Geophysical Research 95(B11), 17797-17819. DOI:10.1029/JB095iB11p17797.
- Berberian, F. and Berberian, M., 1981- Tectonic-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H.K., Delany, F.M. (Eds.), Zagros indukush, Himalaya Geodynamic Evolution. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 5-32. DOI: 10.1029/GD003p0005.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian journal of earth science, 18, 210-265. DOI: 10.1139/e81-019.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. and chappell, B.W., 1982- Nature and origin of A\_type granite with particulsr refrence to south\_ eastern Australia. contrib. mineral. p80:189\_200. DOI: 10.1007/BF00374895.
- Collins, L.G. and Collins, B.J., 2013. Origin of myrmekite as it relates to K-, Na-, and Ca-metasomatism and the metasomatic origin of some granite masses where myrmekite occurs. Inyo Mountains, California, USA. Myrmekite electronic journal, ISSN 1526-5757, Nr. 44, in <http://www.csun.edu/~vegeo005/Nr56Papoose.pdf>.
- Creaser, R. A., Price, R. C. & Wormald, R. J., 1991- A-type granite revisited: assessment of a residual-source modal. Geology 19, 163-166. DOI: 10.1130/0091-7613(1991)019<0163:ATGRAO>2.3.CO; 2 .
- Eby, G.N., 1992- Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. Geology, 20, 641-644. DOI: 10.1130/0016-7606(1973)84<3137:PTATEO>2.0.CO; 2 .
- Eby, N., 2006- Distinctions between A-type granites and petrogenetic pathways. In Dall'Agnol, R. et al. (eds.) 2006. Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton, Abstracts Volume and Field Trips Guide. Belém, PRONEX-UFGA/SBG-NO, p. 48. DOI: 10.1590/2317-4889201620160059.

- Eby, G. N., 2011- A-type granites: magma sources and their contribution to the growth of the continental crust. Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, p. 50-51. DOI: 10.1016/j.lithos.2012.08.003.
- Forst, C. D. & Forst, R. B., 1997- Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection. *Geology* 25, 647-650. DOI: 10.1130/0091-7613(1997)025<0647:RRTGTT>2.3.CO;2.
- Goodman, R.J., 1972- The distribution of Ga and Rb in coexisting groundmass and phenocryst phase of some basic volcanic rocks. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 36, 303–317. DOI: 10.1016/0016-7037(72)90025-7.
- Ghahamghash J., Mirnejad, H., Hamideh Rashid, H., 2009. Mixing and mingling of mafic and felsic magmas along the Neo-Tethys continental margin, Sanandaj-sirjan zone, NW Iran: A case study from the Alvand pluton, Stuttgart, Vol. 186/1, p. 79-93. DOI: 10.1127/0077-7757/2009/0133.
- Hassanzadeh, J., and B. P. Wernicke., 2016- The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions, *Tectonics*, 35, 586–621. DOI: 10.1002/2015TC003926.
- King, P. L., Chappell, B. W., Allen, M. C., White, A. J. R., 2001- Are A-type granites the high temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the wangrash suite, *Australian Journal of earth sciences* 48, 501-5014. DOI: 10.1046/j.1440-0952.2001.00881.x.
- Mackenzie, W. S., Donaldson, C. H., Guilford, C., 1984- Atlas of igneous rocks and their textures. Longman publication.
- Meschede, M., 1986- A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56, 207–218. DOI: 10.1016/0009-2541(86)90004-5.
- Middlemost, E. A. K., 1994- Naming materials in the magma Igneous rock system. *Earth sc Rev.*,37:215-224. DOI: 10.1016/0012-8252(94)90029-9/.
- Ramo, O. T. & Haapala, I., 1991- The rapakivi granites of eastern Fennoscandia: a review withinsights into their origin in the light of new Sm-Nd isotopic data. In: Gower, C.F., River, T. and Ryan, B. (Eds), *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica*. Geological Association of Canada Special Paper 38, 401-415.
- Rickwood, P. C., 1989- Boundary lines within petrologic diagrams Which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22:247263-. DOI: 10.1016/0024-4937(89)90028-5.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. 1st edition, Longman Scientific and Technical, London. DOI: 10.1144/GSL.SP.2006.264.01.03.
- Sepahi, A.A., 2008- Typology and petrogenesis of granitic rocks in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran: with emphasis on the Alvand plutonic complex. *Neues Jahrb. Geol. P.-A.* 247 (3), 295–312. DOI: 10.1127/0077-7749/2008/0247-0295
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafae, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K., Vousoughi Abedini, M., 2010- Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 39, 668–683. DOI: 10.1016/j.jseae.2010.04.014.
- Shand, S.J., 1951, The study of rocks. London, Thomas, Murby and Co, 236 PP.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle Composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M. J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London, pp. 313–345 (Special Publication 42). DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Tapper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz, G. W. and Irving, A. J., 1993- Petrology of the Chilliwack Batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113: 333–351. DOI: 10.1029/95JB03463.
- Whalen, J. B., Currie, K. L., and Chappell, B. W., 1987- A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407-419. DOI: 10.1007/BF00402202.
- Whitney, D. L. and Evans, W. B., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, Volume 95, pages 185–187. DOI: 10.2138/am.2010.3371.
- Wright, J. B., 1969- A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.* Vol. 106, No. 4, pp.370-384. DOI: 10.1017/S0016756800058222.
- Wu, F., Sun, D., Li, H., Jahn, B. and Wilde, S., 2002- A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology*, 187, 143-173. DOI: 10.1016/S00092541(02)000189.

## Petrography, geochemistry and petrogenesis of Alvand batholith leucocratic granites

H. Haj Hassani<sup>1</sup>, J. Ghalamghash<sup>2\*</sup>, M. Vosoughi Abedini<sup>3</sup>, R. dabiri<sup>4</sup> and H. Rashid<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Ph.D.Student, Department of Geology, Science and Research Branch, Islamic azad University, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Professor, Department of Geology, Science and Research branch, Islamic azad University, Tehran, Iran

<sup>4</sup>Associate Professor, Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic azad University, Mashhad, Iran

<sup>5</sup>Ph. D., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2019 April 28

Accepted: 2020 August 02

### Abstract

The leucocratic granite emplaced as small masses and dykes in the Alvand batholith. The leucocratic granite consists of tourmaline alkali granite, biotite alkali granite, arfvedsonite alkali granite, rutil alkali granite, and biotite- muscovite granites with alkaline and peraluminous affinities. They show enrichments of LREEs relative to HREEs and LILE relative to HFSE with negative anomalies in Nb, Ta and Ti, in normalized trace element diagrams. The leucocratic granite of the Alvand batholith resemble A-type and can be further classified in two of A and A' types granite. The trace elements content of A-type is much higher than A'-type granite. Based on geochemical data, it seems that A- and A'-type granites were generated from partial melting of mantle source. As mantle magma ascends, fractionate and emplace into the crust, A-type leucocratic are formed with minimal contamination and A'-type leucocratic with significant contaminant with continent crust are formed. Field and geochronology data suggest that the leucocratic granite were generated in the late Jurassic, which is contemporaneous with the subduction of the Neo-Tethys oceanic crust beneath the central Iran. It seems that the leucocratic granites were emplaced during a local extensional phase as dykes and small bodies in the Alvand batholith.

**Keywords:** Leucocratic granite, geochemistry, petrogenesis, A-type granite, Alvand.

For Persian Version see pages 61 to 70

\*Corresponding author: J. Ghalamghash; E-mail: ghalamghash@yahoo.com