

# زمین شناسی، سن سنجی و خاستگاه تکتونیکی توده‌های گنایس میلونیتی و گرانیت مغالو، باختر زنجان

مریم هنرمند<sup>۱</sup>، قاسم نباتیان<sup>۲</sup>، مهتاب افلاکی<sup>۱</sup> و محمد ابراهیمی<sup>۲</sup>

استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران

دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۱۰/۰۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۱/۲۹

## چکیده

مجموعه گنایس میلونیتی و گرانیت مغالو، در باختر زنجان، بخشی از مجموعه آذرین- دگرگونی ناحیه تکاب به شمار می‌رود. مجموعه مغالو شامل توده‌های لوکوگرانیت و بیوتیت گرانیت است که از اطراف توده گنایس میلونیتی مغالو را در بر گرفته‌اند. گنایس میلونیتی مغالو دارای پروتولیت گرانودیوریت بوده و عمدتاً از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و به مقدار کمتر آلکالی فلدسپار تشکیل شده است. نتایج سن سنجی U-Pb زیرکن در توده گنایس میلونیتی مغالو سن  $563 \pm 6/5$ ، در توده بیوتیت گرانیت سن  $576 \pm 13$  و در توده لوکوگرانیت سن  $559 \pm 6$  میلیون سال را نشان می‌دهند. سنگ‌های نفوذی مغالو دارای مقادیر  $\text{SiO}_2$  از  $66/2$  تا  $68/9$  درصد وزنی در گنایس میلونیتی و مقادیر بالاتر از  $77$  درصد وزنی در گرانیت‌ها هستند. علاوه بر این، نمونه‌های مجموعه مغالو عمدتاً خصوصیات ماگماهای کالک آلکالین پتاسیم بالا و پرآلومین ضعیف را نشان می‌دهند، به استثناء نمونه‌های مربوط به توده لوکوگرانیت که به دلیل متاسوماتیسم سدیک و آلبیتی شدن فلدسپارهای پتاسیم دار، فقیر از پتاسیم هستند. الگوی عناصر کمیاب در توده‌های مزبور نشان‌دهنده غنی‌شدگی آنها از LILE و LREE نسبت به HFSE و HREE و همچنین آنومالی منفی Nb، Ta و Ti در این نمونه‌هاست. به طور کلی خصوصیات ژئوشیمیایی این توده‌ها با مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی پوسته در محیط فرورانش همخوانی دارند. مجموعه مغالو همانند سایر مجموعه‌های آذرین و دگرگونی نوپروتوزوئیک پایانی- کامبرین زیرین در ایران و ترکیه، مربوط به فعالیت‌های ماگمایی در قوس آتشفشانی کادومین، واقع در شمال ابرقاره گندوانا، هستند. تزریق مذاب‌های گوشه‌ای در پوسته یکی از عوامل اصلی در ذوب بخشی پوسته و ایجاد مذاب‌های گرانیتوئیدی در محیط‌های فرورانش است.

**کلیدواژه‌ها:** سن سنجی زیرکن، ژئوشیمی، گرانیت، گنایس میلونیتی، تکاب.

\*نویسنده مسئول: مریم هنرمند

E-mail: m.honarmand@iasbs.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

از پی سنگ آذرین و دگرگونی (واحد‌های رسوبی و آذرین دگرگون شده) در ناحیه تکاب در شمال غرب ایران را تشکیل می‌دهند. در مورد جایگاه تکتونوماگمایی توده‌های گرانیتی قدیمی در ناحیه زنجان داده‌های آزمایشگاهی اندکی در دست است (ولی زاده و اسماعیلی، ۱۳۷۲؛ عمادی، ۱۳۸۹). بررسی‌های پیشین با استفاده از مطالعات سنگ‌شناسی و داده‌های ژئوشیمیایی حاصل از آنالیز XRF جایگاه تکتونوماگمایی بعد از کوهزایی کاتانگایی را برای توده‌های مغالو پیشنهاد کرده است (ولی زاده و اسماعیلی، ۱۳۷۲). همچنین بررسی ژئوشیمیایی بخش‌های خاوری توده‌های گرانیتی مغالو (تحت عنوان توده‌های شاه‌بلاغی)، تشکیل آنها را در ارتباط با گرانیت‌زایی پس از کوهزایی پیشنهاد می‌دهد (عمادی، ۱۳۸۹). از این رو، پژوهش حاضر تلاش دارد با مطالعه سن سنجی و ژئوشیمی مجموعه گنایس میلونیتی و گرانیت موجود در ناحیه مغالو، در باختر شهر زنجان، و مقایسه آنها با موارد مشابه گزارش شده در سایر نقاط ایران، جایگاه تکتونیکی تشکیل این توده‌ها را بررسی کند. این نتایج به بازسازی و شناسایی بیشتر ویژگی‌های سرزمین‌های گندوانایی که بعد از کوهزایی پان آفریکن تشکیل شده‌اند، کمک می‌کند.

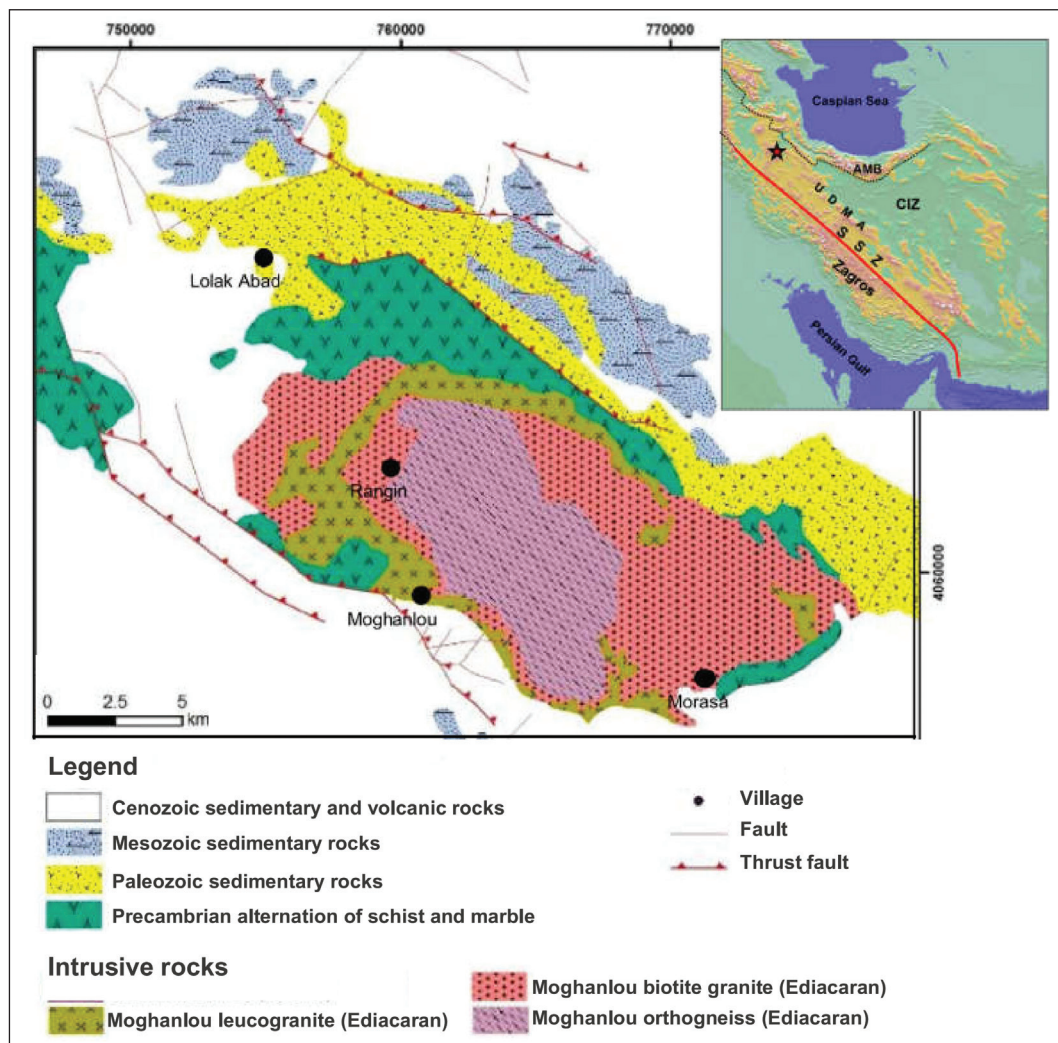
## ۲- زمین‌شناسی

از لحاظ تقسیمات ساختاری ایران، منطقه ماه‌نشان- تکاب در مرز پهنه‌های ساختاری ایران مرکزی، البرز- آذربایجان و سنندج- سیرجان قرار می‌گیرد. با این وجود برخی پژوهشگران (Nabavi, 1984; Berberian and King, 1981) این گستره را اساساً جزء پهنه ساختاری ایران مرکزی می‌دانند. در باختر شهر زنجان، خاور رودخانه قزل‌اوزن، مجموعه‌های گرانیتوئیدی بزرگ و گنبدی شکل به سن نوپروتوزوئیک برونزد دارند. این توده‌های گرانیتی و گنایس میلونیتی به همراه واحد‌های رسوبی نوپروتوزوئیک تا کامبرین در سرزمین‌های مرتفع بین شهرهای زنجان و تکاب قرار

یکی از معمول‌ترین مدل‌هایی که برای رسوبگذاری و ماگماتیسم نوپروتوزوئیک پایانی کامبرین زیرین در ایران پیشنهاد شده مربوط به کشش پوسته‌ای در ارتباط با ریف‌ت قاره‌ای است (Berberian and King, 1981; Samani, 1988). برخی محققین (Jackson et al., 1984) معتقدند که آخرین مرحله کوهزایی پان آفریکن در زمان نوپروتوزوئیک (تقریباً در ۶۸۰ تا ۵۲۰ میلیون سال پیش) در سپر عربی، با جایگزینی آلکالی گرانیت‌ها و آتشفشان‌های پس از کوهزایی همراه بوده است. از سوی دیگر، Talbot and Alavi (1996) عقیده دارند که پوسته نوپروتوزوئیک پایانی- کامبرین زیرین در این زمان، تحت تأثیر فرآیند کشش قرار گرفته و ریف‌ت شدگی ضعیف و ناقصی را در طول حاشیه صفحه عربی در ابرقاره گندوانا به وجود آورده است که منجر به جدایش پوسته‌ای نشده است. ایشان ماگماتیسم موجود در زمان کامبرین زیرین را به کشش‌های پوسته‌ای مربوط می‌دانند که با بالا آمدگی دیابیرهای آستنسفر ایجاد شده است. در ایران مرکزی، محیط تکتونوماگمایی گنایس‌ها و گرانیت‌های قدیمی گستره ساغند به قوس آتشفشانی نسبت داده شده‌اند (Ramezani and Tucker, 2003). علاوه بر این، در سال‌های اخیر مطالعات ژئوشیمیایی، ایزوتوپی و سن سنجی گسترده‌ای بر روی مجموعه‌های آذرین نوپروتوزوئیک پایانی- کامبرین زیرین در ایران انجام شده (Hassanzadeh et al., 2008; Jamshidi Badr et al., 2013; Shafaii et al., 2015; Balaghi Einalou et al., 2014; Rossetti et al., 2015; Shahzeidi et al., 2016; Malek-Mahmoudi et al. 2017) که همه آنها جایگاه ایران در حاشیه شمالی ابرقاره گندوانا و تحولات پوسته ایران در یک محیط قوس آتشفشانی را تأیید می‌کنند. توده‌های گرانیتی و گنایس میلونیتی مغالو یکی از مجموعه‌های آذرین مربوط به نوپروتوزوئیک بالایی در ایران است که در جنوب باختر زنجان واقع شده و همراه با سایر واحد‌های پرکامبرین و پلاژیوکلاز ماگماها سازگار است. گنایس و مرمر، بخش مهمی

در توده گنایس میلوئیتی مغالو انجام شده (حسنی، ۱۳۹۶) نشان می‌دهد که توده گنایس میلوئیتی مغالو در یک رژیم تنش فشارشی و با گسلش واژگون به سطح رسیده و بر روی واحدهای جوان‌تر سنوزوئیک قرار گرفته است. توده‌های گرانیتی مشاهده شده در بررسی‌های میدانی شامل گرانیت‌های سفید (لوکوگرانیت) و بیوتیت‌گرانیت‌های صورتی هستند. توده بیوتیت‌گرانیت صورتی رنگ در نمونه دستی عمدتاً از کانی‌های کوارتز و فلدسپار تشکیل شده و تنها کانی مافیک موجود در آنها بیوتیت است. توده بیوتیت‌گرانیت در اطراف هسته گنایسی قرار گرفته و در منطقه‌ی مغالو دارای همبری گسلی با گنایس‌ها است. در مطالعات صحرائی بخش‌های میگماتیته بین گنایس‌ها و توده بیوتیت‌گرانیت مشاهده نشد. بیوتیت‌گرانیت‌ها دارای آنکلاوهای بیوتیت‌دار هستند که به میزان کم و پراکنده در داخل آنها مشاهده می‌شود. گرانیت سفید (لوکوگرانیت) به عنوان آخرین فاز نفوذی در منطقه، مجموعه مورد نظر را در برگرفته و در داخل بیوتیت‌گرانیت‌ها نفوذ کرده است (شکل ۱).

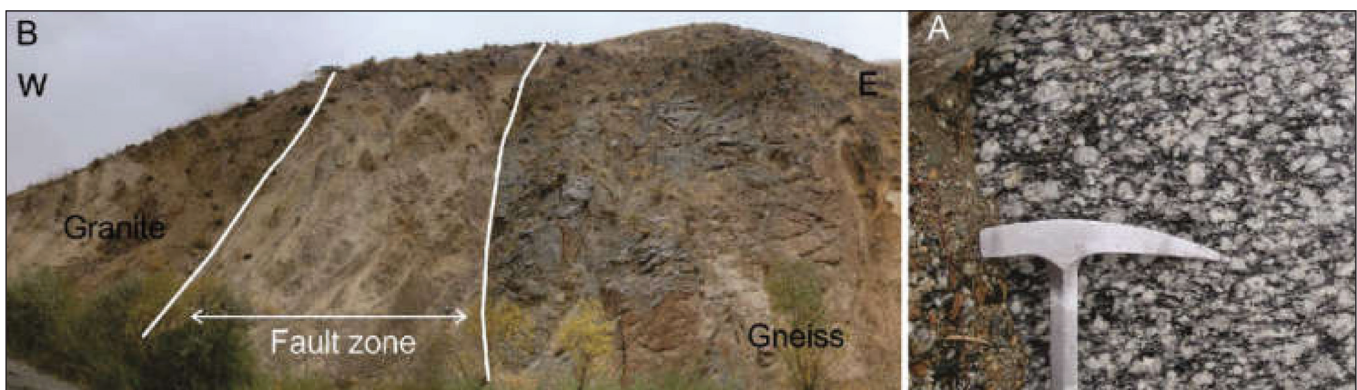
گرفته‌اند و به نظر می‌رسد هم‌ارز گرانیت‌ها و گنایس‌های میلوئیتی نئوپروتروزوئیک گزارش شده در سایر مناطق ایران (Hassanzadeh et al., 2008) باشند. قدیمی‌ترین مطالعات انجام شده بر روی چهار گوش مورد مطالعه (شکل ۱) در طی تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ تکاب (Alavi and Amidi, 1976) و نقشه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ ماه‌نشان و زنجان (لطفی، ۱۳۸۰؛ باباخانی و صادقی، ۱۳۸۴) انجام شده است. علاوه بر این لطفی (۱۳۸۰) نیز زمین‌شناسی اقتصادی منطقه‌ی ماه‌نشان را مورد بررسی قرار داده است. در مطالعه مذکور توده‌های گرانیتی و گنایس میلوئیتی مغالو به همراه سایر توده‌های پرکامبرین در ماه‌نشان و زنجان (مانند گرانیت دوران)، به عنوان گرانیتوئیدهای آناتکتیکی نام برده شده‌اند که در طی فاز کوهزایی کاتانگایی و در یک محیط ریفتی تشکیل شده‌اند. مجموعه گرانیت و گنایس میلوئیتی مغالو در خاور روستای مغالو جای دارد. توده‌های گرانیتی این مجموعه با فازهای ترکیبی متفاوت در داخل سنگ‌های سیلیسی آواری سازند کهر (نئوپروتروزوئیک) نفوذ کرده‌اند (شکل ۱). مطالعات ساختاری که بر روی دگرشکلی شکل‌پذیر و شکنا



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مغالو با اقتباس از نقشه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ ماه‌نشان و زنجان (لطفی، ۱۳۸۰؛ باباخانی و صادقی، ۱۳۸۴) با اعمال تغییرات. موقعیت منطقه مورد مطالعه با علامت ستاره بر روی نقشه ایران مشخص شده است (UDMA: قوس ماگمایی ارومیه-دختر؛ SSZ: پهنه سندج-سیرجان؛ AMB: پهنه البرز).

جا قابل مشاهده است. بررسی‌های میدانی مقدماتی بر روی مجموعه گرانیت و گنایس میلوئیتی مغالو نشان می‌دهد با نزدیک شدن به بخش‌های گنایسی، که در هسته این مجموعه قرار دارد، دگرریختی شکل پذیر در بیوتیت گرانیت‌ها توسعه می‌یابد. این دگرریختی شامل برگوارگی و خطوطاری کانیایی است. برگوارگی بخش‌های گنایسی با باندهای روشن (نواحی میکروولیتونی) از بلورهای درشت و یا نوارهای کوارتز و پلاژیوکلاز و باندهای تیره (نواحی کلیواژی) از میکا و سایر کانی‌های اپیک مشخص شده است (شکل ۲- A). راستای غالب برگوارگی در این بخش‌ها شمال باختر- جنوب خاور و شیب آن رو به شمال خاور است. ساختارهای شکننا شامل مجموعه‌ای از پهنه‌های گسله با راستای غالب شمال باختر- جنوب خاور هستند که مجموعه توده‌های گرانیتی و گنایس میلوئیتی را بریده‌اند. از این رو در بیشتر مسیرهای پیمایش شده، مرز میان بخش‌های گرانیتی و گنایسی گسلی است (شکل ۲- B). همچنین بررسی تصویرهای ماهواره‌ای و مشاهدات میدانی نشان داد مرز این مجموعه با نهشته‌های آواری جوان الگوسن-میوسن سازند فرمز زیرین، که از جنوب و باختر پیرامون توده را فرا گرفته‌اند، گسله است. مطالعات پیشین (لطفی، ۱۳۸۰) ساز و کار این گسله‌ها را واژگون معرفی کرده است.

گرانیت سفید عمدتاً از کوارتز و فلدسپار تشکیل شده و فاقد کانی مافیک است. فرایندهای متاسوماتیسم مربوط به مراحل آخر تحولات ماگمایی، موجب دگرسانی آرزلیک در بخش‌های مختلف توده لوکوگرانیت شده که منجر به تشکیل ذخایر اقتصادی کانی رسی در این توده شده است. توده گنایس میلوئیتی بافت نواری حاصل از تفکیک کانی‌های مافیک (عمدتاً بیوتیت) و کانی‌های روشن (کوارتز و فلدسپار) را نشان می‌دهد. بافت چشمی که یکی از بافت‌های شاخص در گنایس‌ها است، در نمونه‌های گنایس میلوئیتی مغالو به خوبی قابل مشاهده است و این «چشم‌ها» عمدتاً بلورهای درشت پلاژیوکلاز و در مواردی تجمعی از بلورهای تبلور مجدد یافته کوارتز هستند. لازم به ذکر است که مطالعات ساختاری صورت گرفته در منطقه مغالو (حسینی، ۱۳۹۶) بیشتر شواهد مربوط به برش محض (نسبت به برش ساده) را در گنایس مغالو نشان می‌دهند، گرچه در بخش‌های شرقی توده گنایس، فابریک میلوئیتی به خوبی مشخص می‌شود. به طور کلی مطالعات ساختاری (حسینی، ۱۳۹۶) حاکی از دگرشکلی توده مغالو در اعماق زیاد در یک پهنه برشی بوده که منجر به ایجاد برگوارگی (به میزان متفاوت در بخش‌های مختلف توده) شده است. از سوی دیگر بررسی میدانی نشان داد که هرچند شدت دگرریختی شکل پذیر در بخش‌های مختلف منطقه متفاوت است، برگوارگی به صورت گسترده در همه



شکل ۲- A) برگوارگی غالب در بخش‌های گنایس میلوئیتی مجموعه مغالو؛ B) نمای روبه شمال از مرز گسله میان گنایس و بیوتیت گرانیت در دره شمال روستای مغالو.

### ۳- روش مطالعه

بر پایه بررسی‌های میدانی، نمونه برداری و مطالعات دقیق پتروگرافی، ۱۵ نمونه مناسب با میزان کمتر دگرسانی از بخش‌های مختلف مجموعه گرانیت-گنایس مغالو جهت انجام آنالیز شیمیایی انتخاب شدند. مقادیر اکسید عناصر اصلی در آزمایشگاه XRF و مقادیر عناصر کمیاب در آزمایشگاه ICP-MS (روش اضافه کردن ۴ مرحله‌ای اسید) انستیتو زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین، مورد آنالیز قرار گرفتند. نتایج حاصل از آنالیزهای ژئوشیمیایی در جدول ۱ ارائه شده‌اند. برای پی بردن به سن مجموعه مورد مطالعه و بحث در مورد حوادث پلوتونیزم در منطقه نیز سه نمونه از توده‌های بیوتیت گرانیت صورتی، لوکوگرانیت سفید و گنایس میلوئیتی مغالو جهت سن‌سنجی U-Pb زیرکن انتخاب شدند. زیرکن‌های جدا شده به آزمایشگاه LA-ICP-MS دانشگاه آدلاید در کشور استرالیا ارسال شدند. در آنجا پس از بررسی تصاویر کاتودولومینسانس بهترین نقاط (نقاطی که فاقد انکلزیون، ترک و شکستگی و حفره) هستند انتخاب و مورد آنالیز سن سنجی قرار گرفتند. شعاع لیزر استفاده شده ۳۰ میکرومتر است و زیرکن‌های استاندارد Plešovice در این آزمایش مورد استفاده قرار گرفتند. نتایج سن سنجی فراهم شده در این پژوهش در جدول ۲ نمایش داده شده است.

### ۴- سنگ‌نگاری

#### ۴-۱. بیوتیت گرانیت

توده بیوتیت گرانیت مغالو دانه‌درشت و دارای بافت گرانولار است و کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آن کوارتز، آلکالی فلدسپار (با بافت پرتیتی)، پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر بیوتیت هستند (شکل ۳- A). کوارتزها در اکثر موارد حاشیه مضرس با کانی‌های دیگر داشته و در مواردی خاموشی موحی نشان می‌دهند. بیوتیت تنها کانی مافیک قابل مشاهده در این سنگ‌ها است و معمولاً کمتر از ۱۰ درصد کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهد. کانی‌های ثانویه شامل سریسیت و کانی‌های رسی، به ترتیب حاصل دگرسانی پلاژیوکلازها و آلکالی فلدسپارها، و همچنین دگرسانی کلریتی در برخی بیوتیت‌ها هستند. همانطور که ذکر شد آنکلاوهای ریز دانه به تعداد کم در داخل توده‌ی بیوتیت گرانیت مشاهده می‌شوند. کانی‌های اصلی موجود در آنکلاوها شامل بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت هستند. کوارتزها تبلور مجدد نشان داده و بیوتیت‌ها نیز جهت یافتگی ترجیحی نشان می‌دهند. رنگ تیره آنکلاوها در صحرا ناشی از ریز بلور بودن آنها نسبت به سنگ میزبان است. آنکلاوها با توجه به خصوصیات بافتی و کانی‌شناسی، سنگ دگرگونی ریز بلور بوده که در داخل مذاب بیوتیت گرانیت به تله افتاده است.

جدول ۱- نتایج آنالیزهای ژئوشیمی مربوط به نمونه‌های گرانیتی و گنایس میلونیتی مغالو (اکسید عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm هستند).

Samples	Gneiss					Biotite granite					Leucogranite				
	Mo-22	Mo-30	Mo-32	Tg-17	Tk-Gn1	Tg-21	Ms-14	Mo-3	Mo-7	Mo-2	Tg-16	Tg-5	Tg-14	Tg-12	Ms-16
SiO <sub>2</sub>	68.47	68.17	66.22	68.91	67.62	77.50	77.88	76.14	75.88	75.67	80.49	79.73	79.70	80.77	79.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.05	14.89	15.74	13.96	13.57	11.55	11.73	12.21	12.22	12.58	11.08	12.11	11.79	11.33	11.75
BaO	0.19	0.21	0.14	0.14	0.12	0.08	0.05	0.07	0.10	0.08	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
CaO	2.56	3.03	3.49	2.16	2.21	0.36	0.45	0.52	0.65	0.46	0.24	0.17	0.10	0.20	0.20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.25	3.83	4.67	4.49	4.69	1.69	0.91	1.83	1.82	1.52	0.59	0.25	0.36	0.26	0.60
K <sub>2</sub> O	2.10	3.39	2.43	3.33	3.08	4.50	5.41	4.71	4.96	4.94	0.21	0.16	0.18	0.20	0.15
MgO	1.07	0.97	1.11	1.10	1.12	0.14	0.03	0.21	0.23	0.15	0.08	0.05	0.09	0.05	0.06
MnO	0.05	0.05	0.06	0.06	0.07	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01>	0.01>	0.01	0.01>	0.01>
Na <sub>2</sub> O	3.95	3.44	3.71	3.18	3.31	3.33	2.79	3.28	2.89	3.31	6.11	6.91	6.50	6.35	6.45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.146	0.124	0.142	0.140	0.144	0.018	0.017	0.027	0.033	0.025	0.011	0.006	0.011	0.007	0.012
TiO <sub>2</sub>	0.59	0.52	0.56	0.57	0.58	0.11	0.08	0.15	0.17	0.14	0.08	0.06	0.07	0.09	0.06
LOI	2.04	1.43	1.28	1.54	2.48	0.42	0.50	0.52	0.87	0.58	0.53	0.22	0.55	0.25	0.61
Total	99.52	100.10	99.61	99.62	99.02	99.74	99.89	99.72	99.88	99.50	99.47	99.71	99.40	99.55	99.85
Ba	1715	1900	1215	1275	1105	642	279	539	853	648	7.9	10.8	9.8	12.5	11.3
Ce	110.5	59.3	110.5	76.5	73.4	76.7	63.6	101.5	71.9	85.7	13.3	11.6	54.7	40.4	41.5
Cr	170	200	170	150	140	200	230	190	280	220	310	180	230	200	240
Cs	0.61	1.43	1.45	2.13	0.91	1.69	1.47	1.41	2.68	1.30	0.28	0.08	0.15	0.14	0.15
Dy	4.53	3.63	3.86	5.59	5.99	8.03	1.95	6.31	5.17	5.10	8.16	6.05	6.03	1.33	3.75
Er	2.58	2.23	1.93	3.23	3.69	4.74	1.33	3.24	2.69	2.52	6.07	4.15	3.56	0.92	2.37
Eu	1.56	1.76	1.77	1.55	1.52	0.43	0.23	0.51	0.59	0.58	0.15	0.06	0.24	0.07	0.22
Ga	17.9	19.4	20.2	18.4	18.7	16.6	14.1	16.6	16.1	16.3	15.3	16.7	15.8	12.6	12.1
Gd	6.32	3.95	5.15	6.21	6.38	7.53	2.22	7.13	5.37	6.38	5.08	3.35	4.97	1.72	3.49
Hf	6.5	7.1	6.4	7.5	8.4	5.2	4.5	4.0	4.9	3.8	3.9	4.3	3.2	6.5	1.9
Ho	0.85	0.74	0.73	1.15	1.20	1.54	0.37	1.17	0.94	0.91	1.80	1.31	1.15	0.25	0.79
La	57.4	32.4	57.7	37.9	36.6	36.3	17.4	48.2	33.9	40.7	6.2	5.6	24.5	17.6	20.0
Lu	0.34	0.32	0.35	0.48	0.53	0.60	0.22	0.41	0.38	0.38	0.88	0.74	0.49	0.18	0.35
Nb	9.1	8.5	9.2	10.1	10.7	11.2	4.3	9.7	8.6	8.4	13.2	16.8	9.4	10.2	6.8
Nd	47.6	25.9	45.0	35.9	34.4	35.8	15.5	46.6	32.7	38.6	7.6	5.7	26.0	16.8	19.9
Pr	12.25	6.53	12.10	9.13	8.69	8.98	4.33	11.85	8.23	10.00	1.77	1.56	6.62	4.54	4.92
Rb	44.9	69.0	56.9	90.9	95.0	147.0	124.5	136.0	144.0	138.0	8.1	5.4	4.8	7.0	4.2
Sm	8.02	4.82	7.17	6.89	7.20	8.03	3.04	8.77	7.05	8.06	2.73	1.96	5.53	2.69	4.13
Sn	1	1	1	2	2	3	1	2	2	2	2	1	3	1	1
Sr	201	185.0	230	158.5	166.0	31.3	38.7	47.8	51.4	44.9	32.4	28.3	18.0	31.8	36.2
Ta	0.4	0.4	0.4	0.6	0.7	0.9	0.5	0.8	0.6	0.7	1.3	1.8	0.7	1.0	0.7
Tb	0.85	0.60	0.65	0.94	0.98	1.26	0.33	1.11	0.86	0.99	1.11	0.74	0.91	0.18	0.61
Th	14.60	8.64	12.85	11.00	9.66	17.40	13.80	20.6	14.45	18.10	14.25	15.55	14.05	15.05	12.65
Tm	0.35	0.32	0.27	0.47	0.52	0.68	0.20	0.40	0.40	0.36	0.94	0.67	0.51	0.12	0.36
U	1.27	1.37	2.14	2.23	2.10	3.09	1.60	2.03	2.79	2.21	1.84	2.35	1.45	1.56	1.19
V	60	53	64	56	62	5>	5>	8	9	5>	5>	5>	5>	5>	5>
W	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1	5	1	1	1	1
Y	23.4	20.2	19.4	30.2	32.7	40.9	10.6	32.3	26.2	25.7	52.9	38.8	32.3	7.8	21.6
Yb	2.21	2.12	1.87	3.17	3.57	4.28	1.49	2.88	2.55	2.28	5.89	4.61	3.21	1.16	2.31
Zr	251	284	265	290	326	143	128	122	145	117	92	84	83	142	44
Co	8	7	8	8	8	1	1>	2	2	2	1>	1>	1>	1	1
Cu	18	11	8	5	179	4	2	1	2	1	3	3	1	1	2
Li	10	10	20	20	30	10	10>	10	20	10>	10>	10>	10>	10>	20



	Gneiss					Biotite granite					Leucogranite				
Ni	25	13	13	9	9	9	2	3	3	2	3	6	1	1	2
Pb	8	16	11	14	15	6	14	9	14	11	2>	2>	2>	2>	2>
Sc	11	9	11	12	11	8	3	6	6	5	6	12	4	2	2
Zn	52	50	66	63	67	8	5	16	19	12	2>	2>	2>	2>	2>
(La/Yb) <sub>n</sub>	17.86	10.51	21.21	8.22	7.05	5.83	8.03	11.51	9.14	12.27	0.72	0.84	5.25	10.43	5.95
Eu/Eu*	0.67	1.23	0.89	0.72	0.68	0.17	0.27	0.20	0.29	0.25	0.12	0.07	0.14	0.10	0.18

جدول ۲- نتایج آنالیز سن سنجی U-Pb زیر کزن در نمونه‌های بیوتیت گرانیت، گنایس میلیونیتی و لوکوگرانیت مغانلو.

Analysis #	Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>207</sup>	Pb <sup>208</sup>	Th <sup>232</sup>	U <sup>238</sup>	Pb <sup>207</sup> /Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>206</sup> /U <sup>238</sup>		Pb <sup>207</sup> /U <sup>235</sup>		Pb <sup>208</sup> /Th <sup>232</sup>		
Spot	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	Age (Ma)	1σ	Age (Ma)	1σ	Age (Ma)	1σ	Age (Ma)	1σ
<b>Bt. granite</b>														
S-01	0	12982	838	2305	71128	191685	734.8	27.56	633.8	9.38	656.3	8.29	654.3	9.79
S-02	3	14828	931	2988	96933	236884	676.2	27.15	587.9	8.71	606.4	7.73	622.8	8.94
S-03	119	22181	2007	4853	107117	346235	1412.6	21.74	601.1	8.85	802.6	8.88	908.7	12.35
S-04	46	21645	1820	3743	76280	355214	1271.2	22.31	573	8.46	736.1	8.42	982.4	13.66
S-05	37	36425	2239	13382	463697	599509	629.7	24.08	571.4	8.4	583.2	7.06	583.6	7.54
S-06	0	39191	2367	4143	154136	681163	592.7	23.43	542.3	7.99	551.9	6.76	544	7.55
S-07	14	32594	1946	4389	155123	559100	566.8	24.67	549.2	8.09	552.6	6.83	572.3	7.89
S-08	10	50293	3199	5420	190364	868741	702.6	23.05	545.5	8.02	576.9	6.91	575.8	7.81
S-09	3	19533	1178	3059	137948	346790	588.3	26.33	531.4	7.88	542.2	6.95	450	6.48
S-10	9	26851	1658	3897	128001	530154	640	24.89	479.7	7.12	508.5	6.47	615.2	8.58
S-11	5	4442	256	775	648684	83020	496	87.03	505.8	9.43	504.1	16.03	24.5	0.88
S-12	15	49173	2946	5622	224964	861094	574	23.69	538.4	7.92	545.2	6.64	506.3	6.85
S-13	12	44318	2606	8124	297567	733458	532.8	24.57	568.4	8.35	561.3	6.82	552.5	7.3
S-14	20	35720	2158	4076	146910	583054	592.8	23.69	575.9	8.47	579.2	7.03	561.3	7.8
S-15	0	30405	1805	3667	133545	523109	553.9	24.94	547.6	8.08	548.8	6.82	555.6	7.8
S-16	1	17921	1067	5309	197594	296575	561.8	27.02	568.4	8.42	567	7.27	543.9	7.41
S-17	7	29881	1831	4021	139098	526302	623.5	30.98	535.4	8.05	552.5	7.72	584.5	9.93
S-18	0	8373	507	785	26820	125779	596.8	30.98	623.5	9.31	617.7	8.37	592.1	10.93
S-19	38	33907	2400	6482	160001	583740	926.2	26.98	547.3	8.18	626.9	8.05	814.6	12.25
S-20	0	37481	2219	5751	201237	607507	548.6	25.69	579.8	8.55	573.5	7.14	578	8.1
S-21	0	29716	1774	4665	159238	480618	567	26.75	581	8.59	578.1	7.32	592.3	8.52
<b>Orthogneiss</b>														
S-01	2	121818	12726	2245	39749	804480	1701.2	19.78	1391.2	20	1518.7	12.87	1127.2	21.12
S-02	2	126044	14259	27033	327172	778496	1845	19.21	1468.9	20.85	1630.1	13.12	1634.9	25.38
S-03	46	63252	3886	3897	147012	1047424	649.4	23.98	590.1	9.01	602.5	7.54	537.7	9.16
S-04	13	16625	1072	2028	67024	291181	751.7	28.47	552.3	8.46	592.9	8.04	615.4	11.92
S-05	0	17319	1016	1990	73270	297547	545.9	28.75	563.8	8.62	560.2	7.63	555.5	10.32
S-06	2	10426	614	2214	81476	181040	557.3	31.42	561.6	8.71	560.7	8.05	553.4	9.83
S-07	14	19920	1156	4139	146872	345011	526.2	28.78	564.3	8.69	556.8	7.6	570.2	9.78
S-08	2	99725	5916	17825	649716	1734163	574.4	24.19	567.1	8.73	568.5	7.26	554.9	9.32
S-09	0	11224	690	1548	52961	192299	653.9	31.82	571.4	8.92	588.2	8.5	590.1	11.66
S-10	11	13892	850	2582	94868	238199	634.8	29.2	560.6	8.53	575.5	7.85	558.4	10.09
S-11	0	25873	1547	6510	230470	413033	590.3	28.02	619.5	9.65	613.2	8.25	568.8	9.91

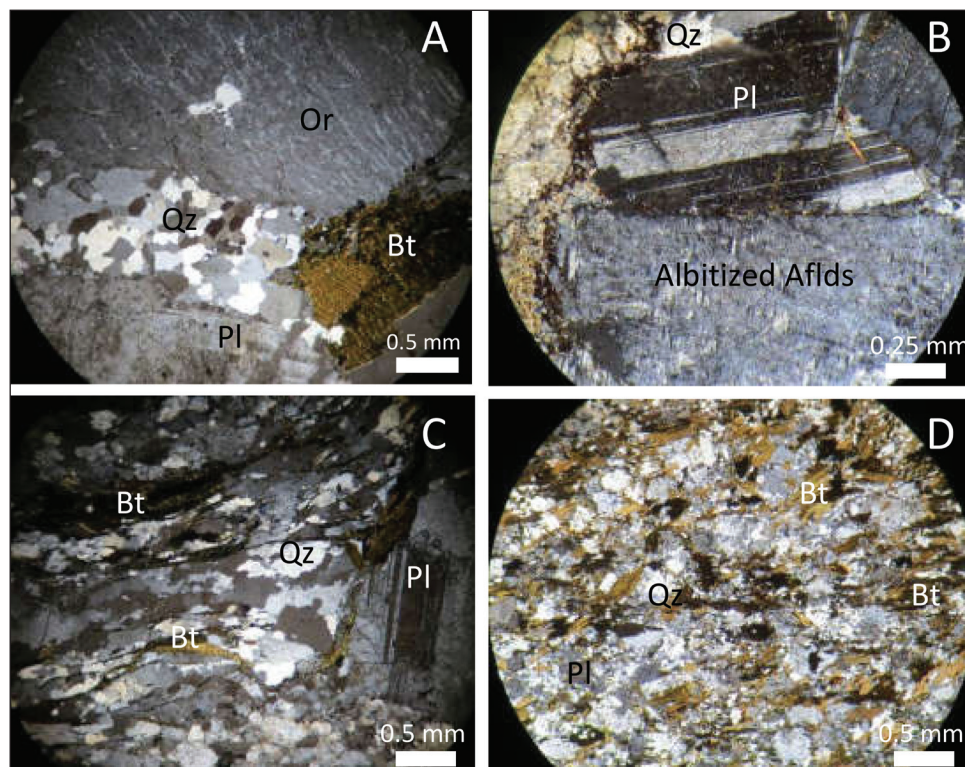


استفاده شده است (شکل ۵- A). بر طبق این نمودار، نمونه‌های مربوط به گنایس میلوئیتی از لحاظ ترکیبی در محدوده گرانودیوریت و نمونه‌های مربوط به توده‌های بیوتیت‌گرانیت و لوکوگرانیت در محدوده گرانیت‌ها قرار می‌گیرند. در نمودار A/NK در مقابل A/CNK (Maniar and Piccoli, 1989) نمونه‌های مجموعه مورد مطالعه اندکی خاصیت پرآلومین نشان می‌دهند (شکل ۵- B). در نمودار  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  نیز (شکل ۵- C) نمونه‌های گنایس میلوئیتی در محدوده کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا و نمونه‌های بیوتیت‌گرانیت در محدوده کالک‌آلکالن پتاسیم بالا قرار می‌گیرند. از سوی دیگر نمونه‌های لوکوگرانیت به دلیل متاسوماتیسم سدیک و جایگزینی کانی‌های ارتوز با آلپیت ثانویه مقادیر  $K_2O$  بسیار پایین نشان می‌دهند.

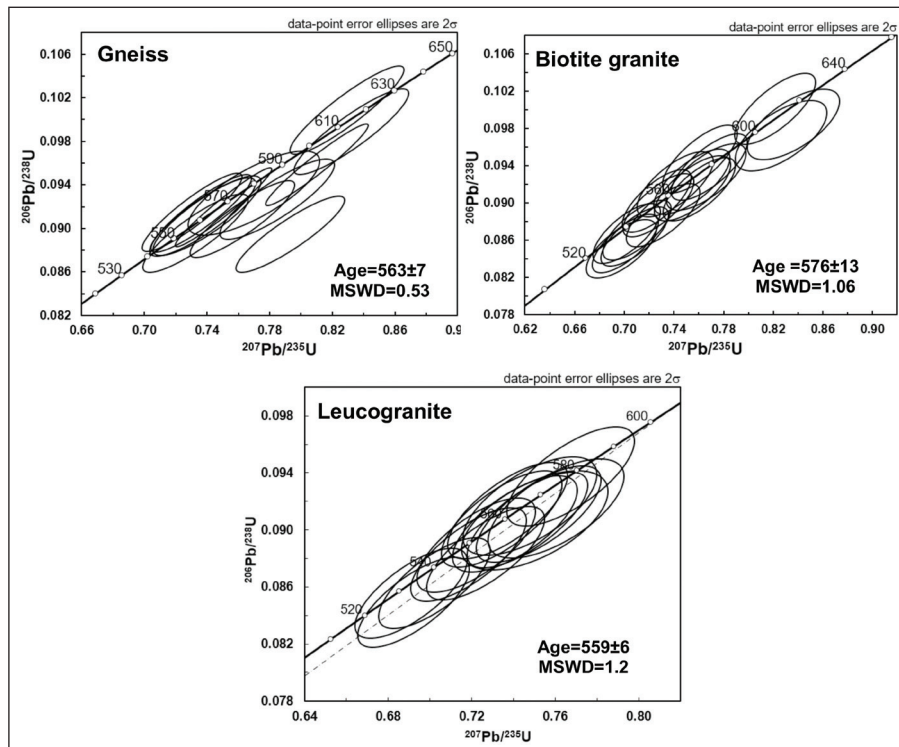
نیز ذکر شد، توده لوکوگرانیت جوان‌تر از توده بیوتیت‌گرانیت بوده که سن به دست آمده از زیرکن‌های این دو توده نیز مبین این مطلب است. توده لوکوگرانیت عمدتاً در داخل توده بیوتیت‌گرانیت نفوذ کرده که این موضوع بر روی نقشه زمین‌شناسی (شکل ۱) نیز مشخص است. از سوی دیگر سن به دست آمده از توده گنایس میلوئیتی که اندکی جوان‌تر از توده بیوتیت‌گرانیت به نظر می‌رسد (گرچه با در نظر گرفتن خطاهای ذکر شده، این توده‌ها در یک طیف سنی قرار می‌گیرند) با همبندی گسله بین توده‌های مذکور در صحرا قابل توجه است.

## ۵- ژئوشیمی

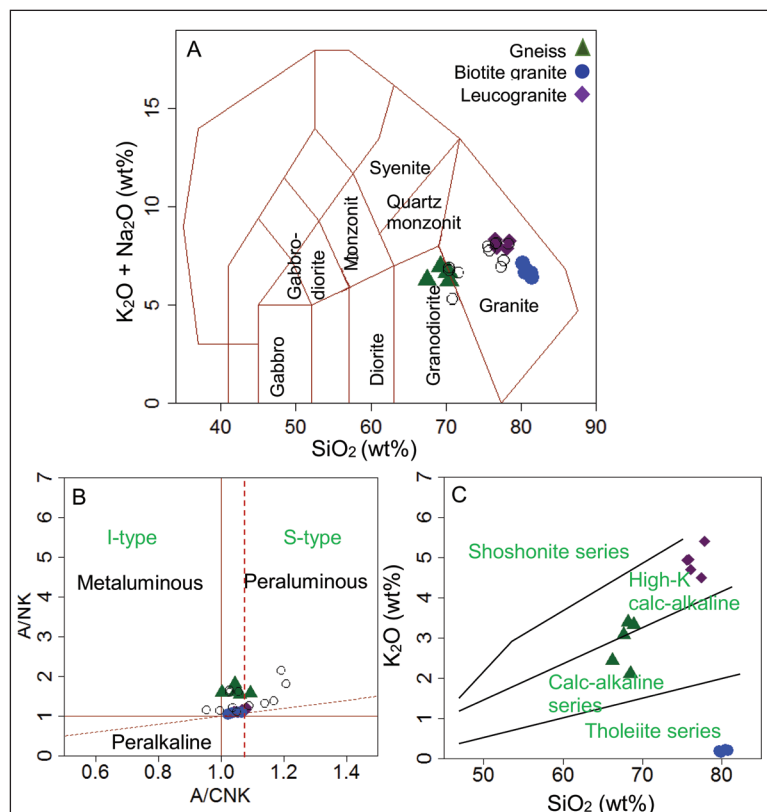
برای رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های منطقه از نمودار (Middlemost (1985)



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های منطقه مغانلو؛ (A) کانی‌های بیوتیت، ارتوز، پلاژیوکلاز و کوارتزهای تجدید تبلور یافته در نمونه بیوتیت‌گرانیت؛ (B) کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز و ارتوزهای آلپیتی شده در نمونه لوکوگرانیت، تیغک‌های آلپیت ثانویه طوری قرار گرفته‌اند که بافتی شبیه صفحه شطرنجی تشکیل می‌دهند و هر کدام از این بخش‌های کوچک به صورت مربع‌های با شکل نامنظم و دارای ماکل آلپیتی دیده می‌شوند؛ (C) بیوتیت‌های کشیده و جهت یافته، کوارتزهای تجدید تبلور یافته با خاموشی موجی در نمونه گنایس؛ (D) بافت ریزدانه متشکل از کانی‌های کوارتز و فلدسپار همراه با جهت‌یابی ترجیحی کانی‌های بیوتیت در آنکلاو. کلیه تصاویر در نور XPL بوده و عبارت‌های اختصاری کانی‌ها بر اساس (Whitney and Evans (2010 هستند.



شکل ۴- نمودارهای کونکوردیا مربوط به نتایج سن‌سنجی U-Pb زیر کزن در نمونه‌های بیوتیت‌گرانیت، لوکوگرانیت و گنایس میلونیتی مغالو.

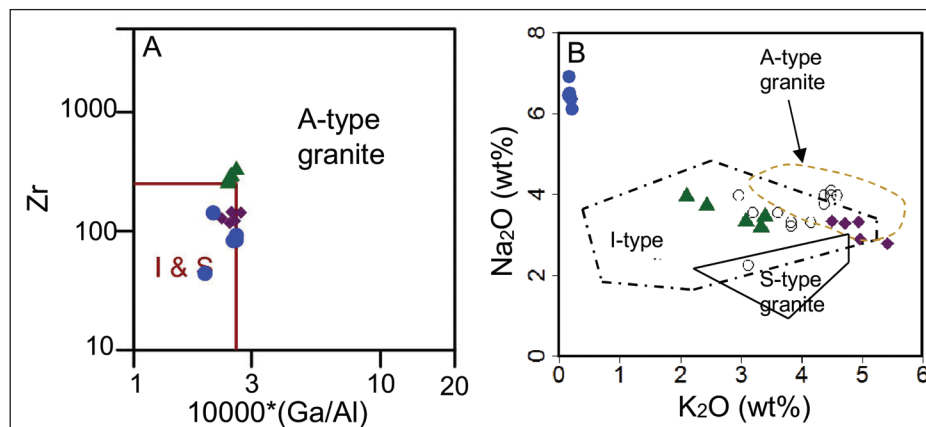


شکل ۵- (A) نمودار طبقه‌بندی ژئوشیمیایی (Middlemost, 1885) نمونه‌های منطقه مغالو؛ (B) موقعیت نمونه‌های مغالو بر روی نمودار تعیین شاخص اشباع از آلومین (Maniar and Piccoli, 1989)؛ (C) نمودار تعیین سری ماگمایی (Peccerillo and Taylor, 1976) همراه با راهنمای نمادهای مربوط به نمونه‌های منطقه مغالو (گنایس: مثلث؛ بیوتیت‌گرانیت: دایره؛ لوکوگرانیت: لوزی؛ دایره توخالی: داده‌های ژئوشیمی گرانیت‌های مغالو از ولی‌زاده و اسماعیلی (۱۳۷۲) که در کلیه نمودارهای ژئوشیمیایی در این مقاله استفاده شده است.

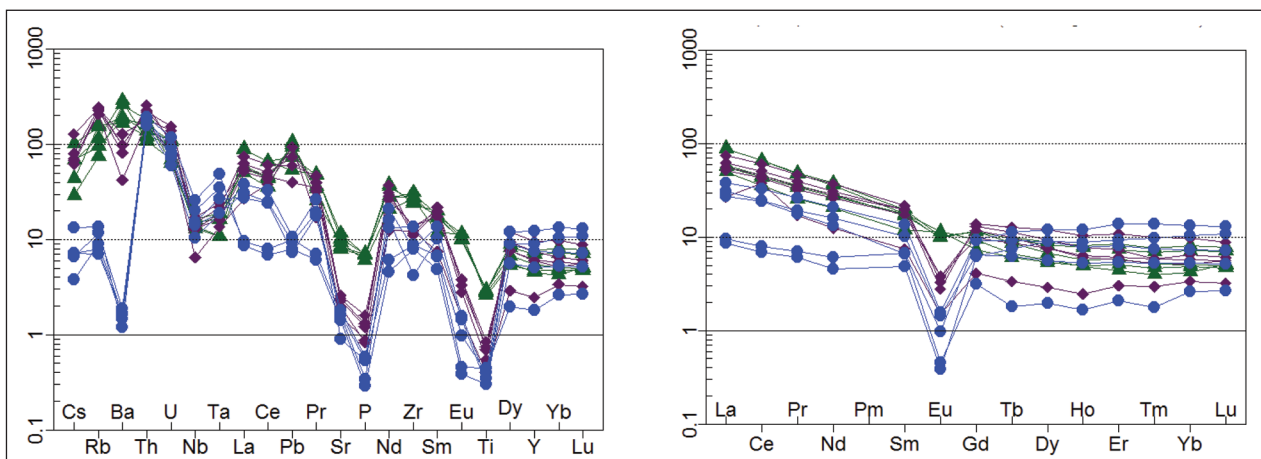


شبهات نسبی نشان می‌دهند. در بیشتر نمونه‌ها عناصر Ta و Ti، P، Sr، Nb آنومالی منفی و عناصر Rb، Th، K، La آنومالی مثبت نشان می‌دهند. برخی عناصر مانند Zr و Ba در بیوتیت گرانیت‌ها، برخلاف گنایس‌ها، آنومالی منفی نشان می‌دهند. لوکوگرانیت‌ها علاوه بر پتاسیم در عناصر Rb، Ba و Cs نیز تهی هستند. در نمودار الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه (شکل ۷) نیز الگوی کم و بیش مشابهی در کلیه نمونه‌های منطقه دیده می‌شود. به طوری که کلیه نمونه‌ها غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE نشان می‌دهند  $((La/Yb)_n = 0.7-2.1)$ . در این میان عنصر Eu استثنا بوده و در توده‌های گرانیتی آنومالی منفی بارزی  $(Eu/Eu^* = 0.7-0.29)$  نشان می‌دهد.

در شکل ۶ نمونه‌های مربوط به مجموعه مغالو بر روی نمودارهای تفکیک انواع گرانیت نمایش داده شده‌اند. همانطور که در این نمودارها و همچنین نمودار شکل ۴-B مشخص شده است، نمونه‌های گنایس میلونیتی و بیوتیت گرانیت بیشتر در محدوده I-type با گرایش اندکی به گرانیت‌های نوع S (Whalen et al., 2006) قرار می‌گیرند. نمونه‌های لوکوگرانیت به دلیل مقادیر بالای سدیم که در طی دگرسانی حاصل شده خارج از محدوده‌های تعریف شده در نمودار قرار می‌گیرند. در شکل ۷ نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب و نیز الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی در نمونه‌های منطقه مغالو نشان داده شده است. همانطور که در این نمودارها نیز دیده می‌شود، الگوی عناصر کمیاب در گنایس‌های میلونیتی و توده‌های گرانیتی مغالو



شکل ۶- A موقعیت نمونه‌های مغالو بر روی نمودار تمایز گرانیتوئیدهای A-type (Whalen et al., 1987)؛ B نمودار تفکیک انواع گرانیتوئیدهای S-I-A (Whalen et al., 2006).



شکل ۷- نمودارهای الگوهای عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) و الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) در نمونه‌های منطقه مغالو.

## ۶- بحث

خطای آنالیزهای سن سنجی ذکر شده است. در طی بررسی‌های میدانی، بخش‌های میگماتیته بین گنایس‌ها و توده بیوتیت گرانیت مشاهده نشد. این امر سبب تردید در مدل ذوب بخشی توده گنایس و ایجاد مذاب بیوتیت گرانیت می‌شود. علاوه بر این،

همان طور که در بخش‌های قبلی اشاره شد، نتایج حاصل از سن سنجی U-Pb زیرکن خاکسترهای توده‌های گرانودیوریتی (پروتولیت گنایس میلونیتی مغالو)، بیوتیت گرانیت و لوکوگرانیت‌ها در دوره زمانی ۲۰ میلیون ساله (با در نظر گرفتن

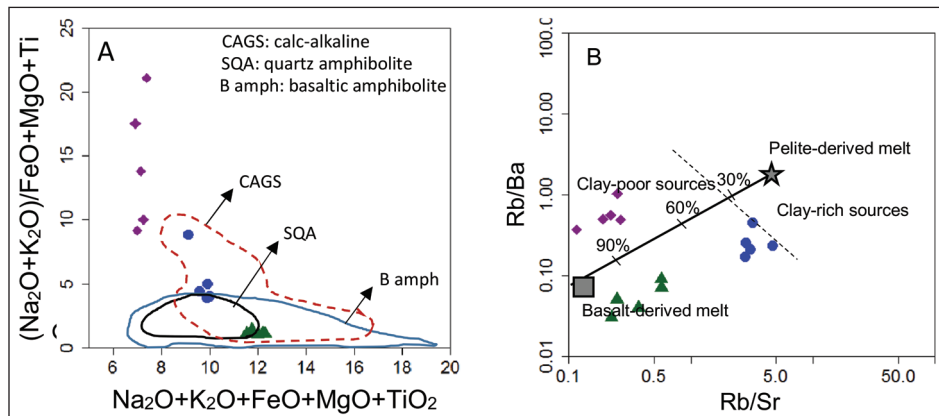
توده گنایس مغاللو در واقع یک توده گرانودیوریتی دگرریخت شده در یک پهنه برش است که برگوارگی نشان می‌دهد و متفاوت از گنایس‌های تکامل یافته در طی دگرگونی ناحیه‌ای است (حسنی، ۱۳۹۶). کلیه نمونه‌های مورد مطالعه در توده‌های گنایس میلوئیتی، بیوتیت‌گرانیت و لوکوگرانیت مغاللو خصوصیات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی حدواسط بین گرانیتوئیدهای S-type و I-type نشان می‌دهد. از لحاظ کانی‌شناسی عدم حضور آمفیبول و فراوانی کانی بیوتیت در توده‌های گنایس میلوئیتی و بیوتیت‌گرانیت مشابه گرانیت‌های S-type است. از سوی دیگر مسکویت و کانی‌های دگرگونی مانند گارنت یا سیلمنیت، که معمولاً در گرانیت‌های S-type گزارش می‌شوند، در نمونه‌های مغاللو مشاهده نشدند. علاوه بر این کلیه توده‌های مغاللو محتوای بالای  $\text{SiO}_2$  را نشان می‌دهند که متفاوت از طیف گسترده مقادیر سیلیس در گرانیتوئیدهای I-type است. نمونه‌های مورد مطالعه شدیداً پرآلومین ( $A/CNK = 1-1/1$ ) نیستند و از این لحاظ با گرانیت‌های S-type متفاوت هستند. نکته قابل توجه در مورد لوکوگرانیت‌ها مقادیر بسیار پایین Ba و K، Rb و محتوای بالای  $\text{Na}_2\text{O}$  آنهاست که مربوط به دگرسانی سدیک موجود در این سنگ‌هاست و نمی‌تواند نشانه یک منبع غنی از پلاژیوکلاز برای مذاب لوکوگرانیتی باشد. زیرا مقادیر پایین Sr،  $\text{CaO}$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و Eu در این سنگ‌ها با منبع غنی از پلاژیوکلاز سازگار نیست. کلیه نمونه‌های مربوط به مجموعه مغاللو الگوی کم و بیش مشابه عناصر کمیاب و نادر خاکی نمایش می‌دهند (شکل ۷) که به صورت غنی‌شدگی نسبی از LILE و LREE به ترتیب نسبت به HFSE و HREE مشخص می‌شود و با مشخصات ژئوشیمیایی ماگماهای ایجاد شده در محیط‌های فرورانش همخوانی دارند (برای مثال Pearce et al., 1984).

علاوه بر این، غنی‌شدگی از LILE همراه با تهی‌شدگی از Ti و Nb از ویژگی‌های بارز پوسته‌های ذکر شده است (Barth et al., 2000; Patchett and Chase, 2002) که می‌تواند نشانه‌ای از آلودگی پوسته‌ای و یا ذوب مجدد آن در تولید مذاب‌های گرانیتوئیدی باشد (Swain et al., 2008). لازم به ذکر است که عناصر Nb و Ta در لوکوگرانیت‌ها غنی‌شدگی ضعیفی نشان می‌دهند که مربوط به دگرسانی سدیک در این نمونه‌هاست. در واقع دگرسانی سدیک می‌تواند با خروج بسیاری از عناصر LILE، سبب تمرکز بیشتر عناصر Nb، Zr، U، Ta، Th، Y و همچنین HREE در سنگ شود (Pirajno, 2009). آنومالی منفی Eu بیشتر در نمونه‌های بیوتیت‌گرانیت و لوکوگرانیت مشاهده می‌شود که می‌تواند حاکی از تفریق پلاژیوکلاز و یا حضور پلاژیوکلاز در باقیمانده ذوب بخشی (restite) باشد، اگر چه مورد دوم با شواهد زمین‌شناسی منطقه همخوانی بیشتری دارد. زیرا شواهد تفریق از مذاب مافیک‌تر برای هیچ کدام از توده‌های مورد مطالعه در صحرا مشاهده نشده است. در این حالت آنومالی شدید Sr نیز در توده‌های مزبور شواهدی از حضور پلاژیوکلاز در باقیمانده ذوب بخشی است. آنومالی منفی Ba در نمونه‌های لوکوگرانیت و بیوتیت‌گرانیت نیز می‌تواند مربوط به حضور بیوتیت یا فلدسپار در منبع ذوب باشد.

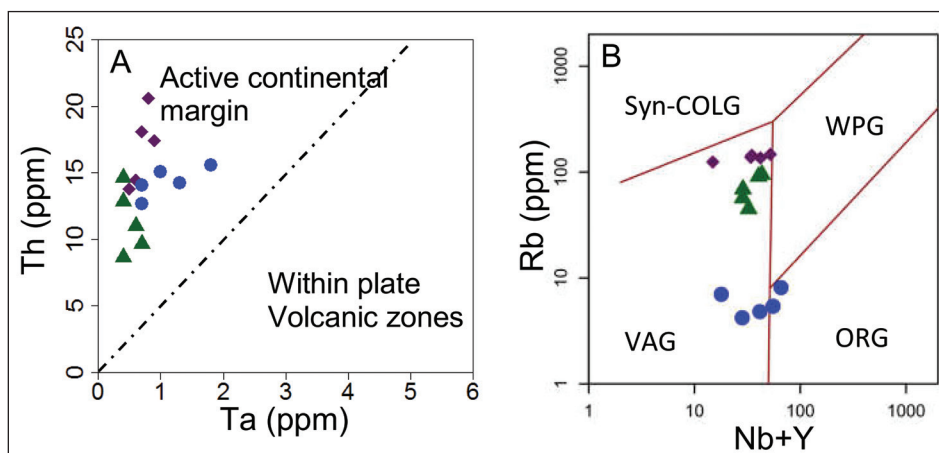
عدم وجود مذاب مافیک در همراهی توده‌های مغاللو و همچنین ترکیب توده‌های مذکور که عمدتاً محدود به مذاب‌های با سیلیس بالا می‌شوند، احتمال نقش تفریق بلوری از یک مذاب گوشه‌ای را کم‌رنگ، و در مقابل احتمال ذوب سنگ‌های پوسته‌های را در رابطه با منشأ این توده‌ها قوی‌تر می‌کند. ترکیب توده‌های گرانودیوریتی (گنایس میلوئیتی) و گرانیتی مغاللو عمدتاً با فرآیند ذوب بخشی از منابع کوارتز-فلدسپاتی دارای بیوتیت، مانند سنگ‌های رسوبی و یا گرانیتوئیدها، همخوانی دارند. در این میان، عدم وجود کانی‌های آلومینوسیلیکاته احتمال ذوب منابع پلیتی را برای توده‌های منطقه متفی می‌کند. یکی از احتمالات مربوط به منشأ توده‌های مغاللو، ذوب بخشی سنگ‌های رسوبی گری‌وک است. گرچه خصوصیات از جمله عدم وجود کانی‌های دما بالای دگرگونی در این توده‌ها باعث می‌شود که با احتیاط در مورد منشأ رسوبی آنها بحث شود. نتایج حاصل از آنالیز مذاب حاصل از ذوب آبرزدایی بیوتیت + پلاژیوکلاز + کوارتز که معادل ترکیبی توانالیت است (Singh and Johannes, 1996) با نتایج آنالیز نمونه‌های گنایس مغاللو جهت مقایسه در جدول ۳ ارائه شده‌اند. همانطور که ملاحظه می‌شود ترکیب توده گرانودیوریتی

(پروتولیت گنایس میلوئیتی) قابل مقایسه با ترکیب مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی ماده اولیه متشکل از کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت (Singh and Johannes, 1996) تولید شده در فشار ۵ کیلو بار هستند. علاوه بر این، با مقایسه داده‌های ژئوشیمی مجموعه مغاللو با مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی گری‌وک‌ها (Montel and Vielzeuf, 1997، جدول ۳) مشخص می‌شود که نمونه‌های گنایس مغاللو دارای مقادیر بیشتری از  $\text{CaO}$ ،  $\text{FeO}$ ،  $\text{TiO}_2$  بوده و از این لحاظ متفاوت از مذاب‌های حاصل از ذوب گری‌وک هستند. مقایسه نمونه‌های بیوتیت‌گرانیت (جدول ۱) با مذاب‌های حاصل از گری‌وک‌ها (جدول ۳)، نیز حاکی از مقادیر بالاتر  $\text{SiO}_2$  و پایین‌تر  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در بیوتیت‌گرانیت مغاللو نسبت به مذاب‌های حاصل از ذوب گری‌وک هستند. علاوه بر این، موقعیت نمونه‌های گنایس مغاللو بر روی نمودارهای شکل ۸ نیز گویای نقش مؤثر منابع آذرین در منشأ ذوب مذاب گرانودیوریتی (پروتولیت گنایس) است. علاوه بر گنایس‌ها، نمونه‌های بیوتیت‌گرانیت مغاللو شباهت ژئوشیمیایی قابل ملاحظه‌ای (شکل ۸-۸) با گرانیتوئیدهای کالک‌آلکانل کوردیلرا (Patino-Douce, 1999) نشان می‌دهند. از سوی دیگر، نمونه‌های بیوتیت‌گرانیت مغاللو بر روی نمودار شکل ۸-۸ B بین محدوده مذاب‌های حاصل از منابع آذرین و گری‌وک قرار می‌گیرند که می‌تواند نشان‌دهنده دخالت نسبی منابع رسوبی در منشأ مذاب بیوتیت‌گرانیت باشد. نمونه‌های لوکوگرانیت مغاللو در شکل ۸-۸ A در بالای محدوده‌های مربوط به مذاب‌های حاصل از منابع آذرین و گرانیتوئیدهای کالک‌آلکانل کوردیلرا قرار می‌گیرند که مربوط به مقادیر پایین تر  $\text{FeO}$ ،  $\text{MgO}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  و در مقابل مقادیر قابل توجه  $\text{Na}_2\text{O}$  در نمونه‌های لوکوگرانیت نسبت به سایر نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه است. در نمودار شکل ۸-۸ B نیز نمونه‌های لوکوگرانیت همانند سایر نمونه‌های منطقه مغاللو در محدوده منابع فقیر از رسی قرار می‌گیرد. لازم به ذکر است که مقادیر بسیار بالای  $\text{Na}_2\text{O}$  و بسیار پایین  $\text{K}_2\text{O}$  و Rb در توده لوکوگرانیت به خوبی با شواهد صحرایی و میکروسکوپی که حاکی از آلتراسیون سدیک در توده‌ی مزبور است، تطابق داشته و همین موضوع موجب می‌شود که با احتیاط بیشتری در مورد منبع توده لوکوگرانیتی بحث شود. به طور کلی، ترکیب شیمیایی توده‌های مغاللو در مقایسه با مذاب‌های حاصل از آزمایش‌های تجربی و همچنین موقعیت قرارگیری نمونه‌ها در نمودارهای شکل ۸ حاکی از این است که مذاب‌های بخشی تولید شده از منابع حاوی کوارتز و فلدسپار با مقادیر مختلف بیوتیت حاصل از آزمایش‌های تجربی همخوانی دارند (Holtz and Johannes, 1991; Patino-Douce and Beard, 1995; Singh and Johannes, 1996; Montel and Vielzeuf, 1997). در تمامی این آزمایش‌ها مذاب‌های گرانیتی با مقادیر بالایی از  $\text{SiO}_2$  ایجاد شده‌اند. بنابراین، خصوصیات ژئوشیمیایی توده گرانودیوریتی (پروتولیت گنایس میلوئیتی) مغاللو با ذوب بخشی یک منبع آذرین حاوی کوارتز و فلدسپار، مانند گرانیتوئیدها، همخوانی دارد. از سوی دیگر، شباهت نسبی ژئوشیمی توده‌های بیوتیت‌گرانیت و لوکوگرانیت با خصوصیات ژئوشیمیایی مذاب‌های حاصل از منابع رسوبی (شکل ۸-۸ B) نقش نسبی منابع رسوبی را نیز در منشأ این گرانیت‌ها محتمل می‌کند. بنابراین در نظر گرفتن یک منبع واحد (منشأ گرانیتوئیدی یا رسوبی) برای گرانیت‌های مذکور با خصوصیات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی توده‌های مذکور همخوانی نداشته و ذوب بخشی واحدهای سنگی پوسته‌ای شامل مجموعه‌ای متشکل از گرانیتوئیدها و سنگ‌های رسوبی برای منشأ بیوتیت‌گرانیت و لوکوگرانیت پیشنهاد می‌شود. بدیهی است که تعیین دقیق تر منشأ توده‌های مذکور با در اختیار داشتن داده‌های ایزوتوپی سنگ میسر خواهد بود.

از سوی دیگر ژئوشیمی نمونه‌های مورد مطالعه با تشکیل گرانیتوئیدهای فوق در یک محیط زمین‌ساختی مرتبط با قوس آتشفشانی نیز هماهنگی دارد (شکل‌های ۹-۸ و ۸-۹) و به وضوح متفاوت از گرانیت‌های آلکانل پس از کوهزایی (شکل ۶) است. یکی از عوامل مهم فراهم کننده حرارت در یک محیط فرورانش، نفوذ مذاب‌های مافیک گوشه‌ای در داخل پوسته‌های است که بستر مناسبی را برای ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای فراهم می‌کنند.



شکل ۸- موقعیت نمونه‌های منطقه مغالو در نمودارهای تعیین منشأ گرانیتوئیدها، (A) بر اساس (Patino-Douce (1999)؛ (B) بر اساس (Sylvester (1998) و Patiño-Douce and Harris (1998).



شکل ۹- موقعیت نمونه‌های منطقه مغالو در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها، (A) بر اساس (Schandl and Gorton (2002)؛ (B) بر اساس (Pearce et al. (1984). علائم اختصاری به کار رفته در نمودار B عبارتند از: ORG: گرانیت پشته میان اقیانوسی، WPG: گرانیت درون صفحه‌ای، Syn-COLG: گرانیت همزمان با برخورد، VAG: گرانیت قوس آتشفشانی.

مرکزی (Rossetti et al., 2015)، توده‌های گرانیتی و گنایس با سن ۵۳۰-۶۰۰ میلیون سال در شمال شرق ایران (Shafaii et al., 2015; Hassanzadeh et al., 2008; Balaghi Einalou et al., 2014; Hosseini et al., 2015) می‌توان ادعان داشت که پلوتونیسیم مرتبط با قوس آتشفشانی کادومین در ایران عمدتاً در فاصله زمانی ۶۲۰-۵۲۰ میلیون سال پیش رخ داده و از لحاظ سنی قابل مقایسه با گرانیتوئیدهای آلکالن و پرآلکالن در سپر عربی-نوبیان (تقریباً ۶۳۰-۵۹۰ میلیون سال؛ Moufti et al., 2013; Hargrove et al., 2006; Ali et al., 2014) است. قابل ذکر است که توده‌های نوپروتوزویک پایانی در سپر عربی-نوبیا غالباً ویژگی‌های گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی را نشان می‌دهند، حال آنکه انواع موجود در ایران از لحاظ ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی خصوصیات ماگماهای مرتبط با قوس آتشفشانی را نشان می‌دهند (Hassanzadeh et al., 2008; Balaghi Einalou et al., 2014; Shafaii et al., 2015; Shahzeidi et al., 2016) و عمدتاً با گرانیتوئیدهای نوپروتوزویک پایانی در ترکیه و باختر اروپا همخوانی دارند. کمبود گرانیتوئیدهای A-type در ایران و ترکیه (با سن نوپروتوزویک پایانی) حاکی از این است که تأثیر بالآمدگی در مراحل پایانی/پس از کوهزایی پان آفریکن در سرزمین‌های یاد شده کمتر از سپر عربی-نوبیا بوده است. به عبارت دیگر ماگماتیسیم حاشیه فعال

قابل ذکر است که سرزمین‌های ایران، ترکیه و قسمت‌هایی از اروپای مرکزی و باختری، بخشی از قوس آتشفشانی کادومین بوده‌اند که در شمال ابرقاره گندوانا قرار داشته است (Stampfli, 2000) و ماگماتیسیم آن عمدتاً در ارتباط با فرورانش اقیانوس پروتوتیس به زیر سرزمین‌های کادومین بوده است. قطعاتی از بقایای قوس آتشفشانی کادومین در بخش‌های مختلفی از اروپا و آسیا، از جمله در ایران و ترکیه، به صورت مجموعه‌های آذرین و دگرگونی با سن نوپروتوزویک پایانی-کامبرین زیرین رخنمون دارند. مجموعه گرانیت و گنایس میلونیتی مغالو در واقع بخشی از بقایای همین سرزمین‌های مربوط به قوس کادومین در ایران است و مانند دیگر مجموعه‌های آذرین و دگرگونی مربوط به این زمان، به عنوان پی‌سنگ بلورین پوسته قاره‌ای ایران نامیده می‌شوند. با مقایسه نتایج سن‌سنجی توده‌های گرانیتی و گنایس مغالو با دیگر توده‌های کالک آلکالن نوپروتوزویک پایانی-کامبرین زیرین در ایران مانند توده‌های گرانیتوئیدی میشو در آذربایجان (۵۵۰ میلیون سال؛ Shahzeidi et al., 2016)، توده‌های گرانیتوئیدی و گنایسی در پهنه سندج سیرجان (موته ۵۷۸-۵۹۶ میلیون سال و شیخ چوپان ۵۵۰ میلیون سال؛ Hassanzadeh et al., 2008)؛ مجموعه سورات ۵۴۳ میلیون سال (Jamshidi Badr et al., 2013)؛ زیرپهنه تکتونیکی کاشمر-کرمان در پهنه ایران

LILE و LREE به همراه آنومالی منفی Nb، Ta و Ti در توده‌های مغالو با مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی منبع غنی از کوارتز، فلدسپار و بیوتیت، مانند سنگ‌های گرانیتوئیدی، در یک محیط فرورانش همخوانی دارد. عدم وجود سیلیکات‌های آلومین مانند گارنت، آندالوزیت، سیلمانیت و یا کاردیریت در این توده‌ها، مشارکت سنگ‌های رسوبی را در منشأ آنها محدود می‌کند. با توجه به نتایج سن‌سنجی زیرکن، توده‌های مغالو را می‌توان به عنوان قسمتی از پی‌سنگ بلورین پوسته قاره‌ای ایران دانست که همانند سایر مجموعه‌های آذرین و دگرگونی نئوپروتروزوئیک پایانی در ایران و ترکیه در طی فاز کوهزایی کادومین ایجاد شده‌اند. فرورانش اقیانوس پروتوتیس به زیر سرزمین‌های واقع در حاشیه شمالی ابر قاره گندوانا (شامل ایران) موجب تشکیل قوس آتشفشانی کادومین و تزریق مذاب‌های گوشه‌ای به درون پوسته و ذوب بخشی پوسته قاره‌ای شده‌اند.

قاره‌ای کادومین در ایران بعد از فاز اصلی کوهزایی پان‌آفریکن و همزمان با کشش پوسته قاره‌ای و تشکیل گرانیت‌های A-type در سپر عربی-نوبیا رخ داده است.

## ۷- نتیجه‌گیری

مجموعه ماگمایی مغالو شامل توده‌های لوکوگرانیت و بیوتیت‌گرانیت و همچنین توده گنایس میلونیتی (متاگرانودیوریت) در مرکز این مجموعه است. نتایج سن‌سنجی U-Pb زیرکن بر روی توده‌های مورد مطالعه نشان‌دهنده تشکیل آنها در گستره زمانی ۵۶۳ تا ۵۷۶ میلیون سال پیش، در دوره ادیاکاران، است. خصوصیات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی از جمله عدم وجود هورنبلند، مقادیر بالا و محدود  $\text{SiO}_2$  در کلیه توده‌ها (طیف ترکیبی محدود)، ویژگی‌های کالک‌آلکانل پتاسیم بالا و پرآلومین ضعیف در این توده‌ها، حاکی از منشأ پوسته‌ای آنها است. علاوه بر این، غنی‌شدگی نسبی از

## کتابنگاری

- باباخانی، ا. و صادقی، ا.، ۱۳۸۴- نقشه زمین‌شناسی چهارگوش زنجان با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، شماره ۵۶۶۳، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.  
 حسنی، ز.، ۱۳۹۶- بررسی ساختاری پهنه گنایس میلونیتی مغالو، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان.  
 عمادی، ف.، ۱۳۸۹- پترولوژی توده نفوذی شاه‌بلاغی و مقایسه آن با توده نفوذی کهریزبیک، غرب زنجان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه زنجان.  
 لطفی، م.، ۱۳۸۰- نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ماه‌نشان با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، شماره ۵۵۶۳، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.  
 ولی‌زاده، م. و اسماعیلی، د.، ۱۳۷۲- پترولوژی گرانیت مغالو، فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۰، ص ۲۸ تا ۳۹.

## References

- Alavi, M. and Amidi, M., 1976- Geological map of the Takab Quadrangle, Series 1/250000, No. C4. Geological Survey of Iran.  
 Ali, K. A., Jeon, H., Andresen, A., Li, S. Q., Harbi, H. M. and Hegner, E., 2014- U-Pb zircon geochronology and Nd-Hf-O isotopic systematics of the Neoproterozoic HadbathDayheen ring complex, Central Arabian Shield, Saudi Arabia, *Lithos* 206: 348-360.  
 Balaghi Einalou, M., Sadeghian, M., Zhai, M., Ghasemi, H. and Mohajjel, M., 2014- Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): Implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of Central Iran, *Journal of Asian Earth Sciences* 92: 92-124.  
 Barth, M. G., McDonough, W. F. and Rudnick, R. L., 2000- Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust, *Chemical Geology* 165: 197-213.  
 Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a Paleogeography and Tectonic Evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Science* 18: 210-265.  
 Hargrove, U. S., Stern, R. J., Kimura, J. I., Manton, W. I. and Johnson, P. R., 2006- How juvenile is the Arabian-Nubian Shield? Evidence from Nd isotopes and pre-Neoproterozoic inherited zircon in the Bi'rUmq suture zone, Saudi Arabia. *Earth and Planetary Science Letters* 252: 308-326.  
 Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. and Walker, J. D., 2008- U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement, *Tectonophysics*, 451: 71-96.  
 Holtz, F. and Barbey, P., 1991- Genesis of Peraluminous Granites .II. Mineralogy and Chemistry of the Tourem Complex (North Portugal) - Sequential Melting vs Restite Unmixing, *Journal of Petrology* 32: 959-978.  
 Hosseini, S. H., Sadeghian, M., Zhai, M. and Ghasemi, H., 2015- Petrology, geochemistry and zircon U-Pb dating of Band-e-Hezarchahmetabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana, *Chemie der Erde* 75: 207-218.  
 Jackson, N. J., Walsh, J. N. and Pegram, E., 1984- Geology, geochemistry and petrogenesis of late Precambrian granitoids in the Central Hijaz Region of the Arabian Shield, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 87: 205-219.  
 Jamshidi Badr, M., Collins, A. S., Masoudi, F., Cox, G. and Mohajjel, M., 2013- The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran, *Turkish Journal of Earth Sciences* 22: 1-31.



- Lee, M. R. and Parsons, I., 1997- Dislocation formation and albitization in alkali feldspars from the Shap granite, *American Mineralogist* 82: 557–570.
- Malek-Mahmoudi, F., Davoudian, A., Shabaniyan, N., Azizi, H., Asahara, Y., Neubauer, F. and Dong, Y., 2017- Geochemistry of metabasites from the North Shahrekord metamorphic complex, Sanandaj-Sirjan Zone: geodynamic implications for the Pan-African basement in Iran, *Precambrian Research* <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2017.03.003>.
- Maniar, P. D. and Picooli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of America Bulletin* 101:635-643.
- McDonough, W. F. and Sun, S. S., 1995- Composition of the Earth, *Chemical Geology* 120: 223-253.
- Middlemost, E. A. K., 1985- *Magma and Magmatic Rocks, An Introduction to Igneous Petrology*. Longman Group Ltd., London, New York, 266 p.
- Montel, J. M. and Vielzeuf, D., 1997- Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts, *Contribution to Mineralogy and Petrology* 128: 176-196.
- Moufti, A. M. B., Ali, K. A. and Whitehouse, M. J., 2013- Geochemistry and petrogenesis of the Ediacaran post-collisional Jabal Al-Hassir ring complex, Southern Arabian Shield, Saudi Arabia, *Chemie Der Erde-Geochemistry* 73: 451-467.
- Nabavi, M., 1984- Introduction to the Geology of Iran, *Journal of Iranian Petroleum Society* 84: 19-28 (in Persian).
- Norberg, N., Neusser, G., Wirth, R. and Harlov, D., 2011- Microstructural evolution during experimental albitization of K-rich alkali feldspar, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 162:531–546.
- Patchett, P. J. and Chase, C. G., 2002- Role of transform continental margins in major crustal growth episodes, *Geology*, DOI:10.1130/0091-7613(2002)030<0039:ROTCMI>2.0.CO;2.
- Patino-Douce, A. E. and Beard, J. S., 1995- Dehydration-Melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibolite from 3 to 15 Kbar, *Journal of Petrology* 36: 707-738.
- Patino-Douce, A. E., 1999- What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? *Geological Society, London, Special Publications* 168: 55-75.
- Patiño-Dounce, A. E. and Harris, N., 1998- Experimental constraints on Himalayan 905 anatexis. *Journal of Petrology* 39: 689-710.
- 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. and Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area (northern Turkey). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63- 81.
- Pirajno, F., 2009- *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*: Springer, Berlin.
- Ramezani, J. and Tucker, R. D., 2003- The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics, *American Journal of Science* 303: 622– 665.
- Rossetti, F., Nozaem, R., Lucci, F., Vignaroli, G., Gerdes, A., Nasrabadi, M. and Theye, T., 2015- Tectonic setting and geochronology of the Cadomian (Ediacaran-Cambrian) magmatism in Central Iran, Kuh-e-Sarhangi region (NW Lut Block), *Journal of Asian Earth Sciences* 102: 24-44.
- Samani, B. A., 1988- Metallogeny of the Precambrian in Iran, *Precambrian Research* 39: 85–106.
- Schandl, S. J. and Gorton, M. P., 2002- Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments, *Economic Geology* 97: 629-642.
- Shafaii, H., Khademi, M., Hu, H., Stern, R. J., Santos, J. F. and Wu, Y., 2015- Cadomian (Ediacaran Cambrian) arc magmatism in the ChahJam-Biarjmand Metamorphic Complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana: *Gondwana Research* 27: 439–452.
- Shahzeidi, M., Moayyed, M., Murata, M., Yui, T. F., Arai, S., Chen, F., Pirnia, T. and Ahmadian, J., 2016- Late Ediacaran crustal thickening in Iran: Geochemical and isotopic constraints from the ~550 Ma Mishu granitoids (northwest Iran): *International Geology Review*, v. 59, p. 793-811.
- Singh, J. and Johannes, W., 1996- Dehydration melting of tonalites .2. Composition of melts and solids, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 125: 26-44.
- Stampfli, G. M., 2000- Tethyan oceans, *Geological Society of London, Special Publication* 173: 1–23.
- Swain, G., Barovich, K., Hand, M., Ferris, G. and Schwarz, M., 2008- Petrogenesis of the St Peter Suite, southern Australia: Arc magmatism and Proterozoic crustal growth of the South Australian Craton, *Precambrian Research* 166: 283-296.
- Sylvester, P. J., 1998- Postcollisional strongly peraluminous granites. *Lithos* 45: 29-44.
- Talbot, C. J. and Alavi, M., 1996- The past of a future syntaxis across the Zagros. In: *Salt Tectonics* (Ed. Alsop, G. I., Blundell, D. J., and Davison, I.) 100: 89 –109. *Geological Society Special Publications*.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W., 1987- A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis, *Contribution to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.

- Whalen, J. B., McNicoll, V. J., Van Staal, C. R., Lissenberg, C. J., Longstaffe, F. J., Jenner, G. A. and Van Breeman, O., 2006- Spatial, temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: An example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off, *Lithos* 89: 377–404.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist* 95: 185–187.

# Zircon U-Pb dating and geochemistry of the Moghanlou mylonite gneiss and granite intrusions, west of Zanjan

M. Honarmand<sup>1\*</sup>, Gh. Nabatian<sup>2</sup>, M. Aflaki<sup>1</sup> and M. Ebrahimi<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

<sup>2</sup>Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Received: 2017 December 30

Accepted: 2019 February 18

## Abstract

The Moghanlou mylonite gneiss and granite assemblage is located in the west of Zanjan forming a part of the magmatic-metamorphic association in the Takab area. The Moghanlou assemblage comprises of leucogranite and biotite granite intrusions which have surrounded the gneiss body. The Moghanlou mylonite gneiss has granodiorite protolith and includes mainly from quartz, plagioclase, biotite, and minor alkali-feldspar minerals. The zircon U-Pb dating shows the ages of  $563\pm 6.5$  Ma for the mylonite gneiss,  $576\pm 13$  Ma for the biotite granite, and  $559\pm 6$  Ma for the leucogranite intrusions. The Moghanlou intrusions have  $\text{SiO}_2$  contents of 67.6-68.5 wt% for mylonite gneiss and more than 77 wt% for granite samples. Moreover, the samples from the Moghanlou assemblage display high-K calc-alkaline and slightly peraluminous affinities, except those from the leucogranite which are low potassium samples due to the sodic alteration and albitization of the K-feldspars. The trace element patterns suggest LILE and LREE enrichment and HFSE and HREE depletion as well as negative anomaly of Nb, Ta, and Ti. In general, the geochemical features of the Moghanlou intrusions are comparable with the melts formed from crustal partial melting in the magmatic arc environment. The Moghanlou assemblage is analogous to other Late Neoproterozoic-Early Cambrian igneous and metamorphic associations in Iran and Turkey which are related to the igneous activity along the Cadomian magmatic arc, in north of the Gondwana supercontinent. The injection of mantle-derived melts into the crust, in subduction zone, might provide favorable status for partial melting of crust and formation of granitic melts.

**Keywords:** Zircon dating, Geochemistry, Granite, Mylonite gneiss, Takab.

For Persian Version see pages 239 to 252

\*Corresponding author: M. Honarmand; E-mail: m.honarmand@iasbs.ac.ir