



ژئوشیمی توده گرانیت - گنایس میلونیتی تورمالین دار شمال شرق معدن ژان، استان لرستان

آرزو مرادی*، ناهید شبانیان بروجنی و علیرضا داودیان دهکردی

دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

دریافت: 1393/04/18، پذیرش: 1394/04/21

چکیده

توده گرانیت - گنایس میلونیتی شمال شرق معدن ژان، جزئی از مجموعه ماگمایی - دگرگونی شمال غرب شهرستان ازنا در استان لرستان و در پهنه ساختاری سندج - سیرجان واقع شده است. این مجموعه ماگمایی - دگرگونی شامل گرانیت - گنایس، آمفیبولیت، مرمر و شیست است. گرانیت - گنایس مورد بررسی، دارای بافت اصلی لپیدوگرانوبلاستیک و کانی‌های اصلی کوارتز، آلکالی فلدسپار (میکروکلین پرتیتی)، پلاژیوکلاز، کانی‌های فرعی مسکویت فزیتی، اپیدوت (ماگمایی)، آلانیت، تورمالین، زیرکن، اسفن و کانی متداول بیوتیت است. این توده گرانیتوئیدی از نظر ژئوشیمیایی پرآلومین تا کمی متآلومین، کالک آلکان تا حدودی آلکان بوده و در موقعیت زمین‌ساختی پس از برخورد در حاشیه فعال قاره واقع شده است. در نمودار SNX در برابر SNY در دو محدوده هم‌زمان با دگرشکلی و مراحل پایانی دگرشکلی هم‌پوشانی دارند و از نوع آلکان - کلسیک هستند. این توده گرانیتوئیدی دارای ماهیت A-type است و در زیرگروه A2 قرار می‌گیرد.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، گرانیت A2، پس از برخورد، شمال شرق معدن ژان، پهنه سندج - سیرجان

مقدمه

(2010) و سرانجام بسته‌شدن (Mahmoudi et al., 2010) اقیانوس نئوتتیس که به برخورد قاره‌ای منجر شده است، در پهنه سندج - سیرجان نفوذ کرده و جای‌گیر شده‌اند و اغلب دارای ماهیت I، S و A هستند. بخش عمده‌ای از گستره گرانیتوئیدها و بقایای افیولیتی به سن اواخر نئوپروتروزویک (500-700ma) در پوسته دو طرف دریای سرخ در مناطقی مثل ترکیه، سپر عربی - حبشه و ایران یافت می‌شود. Kroner and Sengor (1990) که بیشتر در موقعیت‌های آذرین پس از برخورد و مراحل پایانی جنبش شکل گرفته‌اند. گرانیتوئیدهای نئوپروتروزویک در شمال، شمال - غرب پهنه سندج - سیرجان و ایران مرکزی بین زمین‌درز پالتوتتیس و نئوتتیس یافت می‌شود که خاستگاه پروتولیت ماگمایی آنها از اختلاط مواد حاصل از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته نازک اوایل نئوپروتروزویک و

توده گرانیت - گنایس میلونیتی مورد بررسی در استان لرستان، شمال غرب شهرستان ازنا و در شمال شرق معدن سنگ تزئینی ژان، در گستره‌ای به طول‌های جغرافیایی "49° 11' 41" تا "49° 16' 07" شرقی و عرض‌های جغرافیایی "33° 36' 35" تا "33° 38' 12" شمالی و در نقشه زمین‌شناسی چهارگوش شازند به مقیاس 1:100000 (Sahandi et al., 2006) واقع شده است (شکل 1-A و B). بررسی‌های انجام شده توسط تعدادی از پژوهشگران برای تعیین ماهیت بر روی توده‌های گرانیتوئیدی پهنه سندج - سیرجان و اطراف منطقه مورد بررسی بیانگر آن است که حضور این گرانیت‌ها محدود به زمان و مکان خاصی در این پهنه زمین‌ساختی نیست؛ به‌طوری‌که این توده‌ها زیر رژیم‌های زمین‌ساختی مربوط به باز شدن (Alirezaei and Shahbazi et al., 2012) و فرورانش (Hassanzadeh, 2012) قرار دارند.

هستند (Taylor, 1992; Bonin, 2007). با توجه به اهمیت موضوع در این پژوهش سعی شده است با استفاده از مجموعه کانیاپی، پتروگرافی و داده‌های شیمیایی به بررسی دقیق ژئوشیمی و خاستگاه توده گرانیتوئیدی موجود در شمال شرق معدن ژان پردازیم.

موقعیت زمین‌شناسی

منطقه مورد بررسی جزئی از پهنه ساختاری سنندج - سیرجان است (Alavi, 1994). در مجاورت گسل اصلی زاگرس، زمین‌درز بین پهنه سنندج - سیرجان و شبه جزیره عربستان واقع شده است که مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی به طول بیش از 100 کیلومتر را شامل می‌شود، این مجموعه حاوی سنگ‌های پرکامبرین شمال شهر کرد به علاوه کمپلکس ژان، اطراف شهر ازنا و الیگودرز است (Nutman et al., 2014). درباره پی‌سنگ پرکامبرین این پهنه اطلاعات روشنی در دست نیست. برخی از گزارش‌ها بیانگر آن است که این پی‌سنگ از آمفیبولیت، گنیس و آمفیبولیت شیست تشکیل شده است. (Sabzehei, 1996) پی‌سنگ پرکامبرین سنندج - سیرجان را با نواحی رودان مقایسه کرده است و پی‌سنگ را نوعی پوسته اقیانوسی می‌داند. در پهنه سنندج - سیرجان، قسمت شهر کرد به طرف بروجرد قدیمیترین سنگ‌های شناخته شده، گرانیت‌ها و گنایس‌های پان - افریکن نئوپروتروزوئیک هستند که به وسیله تسالی‌های پالئوزوئیک، مزوزوئیک و واحدهای اوایل سنوزوئیک رورانده شده‌اند و به صورت سنگ‌هایی با دگرگونی ضعیف یا بدون دگرگونی دیده می‌شوند (Hassanzadeh et al., 2008).

این منطقه بر مبنای تقسیم‌بندی پهنه سنندج - سیرجان در زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده واقع شده است. تفسیر اولیه بر روی این پهنه برشی که دارای توده‌های گرانیت گنایس میلونیتی شامل قلعه دژ و ژان است، نخستین بار توسط محجل و فرگوسن (Mohajjel and Fergusson, 2000) ارائه شد. در این پژوهش فرض شده است توده گرانیتوئیدی قلعه دژ (قلعه دزد) یک توده گرانیتی هم‌زمان با کوهزایی بوده که در واقع هم‌زمان با حوادث برخورد قاره‌ای انتهای کرتاسه نفوذ و دگرشکل شده

سنگ‌های آرکن به دست آمده است و در واقع دارای پی‌سنگ گندوانا هستند که در طول جابه‌جایی پالئوتیس به حاشیه جنوبی اوراسیا منتقل شده است (Nutman et al., 2014).

بررسی‌های مربوط به گرانیت‌های با ماهیت A، در این پهنه مربوط به دهه گذشته است که در مناطقی مثل ازنا (Shabanian et al., 2009)، گلپایگان (Davoudian et al., 2007)، حسن رباط (Mansouri Esfahani et al., 2010) انجام شده است. سن‌سنجی کانی‌های زیرکن ماگمایی گرانیت‌های A-type شمال ازنا به روش U-Pb سن $11 \text{ ma} +$ (انتهای پرکامبرین) را برای این گرانیت‌ها داده است (Nutman et al., 2014). گرانیت‌های A-type در اصل به شدت تحول یافته (یعنی دارای SiO_2 بالا و ترکیبات تفریق یافته هستند، وجود آلانیت و یا پرتیت لکه‌ای)، غنی از آلکالی‌ها (Na_2O و K_2O بالا، بنابراین میزان آلکالی فلدسپات این سنگ‌ها بالاست)، دارای نسبت بالای Fe/Mg (در نتیجه کانی‌های مافیک، غنی از آهن، مانند آنیت دارند)، غنی از عناصر با مقاومت میدانی بالا¹ و هالوژن‌ها (به ویژه F) هستند. همچنین آنومالی بزرگ Eu (نتیجه تبلوربخشی فلدسپات)، تهی‌شدگی در عناصر سازگار مثل Sr، Eu، Cr و Ni و غنی‌شدگی از تمامی REE به ویژه LREE (به استثنای Eu) می‌دهند (Sylvester, 1989). گرانیت‌های A-type، از دیدگاه ژئوشیمیایی دارای انواع مختلف با روندهای آلکالن - آلومین، آلکالن - کلسیک، آلکالن - پرآلکالن و گرانیت راپاکیوی توپازدار، گرانیت راپاکیوی پرآلکالن هستند که هر کدام ویژگی ژئوشیمیایی منحصر به خود را دارا هستند (Taylor, 1992; Liegeois et al., 1998; Bonin, 2007).

به عنوان مثال، انواع A-type متاآلومین دارای آمفیبول و بیوتیت هستند، گرانیت‌های A-type پرآلومین، حاوی میکاست و به مقدار زیاد غنی از عنصر F هستند؛ در حالی که میزان P_2O_5 در آنها کم است (کمتر از 0/05 درصد) و از عناصر Rb، REE، Y تهی‌شدگی و در Th غنی‌شدگی نشان می‌دهند، بدون آلکالن‌ها هستند و بر روی طرح نزدیک WPG گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد واقع می‌شوند و جزو زیرگروه گرانیت‌های با ماهیت A2

رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب، 8 نمونه با روش ICP-MS و برای اندازه گیری عناصر کمیاب و نادر خاکی بر حسب ppm و ICP-ES به منظور اندازه گیری عناصر اصلی بر حسب Wt.% در آزمایشگاه ACME در کشور کانادا مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. با استفاده از نرم افزارهای GCDkit و Corel Draw، نمودارهای تشخیصی (تفکیکی) مربوط به آنها ترسیم شد که در ادامه به بررسی و تفسیر آنها می پردازیم.

پetroگرافی سنگ های گرانیت - گنایس میلوئیتی شمال شرق معدن ژان

توده گرانیت-گنایس میلوئیتی مورد بررسی، دارای بافت اصلی لپیدوگرانوبلاستیک بوده که بیانگر ماهیت دگرگونی و ماگمایی بودن این سنگ هاست و از هم بعد تا سری ایت تغییر می کند. آثار بافتی ناشی از دگرشکلی دینامیک در این مقاطع به نسبت های متفاوت دیده می شود که بر اساس نسبت پورفیروکلاست به خمیره از اولترامیلونیت تا پروتومیلونیت تغییر می کند. از نظر کانی شناسی دارای کانی های اصلی کوارتز، آلکالی فلدسپار (میکروکلین پرتیتی)، پلاژیوکلاز و کانی های فرعی اپیدوت (ماگمایی)، آلانیت، تورمالین، مسکویت فنژیتی، زیرکن، اسفن و کانی معمول بیوتیت هستند. از نظر میزان فراوانی، قسمت بزرگی از این سنگ ها را کانی های فلسیک کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز تشکیل می دهند.

کوارتز: فراوانترین کانی تشکیل دهنده سنگ به شمار می رود (تقریباً حدود 35 درصد) که به صورت شکل دار تا بی شکل در اندازه های مختلف و اغلب با خاموشی موجی دیده می شود. از شواهد پتروگرافی این کانی در نمونه های مورد بررسی می توان به پرشدگی شگستگی های گوه ای شکل موجود در فلدسپات ها و تورمالین ها توسط کانی کوارتز (شکل B-2)، ایجاد ریزساختارهایی مثل تجدید تبلور دینامیکی از نوع چرخش ریزدانه² و مهاجرت مرز دانه³، تشکیل ریزدانه ها و نودانه ها اشاره کرد که بیانگر دگرشکلی دینامیکی در هنگام و پس از تبلور است (Moradi et al., 2014).

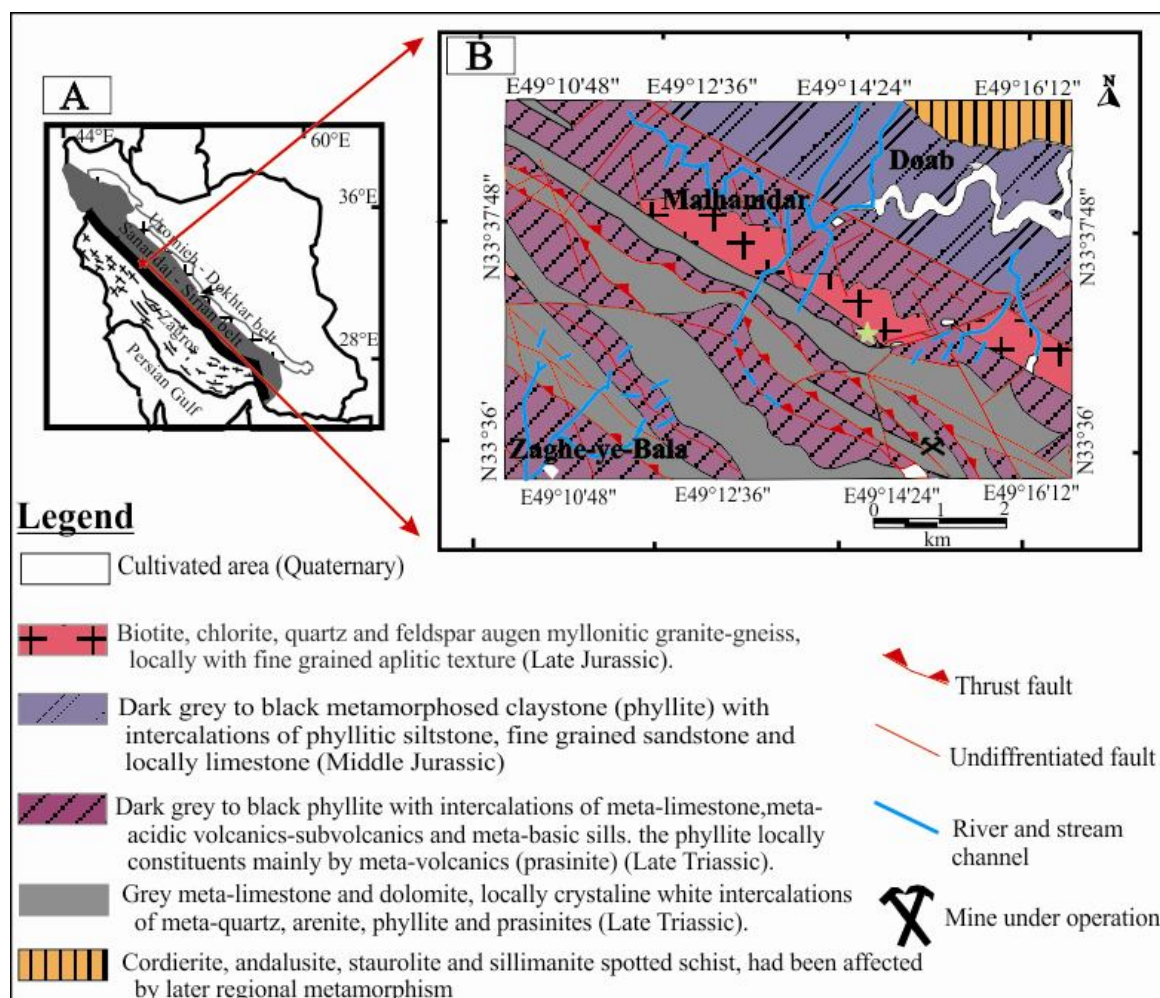
است؛ ولی این تفسیر بدون ارائه هیچ گونه تعیین سن دقیق و قابل استنادی بود. در بررسی های بعدی که بر اساس سن سنجی زیرکن به روش U-Pb بود، مشخص شد که توده گرانیتوئیدی مورد بحث، در اصل متعلق به سن کرتاسه نیست و سن آنها انتهای نئوپروتروزئیک است (Nutman et al., 2014; Shakerardakani et al., 2015). بنابراین شکل گیری و نفوذ این توده های گرانیتی بر خلاف آنچه قبلاً تصور شده است (Mohajjel and Fergusson, 2000)، مربوط با حوادث کوهزایی زاگرس و برخورد خرده قاره ایران با صفحه عربی در انتهای کرتاسه نبوده است. هرچند که این توده های گرانیتی به سن انتهای پرکامبرین، احتمالاً تحت تأثیر حوادث بعدی ناشی از کوهزایی زاگرس، به شدت دگرشکل و دگرگون شده اند و به صورت گرانیت گنایس میلوئیتی در آمده اند (Shabanian et al., 2010)، یکی از شواهد مهم این واقعیت، ظهور خطواره میلوئیتی موازی با روند زاگرس در این سنگ هاست. بنابراین در بررسی های پتروژنز و تعیین ماهیت ژئوشیمیایی این توده های گرانیتی باید به سن قدیمی آنها دقت کرد و از این دیدگاه، باید مستقل از رویدادهای بازشدن، گسترش، فرورانش و بسته شدن اقیانوس های پالئوتتیس و نئوتتیس مورد بررسی و ارزیابی قرار گیرند (شکل A-2).

بر اساس شواهد صحرایی سنگ های دگرگونی و دگرشکل شده رخنمون یافته در منطقه مورد بررسی شامل آمفیبولیت ها و گرانیت-گنایس میلوئیتی شیست ها و مرمرها هستند. به نظر می رسد مجموعه آمفیبولیت ها و شیست ها، سقف توده گرانیت میلوئیتی شمال شرق معدن ژان را تشکیل می دهند، بنابراین توده گرانیت-گنایس میلوئیتی جوانتر از دیگر سنگ های رخنمون یافته در منطقه مورد بررسی است.

روش مطالعه

پس از نمونه برداری، با ثبت مختصات جغرافیایی از بین نمونه های سالم تعداد 30 مقطع نازک تهیه شد. سپس بررسی دقیق کانی شناسی و ریزساختاری نمونه ها با استفاده از میکروسکپ پلاریزان¹ انجام شد. همچنین برای بررسی و مطالعه

1. Olympus
2. Subgrain Rotation
3. Grain Boundary Migration



شکل 1. A: منطقه مورد بررسی در زون سندج- سیرجان، ایران (Alavi, 1994) با علامت ستاره نشان داده شده است و B: نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه شمال شرق معدن ژان (برگرفته از سهندی و همکاران (Sahandi et al., 2006)).

Fig. 1. A: Schematic structural map of Iran showing the position of the Sanandaj-Sirjan Zone (Alavi, 1994), the study area is shown with star symbol, and B: Simplified geological map of the study area (Sahandi et al., 2006).

پلاژیو کلازها: به میزان کمتری نسبت به آلکالی فلدسپارها در سنگ حضور دارند (حدود 30 درصد). به صورت بی شکل و در نمونه‌های مورد بررسی دارای اندازه‌های مختلف هستند، از شواهد دگرشکلی در پلاژیو کلازها می‌توان به ماکل‌های دگرشکلی که به طرف مرکز، مخروطی یا خمیده شده‌اند، اشاره کرد (شکل 2-C). پلاژیو کلازهای ریز در خمیره اطراف هسته‌های پورفیرو کلاست‌های آلکالی فلدسپات دیده می‌شوند که نشان‌دهنده تبلور دوباره دینامیکی است.

مسکویت: مسکویت‌ها اغلب از نوع فنزیت هستند، فنزیت‌ها در زیر میکروسکپ دارای رنگ سبز بسیار کم‌رنگ هستند و

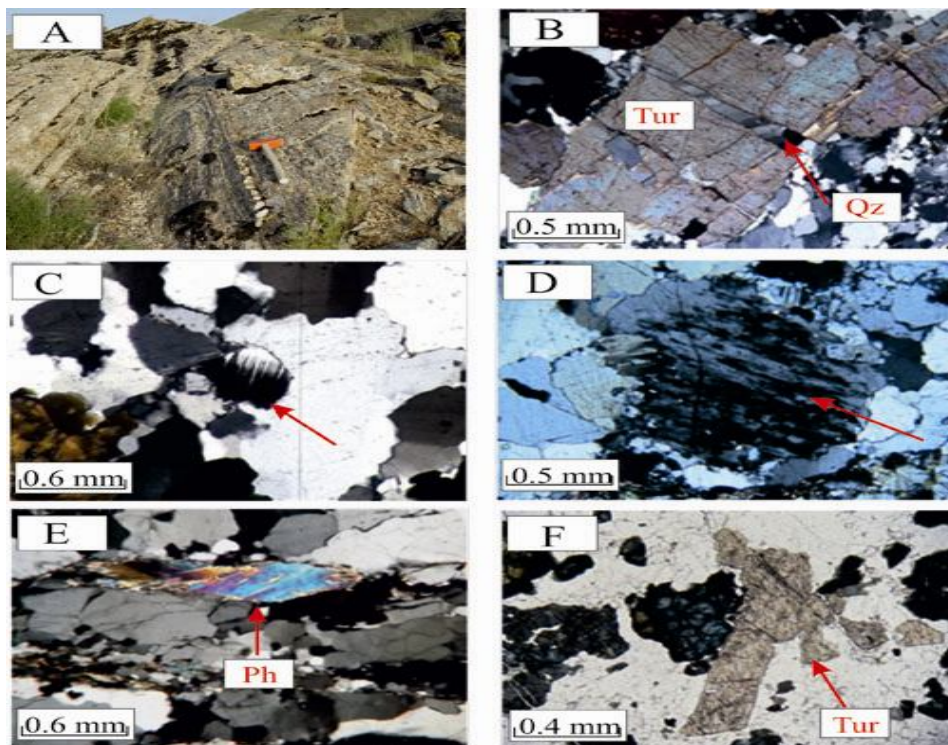
فلدسپار: آلکالی فلدسپارها بعد از کوارتز فراوانترین کانی تشکیل‌دهنده سنگ هستند که حدود 30-35 درصد سنگ را شامل می‌شوند. اغلب به صورت درشت‌دانه هسته پورفیرو کلاست‌ها را تشکیل می‌دهند. از شواهد دگرشکلی در آلکالی فلدسپار می‌توان به ایجاد ماکل پریکلین که بیانگر دگرشکلی دینامیکی در حالت جامد و در حد رخساره شیست سبز است (Vernon, 2004)، پرتیت لخته‌ای یا لکه‌ای که حکایت از دگرشکلی در شرایط تقریباً ماگمایی دارد (Vernon, 2004) (شکل 2-D) و ماکل میکروکلین مشبکی، پرتیت شعله‌ای اشاره کرد.

اپیدوت: این کانی دارای فراوانی کمی است. این کانی در اندازه‌های نسبتاً ریز و به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل و بدون آثار تجزیه، اغلب به صورت متمرکز در اطراف باندهای کانی‌های مافیک دیده می‌شوند که از نشانه‌های ماگمایی بودن آنهاست (Zen and Hammarstrom, 1984).

آلائیت یا اورتیت: این کانی با فراوانی کمی از نظر شکل، شکل‌دار و از نظر اندازه، ریز تا متوسط دانه بوده که توسط اپیدوت پوشیده شده است. این امر نشان‌دهنده اولیه (ماگمایی) بودن آلائیت است (Bea, 1996). وجود آلائیت در یک سنگ گرانیتوئیدی بیانگر فوگاسیته بالای اکسیژن محیط تشکیل است (Petrik and Broska, 1994). حضور پرتیت لکه‌ای و آلائیت هر دو نشان‌دهنده ماگمای به شدت تحول یافته هستند (Wilson, 1989).

برجستگی بیشتری نسبت به میکای مسکوتی دارند. در اندازه‌های کوچک تا متوسط قابل دیدن هستند. مسکوت فزیتی در اثر عملکرد دگرشکلی دینامیک ساختار ماهی میکایی نشان می‌دهد (Passchier and Trouw, 2010) (شکل 2-2). کانی فرعی فزیت و بیوتیت در امتداد برگ‌وارگی و در جایی که دگرشکلی دینامیکی بیشتری را متحمل شده‌اند، تمرکز بیشتری دارند. بیوتیت‌ها معمولاً به صورت دانه‌های خیلی ریز، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در زمینه دیده می‌شوند.

تورمالین: مهمترین کانی بروسیلیکات این سنگ‌هاست که از فراوانی کمی برخوردار است. بلورهای آن در اندازه ریز تا متوسط هستند که معمولاً نیمه شکل‌دار هستند. این کانی مقاوم، در اثر دگرشکلی خرد شده است (شکل 2-F).



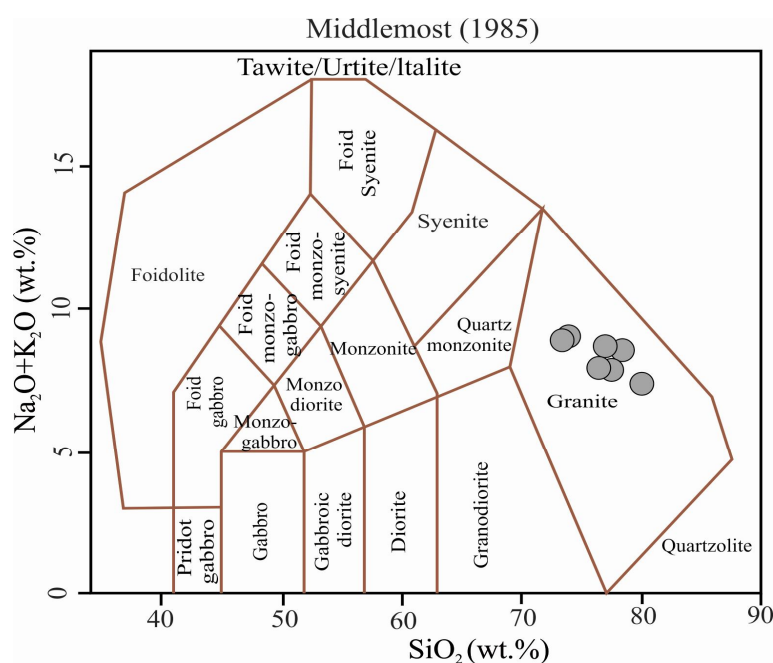
شکل 2. A: خطواره قابل رؤیت بر روی توده گرانیت- گنایس میلونیتی رخنمون یافته در شمال شرق معدن ژان، B: شکستگی گوه‌ای شکل کانی تورمالین که به وسیله کانی کوارتز پر شده است (XPL)، C: ماکل‌های دگرشکلی در پلاژیوکلاز که به طرف مرکز مخروطی شده‌اند (XPL)، D: آلکالی فلدسپار پرتیتی (XPL)، E: فزیت با فابریک ماهی میکای (XPL) و F: کانی‌های تورمالین به صورت ریز، بدون ساختار منشوری و خرد شده (PPL). علائم اختصاری کانی‌ها: (کوارتز: Qz - تورمالین: Tur - فزیت: Ph) (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 2. A: Visible lineation on the mylonitic Granite-Gneisses rocks in the Northeastern of Jan mine, B: Wedge fracture in tourmaline mineral which is filled with quartz mineral (XPL), C: Deformation twins in plagioclase that are conical-shaped toward the center (XPL), D: Perthitic alkali feldspar (XPL), E: Phengite with mica fish fabric (XPL), and F: The minerals of tourmaline are small, chopped, without prismatic and fractured structure (PPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010), (Qz=Quartz, Tur=Tourmaline, Ph=Phengite).

ژئوشیمی

Dall'Agnol et al., 2012). با استناد به نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) نمونه‌های مورد بررسی در محدوده کالک‌آلکان و به موازات خط AF واقع شده‌اند. این نحوه قرارگیری نمونه‌ها در این نمودار از یک طرف بیانگر فرآیند تفریق در ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌هاست (Frost et al., 2005) و از طرف دیگر، بیانگر روند کششی (محیط کششی) است (Petro et al., 1979; Moufti, 2001) (شکل 4-C).

نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌های مورد بررسی در جدول 1 آمده است. با توجه به میزان بالای سیلیس (SiO_2) و آلکالی‌ها ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) در نمونه‌های مورد بررسی و رده‌بندی شیمیایی (Middlemost, 1985)، سنگ‌های مورد بررسی از نوع گرانیت هستند (شکل 3). گرانیت مورد بررسی از نوع آهن‌دار (شکل 4-A) و از لحاظ شاخص اشباع، از آلومین، پرآلومین تا کمی متاآلومین است (شکل 4-B) و نشانه آرایش پوسته‌ای است (Frost et al, 2001; Jung and Pfander, 2007; است



شکل 3. رده‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های نفوذی در نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (wt.%) را در مقابل SiO_2 (wt.%) (Middlemost, 1985) نشان می‌دهد، سنگ‌های توده نفوذی شمال شرق معدن زان گرانیتی هستند.

Fig. 3. SiO_2 (wt.%) - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (wt.%) (Middlemost, 1985) geochemical classification diagram that the studied rocks are located granite field.

می‌شود، هرچه تفریق بیشتر باشد، میزان SiO_2 و REE‌ها با روند تفریق افزایش می‌یابد (Klein et al., 2008). با نظر گرفتن شواهد بافتی، نقش سیلیکات‌ها و دیگر مؤلفه‌های ژئوشیمیایی واضح است که فلدسپارها نقشی مهم در تکامل ماگمای تشکیل‌دهنده گرانیت‌ها، و بیوتیت‌ها نیز نقشی مهم در ارزیابی روند تکامل ماگمای تشکیل‌دهنده گرانیت‌ها دارند (Dall'Agnol 1999).

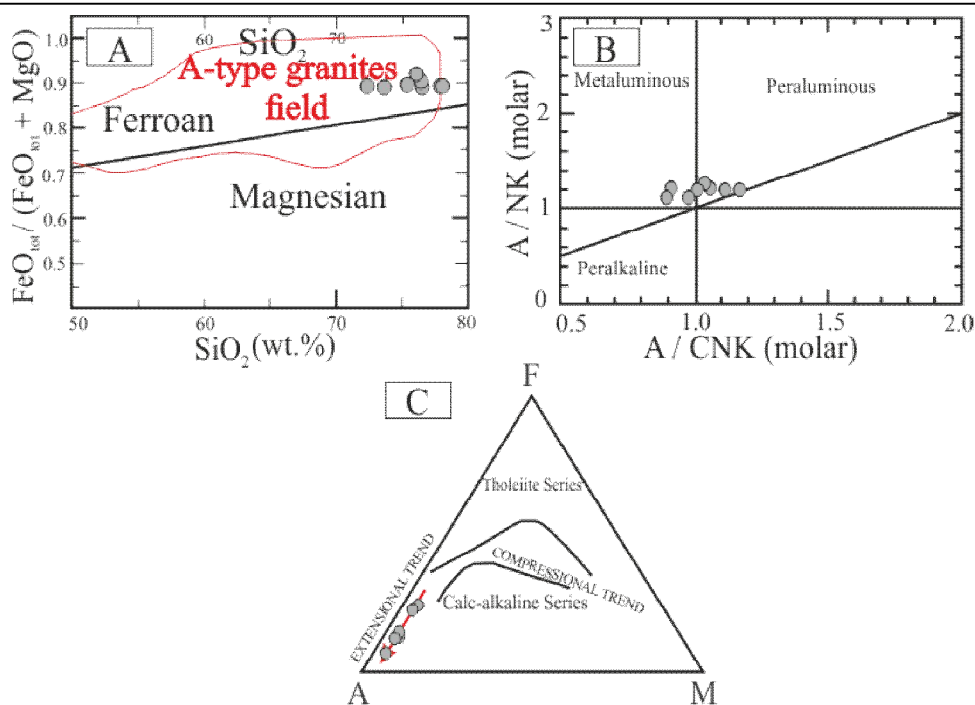
در نمودار سیلوستر (Sylvester, 1989) نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های کالک‌آلکان و آلکان با جزء به جزء شدگی بالا واقع شده‌اند (شکل 5-A) و در نمودار دال آگنول و الیویرا (Dall'Agnol and Oliveira, 2007) نمونه‌های گرانیتی A-type مورد بررسی، به صورت کالک‌آلکان و اکسیدان هستند (Klein et al., 2008) (شکل 5-B). به‌طور کلی روند تفریق به وسیله کانی‌های سیلیکاته و تغییر در فراوانی REE‌ها کنترل

جدول 1. آنالیز عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی گرانیتوئیدهای شمال شرق معدن ژان. عناصر اصلی به وسیله ICP-ES (برحسب درصد وزنی) و عناصر فرعی به وسیله ICP-MS آنالیز شده است (برحسب گرم در تن).

Table 1. Major, trace and rare-earth element analyses of granitoid rocks from the northeastern of Jan mine pluton. Major elements were analyzed by ICP-ES (as wt.%) and trace elements were analyzed by ICP-MS (in ppm)

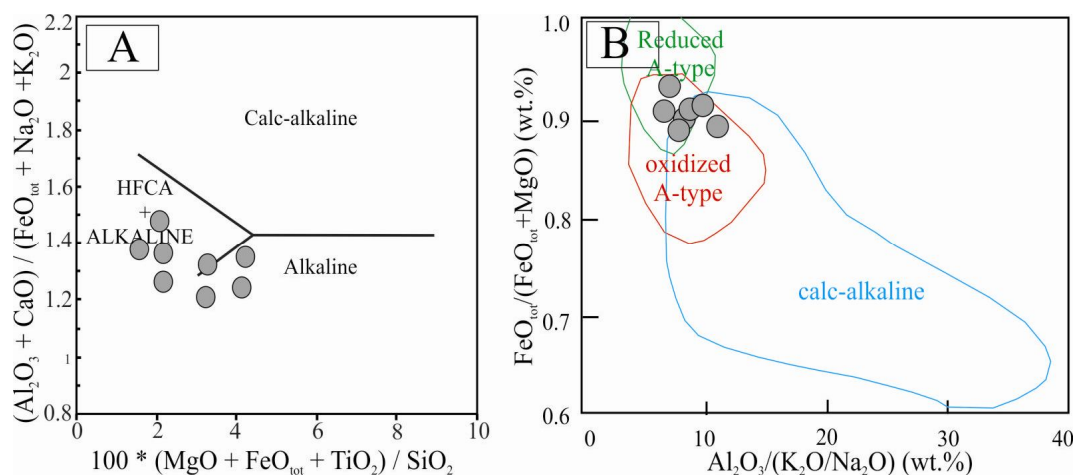
Samples	MO10-3	MO9-1	MO1-3	MO9-2	MO6-1	MO2-3	MO2-4	MO2-5
SiO ₂ (wt%)	76.3	76.28	78.35	76.16	76.05	71.24	72.75	75.08
TiO ₂	0.14	0.06	0.09	0.11	0.08	0.33	0.29	0.16
Al ₂ O ₃	11.68	12.15	11.2	12.54	12.04	13.87	13.33	12.50
Fe ₂ O ₃ *	2.37	0.80	1.36	1.23	1.49	2.58	2.60	2.28
MnO	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.03	0.03	0.02
MgO	0.18	0.08	0.12	0.09	0.08	0.25	0.28	0.18
CaO	0.59	0.8	0.55	0.92	0.5	1.45	0.92	0.66
Na ₂ O	3.07	3.55	3.2	3.57	3.37	4.02	3.41	3.37
K ₂ O	4.9	5.08	4.18	4.42	5.33	4.80	5.53	4.62
P ₂ O ₅	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.07	0.07	0.02
L.O.I.	0.7	1.1	0.8	1	1.2	1.4	0.6	1
Total	99.97	99.92	99.78	100.09	100.16	100.04	99.81	99.89
Cr (ppm)	13.25	165.58	158.69	152.34	6.62	20.53	10.26	67.22
Ni	5.6	12	17.1	15.8	3.4	5.3	3.2	8.26
Co	1.5	0.7	0.8	0.7	0.5	2.34	2.02	1.5
V	7	9	8	8	5	9.8	11.25	8.33
Cu	16.1	5.9	6.8	5.8	8.6	12.24	5.65	7.61
Pb	37.1	15.6	41.6	20.3	4.3	5.2	15.92	16.88
Zn	195	41	77	35	7	28	119.25	55.42
Sn	11	13	22	20	12	6.4	6.25	15.62
W	5.7	25.2	5.5	6.1	3.7	0.64	0.75	6.07
Mo	0.9	1.2	2.5	1.3	0.8	0.74	0.24	1.4
Rb	400.6	194.5	337	283.8	362.4	144.44	186.67	284.98
Ba	84.5	59	58	26	24.5	381.1	330.47	106.36
Sr	42.9	36.3	15.4	18.7	16.2	69.38	62.72	31.48
Ga	21.9	19.7	21	25	21.7	25.86	25.97	23.87
Ta	6.8	4.8	4.8	6.9	4.4	3.12	3.47	5.26
Nb	56.6	40.9	43.6	77.3	48.7	46.6	49.85	60.09
Hf	7.8	7.8	7.5	7.8	6.8	10.26	10.62	9.23
Zr	173.6	191	157.7	300.1	129.4	330.5	316.6	208.26
Y	77.6	88	97.7	83.2	90.6	69.48	75	89.64
Th	65.8	49.8	62	70.6	49.1	21.26	27.05	70.08
U	13.1	10.1	17	16.9	12.2	4.42	4.75	15.09
La	69.8	67.9	86.1	74.4	52.6	72.9	62.9	95.4
Ce	139.8	136.1	172.6	142.7	116.5	151.14	134.05	188.97
Pr	14.26	14.09	18.17	15.1	13.82	18.21	15.05	19.76
Nd	48.8	47.3	61.1	51.8	45.8	64.72	56.32	64.28
Sm	9.5	9.45	12.43	14.31	11.37	13.14	12.10	12.59
Eu	0.19	0.24	0.07	0.07	0.07	1.26	1.02	0.28
Gd	8.21	9.3	12.78	11.42	11.05	11.38	11.22	11.59
Tb	1.64	1.69	2.54	2.01	2.49	2.17	2.16	2.32
Dy	10.93	10.25	15.81	13.12	15.41	12.27	12.98	14.25
Ho	2.43	2.22	3.45	2.78	2.99	2.25	2.57	2.98
Er	7.53	6.8	10.25	8.81	8.56	6.47	7.32	9.08
Tm	1.3	1.06	1.53	1.34	1.38	1.00	1.12	1.43
Yb	8.82	6.91	10.08	9.04	8.24	5.91	6.92	9.18
Lu	1.3	1.02	1.46	1.43	1.12	0.85	1.03	1.31
Sc	2	3	4	3	2	4.4	3.75	3.57
Be	7	10	9	9	12	4.6	4	8.52
Zr/Y	2.24	2.17	1.6	3.6	1.43	4.72	4.22	2.32
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	83.43	202.5	124.44	114	150.5	42.30	45.98	78.85
Nb/Y	0.73	0.46	0.45	0.93	0.54	0.67	0.66	0.67

L.O.I. = Loss-on-ignition; Fe₂O₃* = as Fe total



شکل 4. A: نمودار $FeO_{tot}/(FeO_{tot} + MgO)$ در برابر SiO_2 ، گرانیت-گنایس‌های شمال شرق معدن ژان در محدوده Ferroan (آهن‌دار) و A-type واقع شده‌اند، B: نمودار A/NK در برابر A/CNK (نسبت مولی $(Al_2O_3)/(CaO+Na_2O+K_2O)$) (Shand, 1943)، نمونه‌ها در محدوده پراآلومین و متاآلومین واقع شده‌اند و C: نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)، نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکان با روند کششی (Petro et al., 1979) واقع شده‌اند.

Fig. 4. A: $FeO_{tot}/(FeO_{tot} + MgO)$ versus SiO_2 diagram, gneiss-granite from northeastern of Jan mine is located in the Ferroan and a-type granite fields, B: A/NK versus A/CNK (molar ratio $(Al_2O_3)/(CaO+Na_2O+K_2O)$) Diagram (Shand, 1943) samples located in the peraluminous and metaluminous fields, and C: Diagram AFM of Irvine and Baragar (1971), samples located in the Calc-alkaline series with extensional trend (Petro et al., 1979).

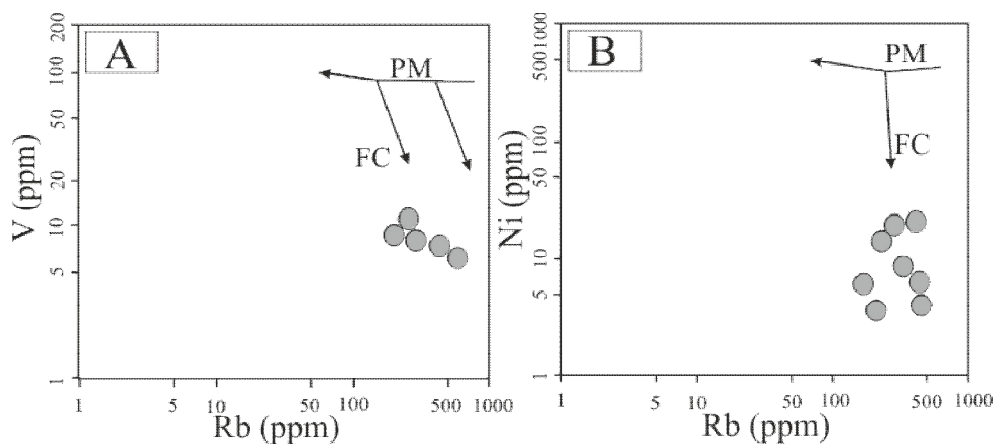


شکل 5. A: اغلب نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های کالک‌آلکان و آلکان با جزء به جزء شدگی بالا واقع شده است (Sylvester, 1989) و B: نمودار (Dall'Agnol and Oliveira, 2007)، گرانیت‌های A-type شمال شرق معدن ژان در موقعیت گرانیت‌های کالک‌آلکان و در شرایط اکسیدان واقع شده‌اند.

Fig. 5. A: the majority of samples located in the range calc-alkaline and alkaline+ HFCA in (Sylvester, 1989) diagram, and B: A-type granites of northeastern of Jan mine are located in the range calc-alkaline and Condition of Oxidized in Dall' Agnol and Oliveira (2007) diagram.

کمیاب Rb, Sr, Ba در طول تبلوربخشی ماگماها می‌باشیم. طی فرآیند تفریق و تبلور Sr در کانی‌های Ca دار به دلیل شعاع یونی بزرگتر و در کانی‌های K دار به دلیل دارا بودن بار بیشتر جایگزین می‌شود، در حالی که Rb در فاز مایع باقی می‌ماند. در نتیجه در طی فرآیند تفریق، افزایش نسبت Rb/Sr در دسته سنگ‌های آذرین را مشاهده می‌کنیم. از طرفی بردارهای تبلوربخشی بیانگر آن است که Sr در طی فرآیند تکامل تفریق ماگما به مقدار کمتر وارد بیوتیت می‌شود و بیشتر در فلدسپارهای پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار متمرکز می‌شود. در نتیجه غلظت فلدسپارهای پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار به موازات تفریق و تبلور در سنگ افزایش می‌یابد (Mao et al., 2011). در (شکل 7- B) عناصر Sr و Ba رابطه مثبتی را مطابق با روند تفریق فلدسپارها به نمایش می‌گذارند. در مجموع در (شکل 7- C) Sr/Ba-Rb/Sr نیز روند تفریق با جدایش کم بیوتیت و تفریق زیاد پلاژیوکلاز دیده می‌شود.

طی فرآیند ذوب‌بخشی، غنی‌شدگی عناصر ناسازگار در ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های گرانیتی و طی فرآیند تبلوربخشی تهی‌شدگی عناصر سازگار در مایع باقی‌مانده دیده می‌شود (Klein et al., 2008). در نتیجه اعمال دو فرآیند ذوب‌بخشی و یا تبلوربخشی در نمودارهای لگاریتمی (Cocherie, 1986; (V Martin, 1994; De Souza et al., 2007) به Rb در مورد گرانیت مورد بررسی نشان داده شده است که عملکرد تبلوربخشی به صورت روندهای عمودی با FC و عملکرد ذوب‌بخشی به صورت روندهای مسطح و افقی با PM علامت‌گذاری شده‌اند (شکل 6- A و B). این شکل بیانگر غالب بودن عملکرد تبلوربخشی یا FC در نمونه‌های مورد بررسی است. بیشتر تحولات ماگمایی نظیر تبلوربخشی، ذوب‌بخشی و یا ترکیبی از فرآیندها، به وسیله تغییرات میزان عناصری مثل Ba, Sr, Rb کنترل می‌شود (Hanson, 1989). به طوری که در (شکل 7- A, B و C) شاهد رفتار عناصر

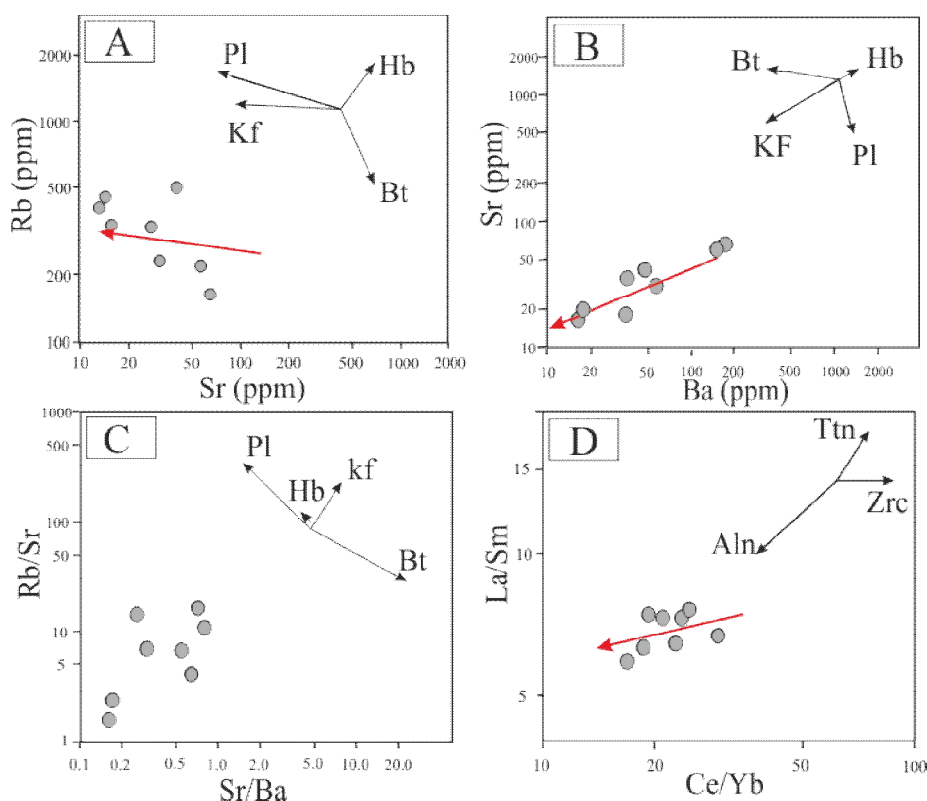


شکل 6. نمودارهای لگاریتمی (Cocherie, 1986; Martin, 1994; De Souza et al., 2007) (FC: تبلوربخشی - PM: ذوب‌بخشی)، A: V (ppm) در برابر Rb (ppm) و B: Ni (ppm) در برابر Rb (ppm) در مورد گرانیت- گنایس میلونیتی شمال شرق معدن ژان

Fig. 6. Logarithmic diagrams (Cocherie, 1986; Martin, 1994; De Souza et al., 2007) (The PM and FC labels indicate evolution via partial melting and fractional crystallization trends, respectively) and A: V (ppm) Versus Rb (ppm), and B: Ni (ppm) Versus Rb (ppm) on granite-gneisses mylonitic in the northeastern of Jan mine

آلانیت از مایعات گرانیتی تفریق‌یافته، جدا شده و عناصر نادر خاکی سبک و توریم هنگام تفریق وارد آلانیت شده است و بنابراین La/Yb با La/Sm کاهش می‌یابد (Klein et al., 2008).

شواهد پتروگرافی و نمودارها (شکل 7) نشان‌دهنده آن است که در نمونه‌های مورد بررسی، کوارتز و فلدسپارها در اندازه نسبتاً درشت و کانی‌های مافیک نظیر بیوتیت و تورمالین دارای اندازه ریز هستند. در نمودار La/Sm با افزایش Ce/Yb در (شکل 7- D)، فلش نشان‌دهنده بزرگی و جهت تبلور آلانیت است.



شکل 7. A: نمودار Rb (ppm) Versus Sr (ppm) در برابر Sr (ppm)، B: نمودار Sr (ppm) Versus Ba (ppm) در برابر Sr (ppm)، C: نمودار Rb/Sr در برابر Sr/Ba در هر سه نمودار، روند تفریق فلدسپارها با (Kf) و پلاژیوکلازها با (pl)، بیوتیت با (Bt) و هورنبلند (Hb) نشان داده شده است و D: در نمودار La/Sm برابر Ce/Yb روند تفریق آلانیت (Aln)، زیرکن (Zrc) و تیتانیت (Ttn) در مورد گرانیت-گنایس میلونیتی شمال شرق معدن ژان نشان داده شده است.

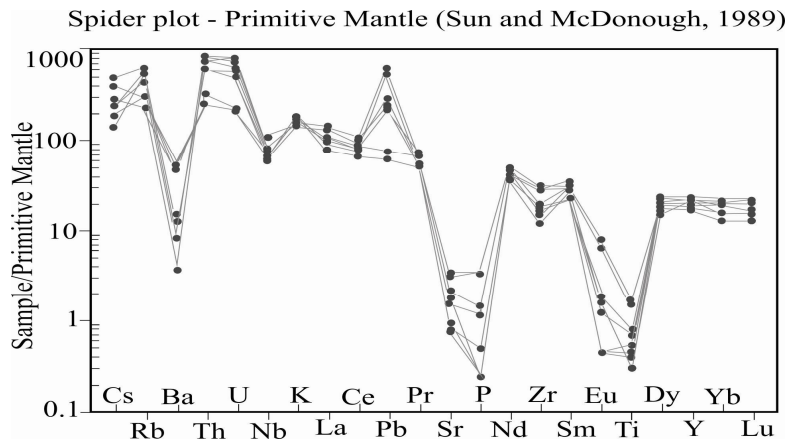
Fig. 7. A: Rb (ppm) Versus Sr (ppm) diagram, B: Sr (ppm) Versus Ba (ppm) diagram, C: Rb/Sr Versus Sr/Ba diagram. The fractional crystallization trends is shown in all three each charts with (Kf) for feldspar, (Pl) for plagioclase and (Bt) for biotite and (Hb) for hornblende, and D: Diagram La/Sm Versus Ce/Yb is show fractional crystallization trends of allanite (Aln), Zircon (Zrc) and Titanite (Ttn) of mylonitic granite-gneisses in the northeastern of Jan mine.

هیبرید بوده و توسط فرآیندهای پیچیده (نظیر اختلاط ماگمای منتج از پوسته و گوشته، تفریق بلورین و ذوب درون پوسته‌ای) به دست می‌آیند (Yuan et al., 2007). در زون فرورانش دلامینیشن لیتوسفری (Black and Liegeois, 1993) و انتقال همرفتی لیتوسفری (Houseman et al., 1981) به بالا آمدگی و تورم آستوسفری منجر شده است که می‌تواند ذوب و یا باعث ذوب شدن لیتوسفر زیرقاره‌ای شود. از طرفی زیرراندگی صفحه‌ای ماگماهای گوشته‌ای به ذوب پوسته زیرین منجر شده است که ضمن اختلاط و آغشتگی، ماگماهای مختلف را به وجود می‌آورد (Oyhantcabal et al., 2007). در نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی که بر اساس داده‌های بویتن

در نمودارهای عنکبوتی به‌هنگار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) ناهنجاری‌های مثبت عناصر لیتوفیل بزرگ یون مثل (Rb, K) و عناصر رادیوژنیک (U, Th) و تهی شدن بارز در Ba, Nb, Sr, P, Ti را می‌بینیم که ویژگی انواع گرانیت‌های اشتقاق یافته از پوسته است (Mao 2011) (شکل 8). غنی شدن HFSE, LILE به همراه آنومالی منفی Nb, Ti از ویژگی‌های مناطق مرتبط با فرورانش است (Kuster and Harms, 1998; Zanetti et al., 1999). این آنومالی‌های منفی نشان‌دهنده آرایش با پوسته قاره‌ای و اختلاط ماگما با مواد پوسته‌ای است (Kuster and Harms, 1998). بعضی از گرانیت‌های A-type دارای منشأ

بسیانگر فرآیندهای وابسته به فرورانش در قسمت کمان‌های آتشفشانی حاشیه قاره‌هاست (Winter, 2001).

(Boynton, 1984) به‌هنجار شده‌اند (شکل 9)، غنی‌شدگی LREEها و تهی‌شدگی HREEها را مشاهده می‌کنیم که

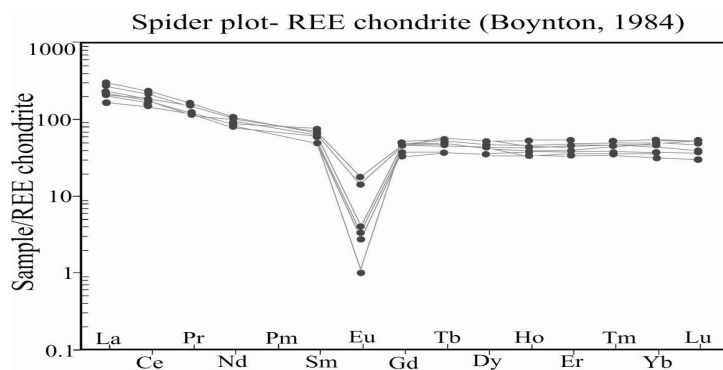


شکل 8. نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده عناصر نادر خاکی سنگ‌های گرانیت گنایس میلوئیتی شمال شرق معدن ژان نسبت به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)

Fig. 8. Primitive mantle -normalized diagram for rocks of mylonitic granite-gneisses in the northeastern of Jan mine (Sun and McDonough, 1989)

شود (Moein Vaziri and Ahmadi, 1991). بنابراین جدا شدن فلدسپات از مذاب فلسیک چه به‌علت تفریق بلوری و چه به‌علت ذوب‌بخشی (که در آن فلدسپات در تفاله باقی می‌ماند) به پیدایش آنومالی منفی Eu در مذاب منجر می‌شود. از طرفی نسبت پایین Nb/Y (32-1/72) نیز از ویژگی سنگ‌هایی است که در قوس‌های ماگمایی وابسته با فرورانش ایجاد می‌شوند (Temel et al., 1998).

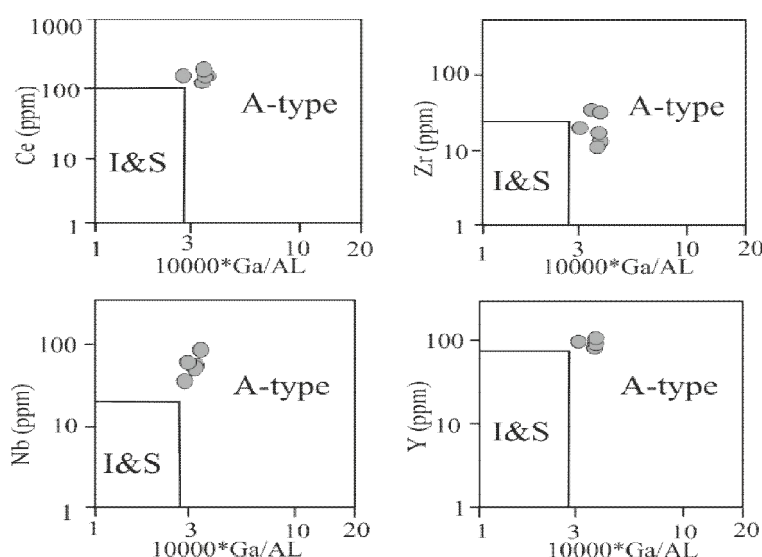
ناهنجاری منفی Eu که از مشخصات گرانیت‌های A-type است، به اعتقاد رولینسون (Rollinson, 1993) چون Eu (در حالت دوظرفیتی) در پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم سازگار است، توسط فلدسپات‌ها (به‌ویژه ماگمای فلسیک) کنترل می‌شود؛ در حالی که سایر REE‌های سه ظرفیتی ناسازگار هستند (شکل 9). لازم به یادآوری است، اخیراً روشن شده است که علاوه بر تبلوربخشی، عوامل دیگری نظیر آلایش ماگمایی نیز می‌تواند سبب اشتقاق سنگ‌های مختلف از یک ماگمای مادر



شکل 9. نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده عناصر نادر خاکی سنگ‌های گرانیت گنایس میلوئیتی شمال شرق معدن ژان نسبت به ترکیب کندریت (Boynton, 1984)

Fig. 9. REE chondrite -normalized diagram for rocks of mylonitic granite-gneisses in the Northeastern of Jan mine (Boynton, 1984)

حاصل شده‌اند، به عبارتی دارای خاستگاه گوشته‌ای بوده‌اند و حاصل پلوم و یا فعالیت نقاط داغ هستند که طی فرآیند کافتش جایگیر می‌شوند؛ در حالی که گرانیت‌های A2 نسبت‌های عنصری متغیری دارند و شباهت زیادی به ترکیب میانگین پوسته و بازالت‌های جزایر قوسی دارند (Eby, 1992; Bonin, 2007). نمونه‌های رسم شده در نمودارهای تفکیکی مثلثی (Eby, 1992) (شکل 11) بیانگر آن است که اغلب توده‌های گرانیتوئیدی A-type این ناحیه از نوع A2 هستند.



شکل 10. نمودارهای 10000*Ga/Al نسبت به عناصر HFSE مثل Ce, Zr, Nb, Y (Whalen et al., 1987)، تمامی نمونه‌های گرانیت-گنایس میلونیتی شمال شرق معدن ژان در محدوده A-type واقع شده‌اند.

Fig. 10. 10000*Ga/Al vs Nb, Ce, Y and Zr diagrams (Whalen et al., 1987) for the mylonitic granite-gneisses in the Northeastern of Jan mine suggesting their mainly A-type granite character.

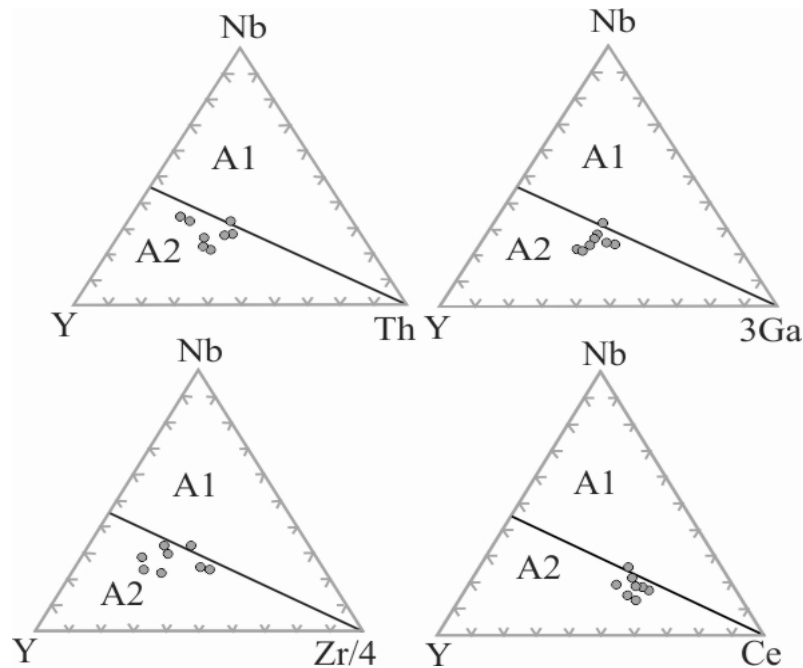
در دانه‌های کوارتز و فلدسپات مثل تبلور دوباره دینامیکی از نوع چرخش ریزدانه³ و مهاجرت مرز دانه⁴، تشکیل ریزدانه‌ها و نودانه‌ها، وجود پرتیت لخته‌ای، پرشدگی شکستگی‌های فلدسپات و تورمالین با کوارتز و تشکیل ریزساختار ماهی‌میکایی در فنزیت‌ها، بیانگر دگرشکلی دینامیکی هنگام تبلور است و وجود پرتیت شعله‌ای، ماکل‌های دگرشکلی میکروکلین و پریکلین، خردشدگی کانی‌ها، پورفیرو کلاست‌های پوشش‌دار درشت بلور بیانگر دگرشکلی دینامیکی بعد از تبلور هستند (Moradi et al., 2014).

چنان که در شکل 10 دیده می‌شود، نمونه‌های گرانیتی مورد بررسی در نمودارهای والن و همکاران (Whalen et al., 1987) همگی در محدوده A-type واقع شده‌اند.

ایبای (Eby, 1992) این گرانیت‌ها را بر اساس ویژگی‌های شیمیایی آنها به دو گروه A1 و A2 تقسیم‌بندی کرده است که از لحاظ خاستگاه و موقعیت زمین‌ساختی با هم تفاوت دارند. با توجه به نسبت‌های عنصری، گرانیت‌های A1 از تفریق ماگمای به‌دست آمده از منابعی مثل ماگمای بازالت‌های جزایر اقیانوسی

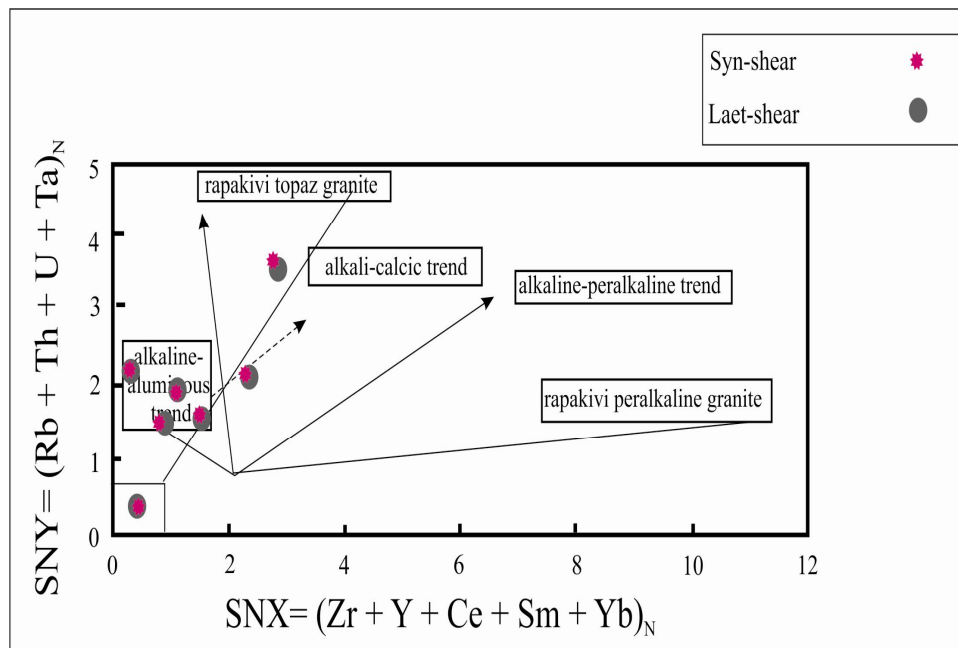
نمودار SNX در برابر SNY (Liegeois et al., 1998) یک نمودار دو متغیره نرمال‌سازی است که میانگین $(Zr+Nb+Ce+Y)_{NYTS}$ بر حسب میانگین $(Rb+Th+U+Ta)$ ترسیم می‌شود. برای نرمال‌سازی از گروه Yenchichi 2-Telabit استفاده می‌شود. هدف استفاده از این نمودار مقایسه دسته‌های ماگمایی است. در نمودار SNX در برابر SNY نمونه‌های مورد بررسی دارای ماهیت A-type از نوع آلکالن - کلسیک هستند که در دو محدوده هم‌زمان با دگرشکلی¹ و مراحل پایانی دگرشکلی² هم‌پوشانی دارند (شکل 12). شواهد پتروگرافی نیز مانند تغییرات ساختاری صورت گرفته

1. Syn-shear
2. Late-shear
3. Subgrain Rotation
4. Grain Boundary Migration



شکل 11. نمودارهای تفکیکی مثلثی Y-Nb-(3Ga, Ce, 3Th, Zr/4) (Eby, 1992)، سنگ‌های گرانیت- گنایس میلونیتی شمال شرق معدن ژان در محدوده A2 قرار می‌گیرند.

Fig. 11. Y-Nb-(3Ga, Ce, 3Th, Zr/4) diagrams of Eby (1992), mylonitic granite-gneisses rocks in the northeastern of Jan mine located in the field of A2.



شکل 12. نمودار SNX در برابر SNY و ترکیب شیمیایی متفاوت انواع گرانیت‌های A-type مطابق با روند شیب‌های به‌هنگار شده بر اساس لایگئوس (Liegeois et al., 1998)، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده گرانیت‌های هم‌زمان با دگرشکلی و مراحل پایانی دگرشکلی واقع شده‌اند و دارای ماهیت A-type و از نوع آکالن-آلمین هستند (Liegeois et al., 1998; Bonin, 2007).

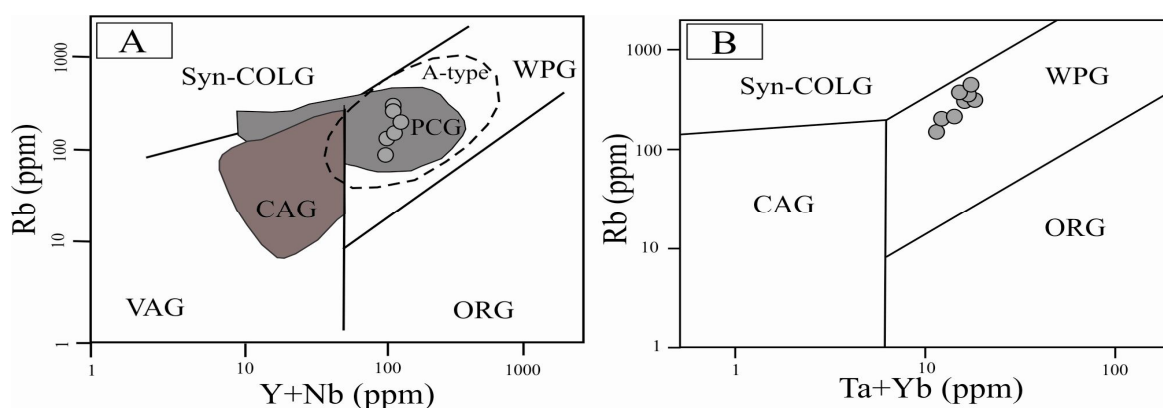
Fig. 12. Diagram SNX Versus SNY and chemical composition of the different types of granites A-type with normalization procedure slides (Liegeois et al., 1998), Samples of granite located in the Syn-shear and Post-shear and they are nature of A-type and alkalic-calcic trend (Liegeois et al., 1998; Bonin, 2007).

موارد، ترکیب شیمیایی می‌تواند بیانگر محیط ژئودینامیکی باشد (Bonin et al., 2008).

نمونه‌های گرانیت-گنایس مورد بررسی در نمودار Y+Nb در برابر Rb و Ta+Yb در برابر Rb (Pearce et al., 1984) در محدوده گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای و پس از برخورد واقع می‌شوند (شکل A-13 و B) و در نمودارهای لگاریتمی جداکننده موقعیت‌های زمین‌ساختی Th/Yb نسبت به Ta/Yb و Th/Ta نسبت به Yb (Schandl and Gorton, 2002) نمونه‌های مورد بررسی در محدوده حاشیه فعال قاره واقع شده‌اند (شکل A-14 و B).

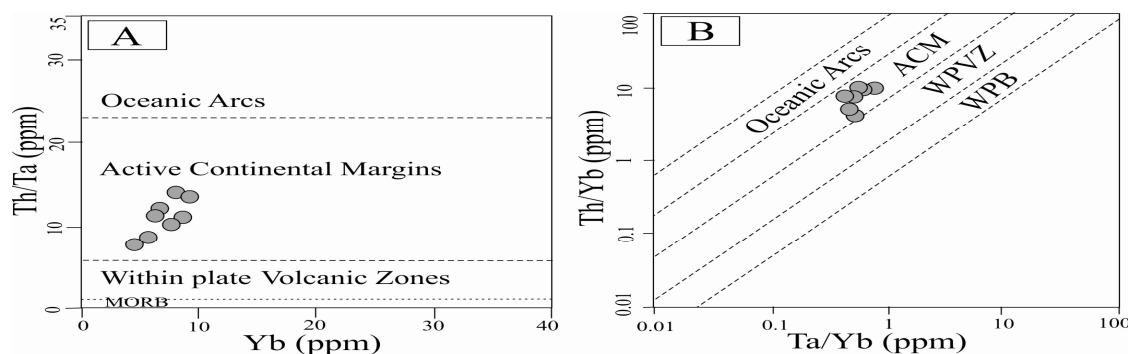
موقعیت زمین‌ساختی

کمپلکس‌های گرانیتی A-type در همه مناطق قاره‌ای تشکیل می‌شوند، اگر چه آنها در کراتون‌های قدیمی، سپرها و یا کمربندهای چین‌خورده نزدیک به محل تشکیل بیشتر دیده می‌شوند (Bonin, 2007). با تعیین پتروژنز و ماهیت گرانیت‌ها (اگر داده‌ها دقیق باشند)، این سنگ‌ها می‌توانند به‌عنوان شاخص محیط ژئودینامیکی استفاده شوند، این امر نشان‌دهنده آن است که توزیع توده‌های گرانیتی و گرانیتوئیدی در محیط‌های ژئودینامیکی مختلف به‌صورت تصادفی نیست و در اغلب



شکل 13. نمودارهای پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) A و B: در هر دو نمودار گرانیت-گنایس میلونیتی A-type شمال شرق معدن ژان در محدوده درون‌صفحه‌ای (WPG) و پس از برخورد (PCG) واقع شده‌اند. (Syn-COLG): گرانیت هم‌زمان با برخورد، VAG: گرانیت کمان ولکانیک، WPG: گرانیت درون‌صفحه‌ای، ORG: گرانیت پشته اقیانوسی، CAG: گرانیتوئید کمان قاره‌ای، PCG: گرانیت‌های پس از برخورد

Fig. 13. diagrams of Pearce et al. (1984), A and B: in both diagram A-type mylonitic granite-gneisses in the northeastern of Jan mine located in within plate granites (WPG) and post collision granite (PCG). syn-COLG=syn-collision granite, VAG=volcanic arc granite, WPG=within plate granite, ORG=ocean ridge granite, CAG=continental arc granite, PCG=post collision granite



شکل 14. A و B: نمودارهای شند و گرتن (Schandl and Gorton, 2002). گرانیت-گنایس میلونیتی شمال شرق معدن ژان در محدوده حاشیه‌های فعال قاره واقع شده‌اند.

Fig. 14. diagrams A and B of Schandl and Gorton (2002), mylonitic granite-gneisses rocks in the northeastern of Jan mine are located in active continental margins (ACM).

نتیجه گیری

گرانیت - گنایس میلونیتی واقع در شمال شرق معدن ژان جزئی از پهنه ساختاری سنندج - سیرجان است که با توجه به شواهد پتروگرافی، بافت این سنگ‌ها لپیدوگرانوبلاستیک است. دارای کانی شناسی نسبتاً ساده‌ای بوده که شامل کوارتز، آلکالی فلدسپار (میکروکلین پرتیتی)، پلاژیوکلاز، مسکویت فزیتی، بیوتیت، تورمالین، اپیدوت (ماگمایی)، آلانیت، زیرکن، اسفن است. با توجه به شواهد ژئوشیمیایی تبلور بیوتیت، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز نقشی مهم در تحول ماگمای سنگ‌ها داشته است. همچنین سنگ‌های مورد بررسی تحت تأثیر دگرگونی دینامیک قرار گرفته است و شواهد متفاوتی را از دگرشکلی دینامیک هم‌زمان با تبلور تا بعد از تبلور نشان می‌دهند. شواهد کانی شناسی بیانگر یک ماگمای به شدت تفریق یافته است. این گرانیت‌ها آهن‌دار، پرآلومین تا کمی متآلومین و کالک آلکالن تا حدودی آلکالن هستند. آنومالی منفی Eu و غنی‌شدگی از تمامی عناصر نادر خاکی به ویژه LREE‌ها را نشان می‌دهند.

بنابراین شواهد کانی شناسی و ژئوشیمیایی بیانگر گرانیت A-type هستند. در نمودارهای تعیین محیط زمین ساختی، با توجه به ویژگی A-type بودن گرانیت - گنایس میلونیتی، آنها در فرآیندهای وابسته به فرورائش در محیط‌های زمین ساختی پس از برخورد، در قسمت کمان‌های آتشفشانی حاشیه فعال قاره شکل گرفته‌اند و تشکیل آنها را به فعالیت‌های پس از برخورد اقیانوس‌های قدیمی ایران، در انتهای پرکامبرین و تورم آستونسفر، گسترش حرکات کششی بعد از برخورد در پوسته و فرآیند ذوب در اثر بی فشار شدن آستونسفر و سنگ‌های آذرین پوسته زیرین نسبت می‌دهند که سرانجام آرایش ماگماهای گوشته‌ای و پوسته‌ای را به همراه داشته است. این گرانیت‌ها شباهت زیادی به ترکیب میانگین پوسته و بازالت‌های جزایر قوسی دارند و در زیر گروه A2 قرار می‌گیرند. از آنجا که مراحل مختلف تحکیم پی سنگ ایران در پرکامبرین به خوبی مشخص نیست؛ بنابراین نمی‌توان فازهای کوهزایی مرتبط به این زمان را مشخص کرد.

Reference

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Journal of Tectonophysics*, 22(3): 211-238.
- Alirezaei, S. and Hassanzadeh, J., 2012. Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj-Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran. *Lithos*, 151: 122-134.
- Bea, F., 1996. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths: implications for the geochemistry of crustal melts. *Journal of Petrology*, 37(6): 521-552.
- Black, R. and Liegeois, J.P., 1993. Cratons, mobile belts, alkaline rock sand continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *Journal of Geological Society*, 150(1): 89-98.
- Bonin, J., 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concepts and prospects. *Lithos*, 97(1-2): 1-29.
- Bonin, B., Platevoet, B., Poitrasson, F. and Renna, M.R., 2008. Eurogranites-IGCP510 2008 Joint Field-meeting-Alkaline The Permian-Triassic A-type Volcanic-Plutonic Igneous Suite of Corsica, Universite de Paris-Sud Paris. 33th International Geological Congress in Oslo, Norway Convention Centre, Lillestrom, Norway.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 63-114.
- Cocherie, A., 1986. Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(11): 2517-2522.
- Dall'Agnol, R., Frost, C.D. and Ramo, O.T., 2012. IGCP Project 510 (A-type Granites and Related Rocks through Time), Project vita, results, and contribution to granite research. *Lithos*, 151: 1-16.
- Dall'Agnol, R. and Oliveira, D.C., 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajas, Brazil: implications for

- classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, 93(3-4): 215–233.
- Dall'Agnol, R., Römö, O.T., Magalhães, M.S. and Macambira, M.J.B., 1999. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, 46(3): 431–462.
- Davoudian, A.R., Hamedani, A., Shabanian, N. and Mackizadeh, M.A., 2007. Petrological and geochemical constraints on the evolution of the Cheshmeh-Sefid granitoid complex of Golpayegan in the Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, 184(2): 117–129.
- De Souza, Z.S., Martin, H., Peucat, J.J., Jardim-de-So, E.F. and Macedo, M.H.F., 2007. Calc-Alkaline Magmatism at the Archean-Proterozoic Transition: the Caicó Complex Basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, 48(11): 2149–2185.
- Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Chemical Geology*, 20(7): 641–644.
- Frost, B.R., Barnes, G.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. and Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033–2048.
- Frost, B.R., Swapp, S.M. and Gregory, R.W., 2005. Prolonged existence of sulfide melt in the Broken Hill orebody, New South Wales, Australia. *Canadian Mineralogist*, 43(1): 479–493.
- Hanson, G.N., 1989. An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. In: B.R. Lipin and G.A. McKay (Editors), *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. The Mineralogical Society, America, pp. 79–97.
- 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(1-4): 71–96.
- Houseman, G.A., McKenzie, D.P. and Molnar, P.J., 1981. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *Journal of Geophysical Research*, 86(B7): 6115–6132.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.B., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8(5): 523–548.
- Jung, S. and Pfander, A., 2007. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids: constraints from CaO/Na₂O, Al₂O₃/TiO₂ and accessory mineral saturation thermometry. *European Journal of Mineralogy*, 19(6): 859–870.
- Klein, E., Luzardo, R., Mourac, C.A.V. and Armstrong, R., 2008. Geochemistry and zircon geochronology of paleoproterozoic granitoids: Further evidence on the magmatic and crustal evolution of the São Luís cratonic fragment, Brazil. *Precambrian Research*, 165(3-4): 221–242.
- Kröner, A. and Şengör, A.M.C., 1990. Archean and Proterozoic ancestry in late Precambrian to early Paleozoic crustal elements of southern Turkey as revealed by single-zircon dating. *Journal of Geology*, 18(12): 1186–1190.
- Küster, D. and Harms, U., 1998. Post - collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the LateNeoproterozoic East African orogen: a review. *Lithos*, 45(1-4): 177–195.
- Liégeois, J.P., Navez, J., Hertogen, J. and Black R., 1998. Contrasting origin for post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids, The use of sliding normalization. *Lithos*, 45(1): 1–28.
- Mahmoudi, S., Masoudi, F., Corfu, F. and Mehrabi, B., 2010. Magmatic and metamorphic history of the Deh-Salm metamorphic Complex, Eastern Lut block, (Eastern Iran), from U-Pb geochronology. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 99(10): 1153–1165.
- Mansouri Esfahani, M., Khalili, M., Kochhar, N., Gupta, L.N., 2010. A-type granite of the Hasanrobat area (NW of Isfahan, Iran) and its tectonic significance. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(3): 207–218.
- Mao, J., Takahashi, Y., Kee, W.S., Li, Z., Ye, H., Zhao, X., Liu, K. and Zhou, J., 2011. Characteristics and geodynamic evolution of Indosinian magmatism in South China: A case study of the Guikeng pluton. *Lithos*, 127(3-4): 535–551.

- Martin, H., 1994. The Archean grey gneiss and the genesis of continental crust. In: K.C. Condie (Editor), *The Archean Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam, pp. 205–259.
- Middlemost, E.A.K., 1985. *Magma and magmatic rocks*. Longman, London, 453 pp.
- Moein Vaziri, H. and Ahmadi, A., 1991. *Petrography and petrology of igneous rocks*. Tehran University Press, Tehran, 539 pp. (in Persian)
- Mohajjel, M. and Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Structural Geology*, 22(8): 1125–1139.
- Moradi, A., Shabanian, N. and Davudian, A.R., 2014. The study of the textural evidences of dynamic deformation in the mylonitic granite-gneiss pluton in Northeastern of Jan mine. 3rd Geological Congress of Iranian Plateau, Islamic Azad University of Zarand, Kerman, Iran. (in Persian with English abstract)
- Moufti, M.R.H., 2001. Age, geochemistry and origin of peraluminous a-type granitoids of the Ablah-Shuwas pluton, Ablah graben, Arabian shield. *Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged, 42: 5–20.
- Nutman, A.P., Mohajjel, M., Bennett, V.C. and Fergusson, C.L., 2014. Gondwanan Eoarchean Neoproterozoic ancient crustal material in Iran and Turkey: zircon U–Pb–Hf isotopic evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 51(3): 272–285.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R. and Layer, P., 2007. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Brazilian–Pan-African, Uruguay). *Lithos*, 98(1–4): 141–159.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 2010. *Atlas of Mylonites- and related microstructures*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 313 pp.
- Pearce, J.A., Harris, N.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983.
- Petrik, I. and Broska, I., 1994. Petrology of two granite types from the Tribec Mountains, Western Carpathians: an example of allanite (+magnetite) versus monazite dichotomy. *Geological Journal*, 29(1): 59–78.
- Petro, W.L., Vogel, T.A. and Willbord, J.T., 1979. Major element chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries. *Journal of Chemical geology*, 26(3): 217–235.
- Rollinson, H., 1993. *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, London, 352 pp.
- Sabzehei, M., 1996. An introduction to general geological features of metamorphic complexes in southern Sanandaj–Sirjan zone. Geological Survey of Iran. (Unpublished, in Persian)
- Sahandi, M.R., Radfar, J., Hoseinidoust, J. and Mohajjel, M., 2006. Explanatory text of Shazand Geological Quadrangle Map 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Schandl, E.S. and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. *Economic Geology*, 97(3): 629–642.
- Shabanian, N., Davoudian, A.R., Khalili, M. and Khodami, M., 2010. Texture evidences imply on dynamic conditions in late-stage to post magmatic crystallization from dynamo-magmatic gneisses of Ghaleh-Dezh, Azna. *Iranian Society of Crystallography and Mineralogy*, 18(3): 463–472. (in Persian with English abstract)
- Shabanian, N., Khalili, M., Davoudian, A.R. and Mohajjel, M., 2009. Petrography and geochemistry of mylonitic granite from Ghaleh-Dezh, NW Azna, Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, 185(3): 233–248.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K. and Vousoughi Abedini, M., 2010. Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(6): 668–683.
- Shakerardakani, F., Neubauer, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., Liu, X., Dong, Y., Mohajjel, M., Monfaredi, B. and Friedl, G., 2015. Panafrican basement and Mesozoic gabbro in the Zagros orogenic belt in the Dorud–Azna region (NW Iran): Laser-ablation ICP–MS zircon ages and geochemistry. *Tectonophysics*, 647–648: 146–171.

- Shand, S.J., 1943. Eruptive rocks: their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits with a chapter on meteorite. John Wiley and Sons, New York, 444 pp.
- Sun, S.S. and McDonough, W.E., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editor), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society 42, London, pp. 313–345.
- Sylvester, P.L., 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, 97(3): 261–280.
- Taylor, R.P., 1992. Petrological and geochemical characteristics of the Pleasant Ridge zinnwaldite–topaz granite, southern New Brunswick, and comparisons with other topaz-bearing felsic rocks. *Journal of Canadian Mineralogist*, 30(3): 895–921.
- Temel, A., Gundogdu, M.N. and Gourgau, A., 1998. petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-k calc-alkalin Volcanism in konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1-4): 327-354.
- Vernon, R.H., 2004. A practical guide to rock microstructure. Cambridge University press, Cambridge, 594 pp.
- 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(4): 407–419.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185-187.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Chapman and Hall, London, 446 pp.
- Winter, J.D., 2001. *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, New Jersey, 697 pp.
- Yuan, C., Sun, M., Xiao, W.J., Li, X.H., Chen, H.L., Lin, S.F., Xia, X.P. and Long, X.P., 2007. Accretionary Orogenesis of the Chinese Altai: Insights from the Paleozoic Granitoids. *Chemical Geology*, 242(1): 22–39.
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G. and Vannuci, R., 1999. The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134 (2-3): 107-122.
- Zen, E. and Hammarstrom, M., 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Journal of Geology*, 12(9): 515-518.



Geochemistry of mylonitic tourmaline-bearing granite- gneiss pluton in the northeast of June mine

Arezoo Moradi*, Nahid Shabanian Boroujeni and Ali Reza Davoudian Dehkordy

Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University, Shahrekord, Iran

Submitted: July 9, 2014

Accepted: July 12, 2015

Keywords: *Geochemistry; A2-granite; Post-collision; northeastern of mine Jan; Sanandaj- Sirjan Zone*

Introduction

Studied mylonitic granite-gneiss body is located in the Northwest of the Azna region in the Lorestan province close to the June dimension stone mine. It is a part of the metamorphic-magmatic complex including granite-gneiss, amphibolite, marble and schist. The crystalline basement is attributed to late-Neoproterozoic and it indicates a Panafrikan basement, which yields a laser-ablation ICP-MS U-Pb zircon ages of 608 ± 18 Ma and 588 ± 41 Ma (Shakerardakani et al., 2015). There are two granite-gneiss plutons in the complex that are Galeh- Dezh (Shabanian et al., 2009), and June plutons. The Galeh-Doz pluton are previously proposed as syn-deformation pluton with a major S-shaped bend which has been imparted during dextral shearing with a Late Cretaceous (Mohajjel and Fergusson, 2000). However, new age dating on the pluton using U-Pb in the magmatic zircon produced the late-Neoproterozoic dates (Nutman et al., 2014; Shakerardakani et al., 2015). The granite-gneiss plutons show mylonitic fabrics and microstructures (Shabanian et al., 2010). The geochemical characteristics of mylonitic granite-gneiss body near June mine in NW Azna, is in the focus of our research.

Materials and methods

Petrographic investigations of 30 thin sections were made. Then eight samples were selected and analyzed for whole rock major, trace and REE compositions by ICP-emission spectrometry and ICP-mass spectrometry using natural rock standards as reference samples for calibration at

the ACME Analytical Laboratories in Vancouver, British Columbia, Canada.

Results

The studied gneiss- granitic body has lepidogranoblastic texture as its major texture. It variably shows evidence of dynamic deformation from ultramylonite to protomylonite. The gneiss-granite consists of quartz, alkali feldspar (mostly as perthite), plagioclase, biotite, white mica (muscovite and phengitic muscovite). Accessory phases in the granitoid include, tourmaline, zircon, magmatic epidote, allanite, apatite, and magnetite. The mylonitic gneiss-granite has a mantled porphyroblast texture that may be characterized by large asymmetrical porphyroblasts of K-feldspar and plagioclase with a mantle which includes white-mica, biotite, quartz and feldspar aggregates. Some of the petrographic evidence show dynamic deformation during the crystallization such as grain boundary migration (GBM) or sub-grain rotation (SGR), patchy perthite. Evidence of strain, such as deformation twins, bent or curved twins, undulatory extinction occur characteristically in plagioclase and display dynamic deformation in solid state. The rocks exhibit identical compositional ranges with 71.24–78.35 wt.% SiO₂; high levels of alkalis (Na₂O ranges from 3.07 to 4.02 %, K₂O varies from 4.18 to 5.53 %); low levels of Fe₂O₃^{tot} (0.80 to 2.60 %). Also, the trace element compositions display significant variations, such as Zr (157.7-330.5 ppm), Eu (0.07-0.28 ppm), Nb (40.9-77.3 ppm), Ga (19.7-25.97 ppm). The studied rocks are strongly enriched in LREE and HFSE and show a strong

*Corresponding authors Email: moradiarezoo99@yahoo.com

depletion in Ba, Sr, Eu and Ti and enrichment in Rb and Zr. The element contents are also similar to typical A-type granite (Whalen et al., 1987). The rocks are alkali to alkali-calcic, metaluminous to mildly peraluminous granite and ferroan in new geochemical classification scheme for granitoids (proposed by Frost et al., 2001).

Discussion

The chondrite-normalized rare-earth element patterns of the mylonitic gneiss- granitic rocks indicate the LREE over HREE fractionation with significant negative Eu anomalies. Primitive-mantle-normalized spidergrams (Sun and McDonough, 1989) normalized trace element patterns with negative Ba and Nb anomalies, and positive Rb, Th and Ce anomalies, simulate the collisional and post-collisional granitoids of Pearce et al (Pearce et al., 1984). All of the samples fall in the A2 group in Eby classification (Eby, 1992). On the tectonic discrimination plots, the granites show a within-plate granite (WPG) character (Pearce et al., 1984).

Acknowledgements

The study was completed at the Shahrekord University and it was supported by the office of graduate studies. The authors are grateful to the office for their support.

References

- Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Chemical Geology*, 20(7): 641–644.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Structural Geology*, 22(8): 1125–1139.
- Nutman, A.P., Mohajjel, M., Bennett, V.C. and Fergusson, C.L., 2014. Gondwanan Eoarchean Neoproterozoic ancient crustal material in Iran and Turkey: zircon U–Pb–Hf isotopic evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 51(3): 272–285.
- Pearce, J.A., Harris, N.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983.
- Shabanian, N., Davoudian, A.R., Khalili, M. and Khodami, M., 2010. Texture evidences imply on dynamic conditions in late-stage to post magmatic crystallization from dynamo-magmatic gneisses of Ghaleh-Dezh, Azna. *Iranian Society of Crystallography and Mineralogy*, 18(3): 463–472. (in Persian with English abstract)
- Shabanian, N., Khalili, M., Davoudian, A.R. and Mohajjel, M., 2009. Petrography and geochemistry of mylonitic granite from Ghaleh-Dezh, NW Azna, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, 185(3): 233–248.
- Shakerardakani, F., Neubauer, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., Liu, X., Dong, Y., Mohajjel, M., Monfaredi, B. and Friedl, G., 2015. Panafrican basement and Mesozoic gabbro in the Zagros orogenic belt in the Dorud–Azna region (NW Iran): Laser-ablation ICP–MS zircon ages and geochemistry. *Tectonophysics*, 647–648: 146–171.
- Sun, S.S. and McDonough, W.E., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editor), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society 42, London, pp. 313–345.
- 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(4): 407–419.