

## تعیین سن، منشأ و جایگاه تکتونیکی توده‌های نفوذی جنوب سبزوار

ملیحه قورچی روکی، محمد حسن کریم‌پور و خسرو ابراهیمی نصرآبادی\*  
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

### چکیده

در پژوهش حاضر، تکامل ژئوشیمیایی و سن توده‌های نفوذی بخش مرکزی کمان ماگمایی شمال شرقی ایران در جنوب سبزوار (استان خراسان رضوی) بررسی شده است. شواهد ژئوشیمیایی بیانگر ماگماتیسم مرتبط با قوس‌های آتشفشانی و پهنه فرورانش در این منطقه است. ترکیب توده‌ها از گرانیت تا دیوریت و گابرو تغییر می‌کند. بر اساس کانی‌شناسی و مقادیر بالای حساسیت مغناطیسی (بیشتر از  $4.0 \times 10^{-5}$ ) توده‌های گرانیتوئیدی به عنوان گرانیتوئیدهای سری مگنتیت و نوع I طبقه‌بندی می‌شود. از نظر شیمیایی از نوع متالومینوس تا پرآلومینوس و غنی‌شدگی از عناصر با شدت میدان پایین (LILE) مانند: K, Rb و Th و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) نظیر: P, Nb, Ti نشان می‌دهد و به سری توله‌ایتی تعلق دارد. مقدار اندک (La/Yb)N، مقدار پایین نسبت Sr/Y و ناهنجاری منفی Eu همگی معرف ماگماتیسم نوع جزایر قوسی کلاسیک است. رفتار عناصر کمیاب توده‌های اسیدی و حد واسطه الگوی تقریباً مسطح ( $0.97$  تا  $2.57$  La/Sm<sub>pm</sub>) است و خارج از محدوده پایداری گارنت را نشان می‌دهد و بنابراین، سنگ منشأ آن از نوع اکلوتیتی یا گارنت آمفیبولیتی نیست. ژئوشیمی عناصر فرعی و کمیاب بیانگر خاستگاه ماگما در فشار نسبتاً کم (عمق کم) است. بررسی‌های سن‌سنجی با روش اورانیوم-سرب در زیرکن بر روی توده گرانیت-گرانودیوریتی بیانگر سن ۹۷ تا ۱۰۰ میلیون سال (کرتاسه میانی) است. نسبت ایزوتوپ اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و مقدار εNd به ترتیب ۰/۷۰۴۹ و ۴/۵+ است.

واژه‌های کلیدی: کرتاسه، توده‌های گرانیتوئیدی، کمان ماگمایی، سبزوار، ایران مرکزی

### مقدمه

۳۵° ۴۹' تا ۳۵° ۵۵' عرض شمالی واقع شده است. زمین‌شناسی محدوده به دو بخش اصلی تقسیم می‌شود. بخش اول رخنمون‌های کوچکی از سنگ‌های اولترابازیک (کرتاسه) که در طول گسل‌های راندگی سرتاسری جای گرفته و شاید متعلق به پوسته اقیانوسی حوضه سبزوار باشد.

فعالیت‌های منطقه سبزوار طبق تقسیمات ساختاری اخیر جزو بخش شمالی خرد قاره ایران مرکزی است (Aghanabati, 2004). این منطقه در فاصله ۳۰ کیلومتری جنوب شهرستان سبزوار در گستره ۵۷° ۳۶' تا ۵۷° ۴۶' طول شرقی و

پیوسته و هم‌شیب شامل: واحدهای مارنی، آتشفشانی-رسوبی و آهکی تقسیم کرد (Jafarian and Jalali, 1998). واحدهای نئوکومین در سطح منطقه از گسترش بسیار محدودی برخوردار است و با توجه به سنگ‌های تشکیل‌دهنده از نظر توپوگرافی، مورفولوژی ملایمی دارد. واحدهای متعلق به کرتاسه فوقانی رخنمون زیادی در سرتاسر ناحیه دارد. مجموعه یاد شده از یک توالی آتشفشانی-رسوبی تشکیل شده است. بخش رسوبی آن شامل: سنگ‌های آهکی و قسمت‌های آتشفشانی آن بیشتر شامل توف است. دیگر واحدهای سنگی این بخش در حد آندزیت، داسیت، تراکی‌آندزیت و گاهی آندزیت-بازالت است. در منطقه جنوب سبزوار، برونزدهای منسوب به سنوزوئیک از گسترش زیادی برخوردار و شامل: طبقات مارنی سبز و قرمز ژیبس‌دار با میان‌لایه‌هایی از آهک است که به لحاظ فسیل‌های موجود به پالئوسن-ائوسن نسبت داده می‌شود. واحدهای متعلق به ائوسن از آهک ضخیم‌لایه، ماسه‌سنگ توفی، توف و مارن، مجموعه میکروکنگلوмера تا کنگلومرا با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ خاکستری تا سبز به همراه مارن‌های سبز تشکیل شده است. نهشته‌های مقطع زمانی میوسن بیشتر از مارن گچ‌دار با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی است. مارن‌های نئوزن به طور پراکنده رخنمون دارد. مارن و کنگلومرا منسوب به پلیستوسن نیز به طور پراکنده و کم ضخامت در بخش‌هایی از منطقه است (Jafarian and Jalali, 1998).

در مقیاس منطقه‌ای، توده‌های نفوذی اسیدی تا حدواسط بخش اصلی منطقه را شامل می‌شود. ترکیب سنگ‌شناسی توده‌ها از دیوریت، کوآرتزدیوریت، کوآرتزموونزویت، گرانودیوریت تا گرانیت و آلکالی‌فلدسپار گرانیت متغیر است.

وجود رسوبات آتشفشانی-پلاژیک و سنگ‌های افیولیتی در این پهنه، نشانه اقیانوسی اندکی بزرگتر از دریای سرخ در کرتاسه پسین دانسته شده است (Ghorbani, 2002). بخش دوم شامل رخنمون‌های متعددی از توده‌های آذرین نفوذی و نیمه‌عمیق به اشکال باتولیت، استوک، دایک و گنبد و سنگ‌های آتشفشانی جوان تر است (شکل ۱).

پژوهشگران بسیاری به بررسی زمین‌شناسی و حوادث تکتونیکی این ناحیه پرداخته‌اند. بر اساس نظر Lindenberge و همکاران (۱۹۸۳) و Spies و همکاران (۱۹۸۴) حدود ۸۰ میلیون سال پیش حوضه اقیانوسی فعالی در منطقه سبزوار وجود داشته است که در فاصله زمانی کرتاسه پایانی- اوایل ترسیر بسته شده است. آنها در شرح رخداد‌های کرتاسه تا اواخر پالئوژن در شمال شرق ایران به پهنه فرورانش به سمت شمال در اواخر کرتاسه اشاره کرده‌اند.

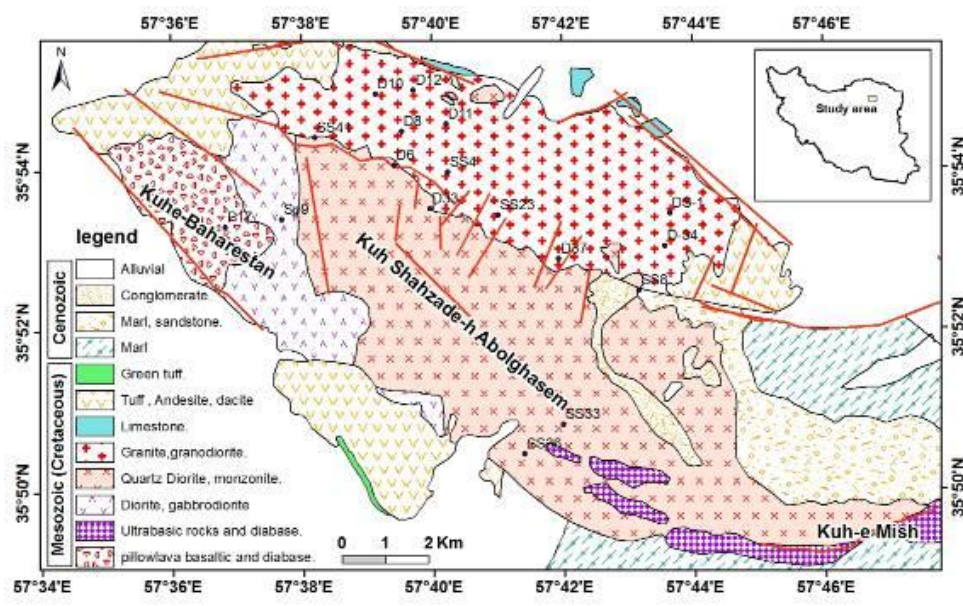
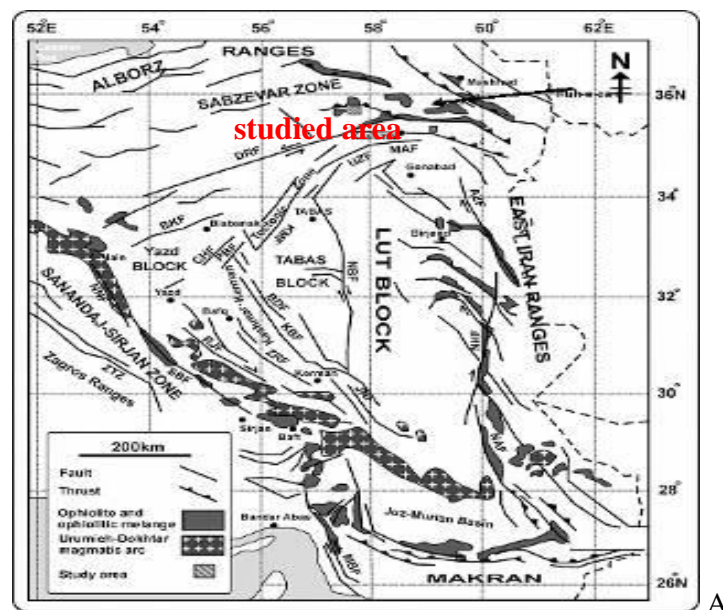
پژوهشگرانی مانند: Eftekharnjad و همکاران (۱۹۷۶)، Jafarian و Jalali (۱۹۹۸) و Soltani (۲۰۰۰) ماگماتیسم فعالیت ماگمایی نفوذی اسیدی منطقه را به سنوزوئیک (ائوسن میانی- پایانی) و توده‌های حدواسط را به کرتاسه بالایی یا سنوزوئیک نسبت داده‌اند. هدف اصلی پژوهش حاضر، بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و جایگاه تکتونیکی توده‌های نفوذی جنوب سبزوار و نیز تعیین سن دقیق توده‌های گرانیتوئیدی این منطقه است.

## زمین‌شناسی

در مقیاس ناحیه‌ای، قدیمی‌ترین واحدهای سنگی رخنمون یافته متعلق به کرتاسه زیرین (نئوکومین) است. این واحدها را می‌توان به سه واحد به صورت

پریدوتیتی و دیابازی در بخش جنوب شرقی منطقه رخنمون دارد (شکل ۱). سری سنگ‌های آتشفشانی-پلاژیک (کرتاسه بالایی) در بخش‌های شمال غربی و جنوب غربی مشاهده می‌شود. بر روی این سنگ‌ها واحدهای رسوبی کربناتی قرار دارد که به گذر کرتاسه-پالئوسن نسبت داده شده است (Jafarian and Jalali, 1998).

رخنمون‌های سنگی توده‌های نفوذی به طور اصلی در کوه میش و کوه شاهزاده ابوالقاسم قرار دارد. توده گرانیته-گرانودیوریتی بر اساس بررسی‌های Eftekharnjad و همکاران (۱۹۷۶) و Soltani (۲۰۰۰) به بعد از پالئوسن نسبت داده شده است. سنگ‌های بازالتی و دیابازی در بخش غربی منطقه بررسی شده (کوه بهارستان) و سنگ‌های



شکل ۱- A) پهنه‌های ساختاری ایران (با تغییرات پس از: Ramezani and Tucker, 2003). موقعیت منطقه سبزوار با کادر مشخص شده است. B) نقشه زمین‌شناسی محدوده کوه میش

## روش انجام پژوهش

برای رسیدن به اهداف پژوهش عملیات زیر انجام شد:

تهیه نقشه رقومی زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰.

برداشت و مطالعه بیش از ۱۳۰ نمونه از سنگ‌های منطقه.

تجزیه شیمیایی ۱۴ نمونه از توده‌های نفوذی مختلف با کمترین دگرسانی یا کاملاً سالم از مناطق بررسی شده با روش XRF برای اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی در دانشگاه فردوسی مشهد با دستگاه فیلیپس مدل X, Unique II و شرکت طیف‌کارساران بینالود. استانداردهای استفاده شده در این تجزیه از سازمان زمین‌شناسی آمریکا و کانادا خریداری شده و بین‌المللی است.

تجزیه شیمیایی ۱۰ نمونه از توده‌های نفوذی مختلف با حداقل دگرسانی یا کاملاً سالم از مناطق بررسی شده برای عناصر فرعی و نادر خاکی در آزمایشگاه ACME (کانادا) با روش ICP-MS (با روش ذوب قلیایی).

سن‌سنجی یک نمونه از توده‌های نفوذی با روش اندازه‌گیری ایزوتوپ U-Pb بر روی کانی زیرکن. آماده‌سازی نمونه‌ها در دانشگاه فردوسی مشهد و اندازه‌گیری در آزمایشگاه دانشگاه آریزونا آمریکا با روش Laser-Ablation ICP-MS انجام شده است.

تجزیه یک نمونه برای تجزیه ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd بر اساس 6-Collector Finnigan MAT 261 در دانشگاه کلرادو آمریکا.

## پتروگرافی توده‌های نفوذی

### گرانیت-گرانودیوریت

گرانودیوریت در دامنه شمالی کوه شاهزاده

ابوالقاسم و کوه میش بیشترین گسترش را نشان می‌دهد (شکل‌های ۱ و ۲-A). این مجموعه با گسترش حدود ۲۰ کیلومتر مربع در بین واحدهای کنگلومرایی و آهکی کرتاسه فوقانی-پالئوسن قرار گرفته و شامل: گرانیت، گرانودیوریت و آلکالی‌فلدسپارگرانیت است. فراوانی گرانودیوریت‌ها نسبت به گرانیت‌ها و به ویژه آلکالی‌فلدسپارگرانیت‌ها که گسترش ناچیزی دارد، در خور توجه است. آلکالی‌فلدسپارگرانیت‌ها به صورت رگه‌های صورتی رنگ گرانودیوریت‌های منطقه را قطع می‌کند. در این توده برونوم‌های متعددی با ترکیب بیشتر دیوریتی دیده می‌شود که اندازه بعضی از آنها به ۵ سانتی‌متر هم می‌رسد (شکل ۲-G). برونوم‌ها بیشتر گرد شده و گاهی دارای مرز تدریجی اند که به سمت مرکز توده گرانودیوریتی از اندازه و مقدار آنها کاسته می‌شود.

این سنگ‌ها غالباً دارای بافت گرانولار دانه‌درشت و گاه گرافیکی است (شکل ۲-D). کانی‌های اصلی آنها بیشتر کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و هورنبلند است که به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ابعاد حدود ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر دیده می‌شود. کانی‌های اصلی در گرانودیوریت‌ها شامل: ۳۰ تا ۳۵ درصد کوارتز، ۳۵ تا ۴۰ درصد پلاژیوکلاز، حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد ارتوکلاز و ۸ تا ۱۰ درصد هورنبلند است. در گرانیت‌ها، کوارتز حدود ۳۰ تا ۳۲ درصد، پلاژیوکلاز حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد، ارتوکلاز حدود ۳۵ تا ۳۸ درصد و هورنبلند ۳ تا ۵ درصد است. کانی‌های فرعی آپاتیت، زیرکن، اسفن و اپاک هستند. فعالیت توده آذرین درونی بر اساس جایگیری آن در بین واحدهای کنگلومرایی و آهکی (کرتاسه فوقانی-پالئوسن) به بعد از پالئوسن (Jafarian and Jalali, 1998) و نیز بر اساس بررسی‌های ایزوتوپی Rb-Sr به ائوسن نسبت داده شده است (Soltani, 2000).

**دیوریت، کوارتز دیوریت**

توده دیوریتی در بخش جنوبی کوه شاهزاده ابوالقاسم رخنمون دارد (شکل ۱). گسترش آن از شمال روستای خوشمردان تا شمال روستای طرسک دیده می‌شود و دارای وسعتی حدود ۳۰ کیلومتر مربع است (شکل ۱). توده یاد شده از نگاه سنگ‌شناسی ناهمگن و از سنگ‌هایی با ترکیب مختلف تشکیل شده است.

ترکیب سنگ‌شناسی آن بیشتر دیوریت است و با افزایش کوارتز، ترکیب دیوریت‌ها به سمت کوارتز دیوریت تغییر می‌نماید. هیچ هاله دگرگونی حرارتی در اطراف آن مشاهده نمی‌شود. توده یاد شده در بین بازالت‌ها و پریدوتیت‌های متعلق به مجموعه افیولیتی قرار گرفته است (شکل ۲-B). قطعاتی از هارزبورژیت‌ها به صورت آنکلاو در دیوریت و کوارتز دیوریت‌ها یافت می‌شود. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ سبز تا خاکستری دیده می‌شود و بافت گرانولار دانه‌درشت تا دانه‌متوسط و اینترسرتال دارد. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آنها پلاژیوکلاز، هورنبلند و اوژیت است. پلاژیوکلاز حدود ۴۵ تا ۵۰ درصد، هورنبلند حدود ۳۵ تا ۴۰ درصد، ۳ تا ۴ درصد فلدسپار آلکالن و ۳ تا ۵ درصد پیروکسن است. اسفن، آپاتیت و مگنتیت کانی‌های فرعی این سنگ‌ها محسوب می‌شود. از کانی‌های ثانویه آنها می‌توان به اپیدوت، کلریت و کلسیت اشاره کرد. به لحاظ زمانی جایگاه توده دیوریتی به کرتاسه فوقانی نسبت داده شده است (Jafarian and Jalali, 1998).

**هورنبلند دیوریت-گابرو دیوریت**

رخنمون محدود این سنگ‌ها در شمال-شمال شرق بلوچخانه دیده می‌شود (شکل ۱). در نمونه دستی به رنگ سبز تا خاکستری دیده می‌شود و بافت گرانولار دانه‌درشت تا دانه‌متوسط و اینترسرتال دارد. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آنها

اوژیت، پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز در ابعاد ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متر است. در برخی قسمت‌ها ترکیب توده بازیگ‌تر (در حد گابرو) و شامل: حدود ۴۰ تا ۴۵ درصد پلاژیوکلاز، حدود ۱۰ تا ۳۵ درصد پیروکسن و حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد هورنبلند است. اسفن، آپاتیت و مگنتیت کانی‌های فرعی این سنگ‌ها محسوب می‌شود. دگرسانی پلاژیوکلاز به سرسیت، اپیدوت و کربنات در برخی مقاطع دیده می‌شود.

**مونزونیت، کوارتز مونزونیت**

این گروه از سنگ‌ها از نظر گسترش و پراکندگی محدودند. واحدهای مونزونیتی در بخش‌های جنوبی منطقه رخنمون دارد (شکل ۱). در نمونه دستی خاکستری تا سبز و دارای بافت گرانولار دانه‌متوسط است.

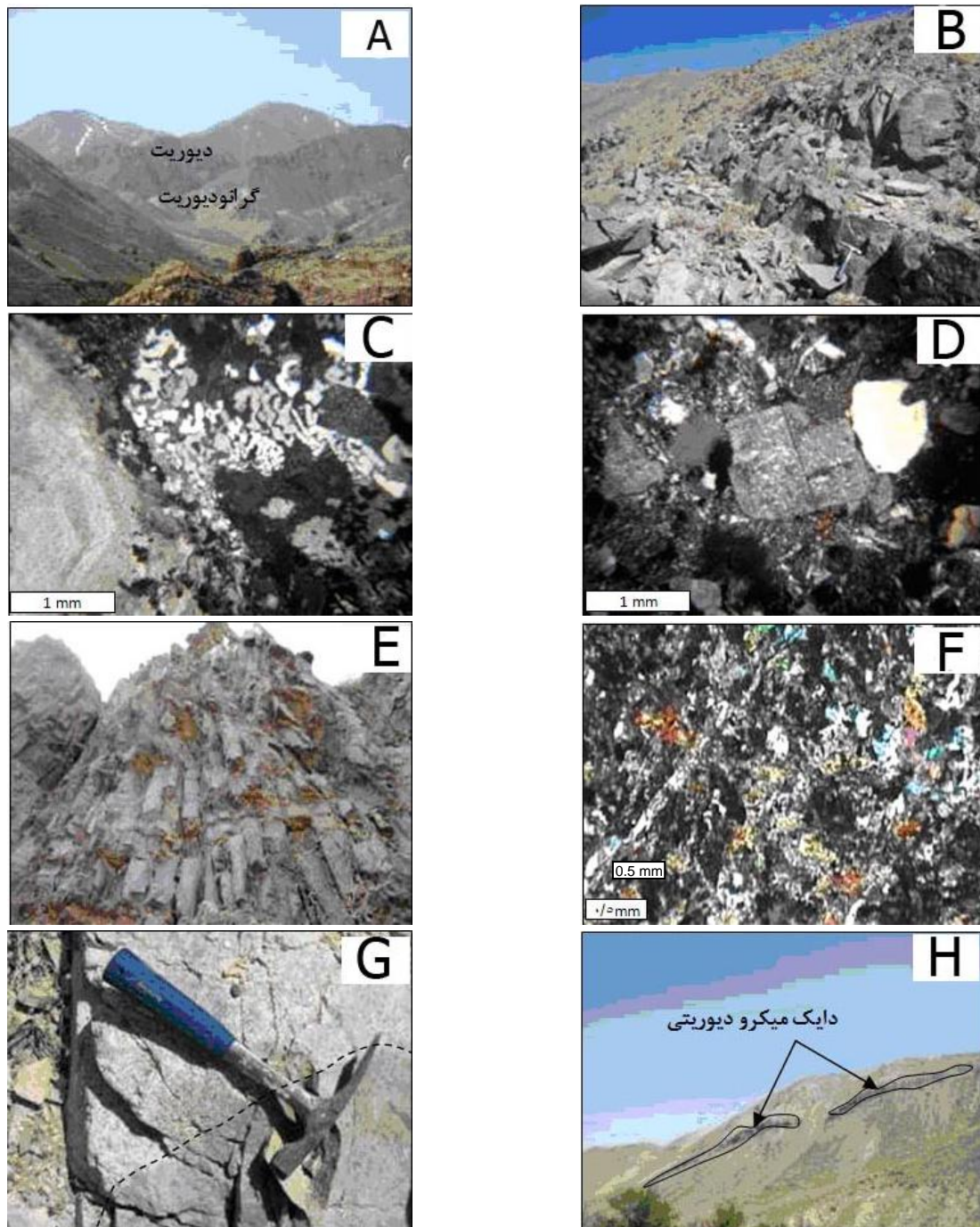
در بخش‌های مونزونیتی و کوارتز مونزونیتی کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و کوارتز (با اندازه ۰/۸ تا ۲/۵ میلی‌متر) است. فلدسپار آلکالن و کوارتز در زمینه کانی‌های دیگر مشاهده می‌شود. پلاژیوکلاز حدود ۳۸ تا ۴۰ درصد، فلدسپار آلکالن حدود ۲۵ تا ۲۷ درصد، آمفیبول حدود ۲۰ درصد و کوارتز حدود ۵ درصد وجود دارد.

**دایک‌های تأخیری**

آخرین فاز ماگماتیسم در منطقه کوه بهارستان، شاهزاده ابوالقاسم و کوه میش با حضور دایک‌های میکرودیوریتی مشخص می‌شود (شکل ۲-H). دایک‌ها بیانگر یک فاز کششی در منطقه است که سبب تشکیل یک سری شکستگی‌های عمیق در سنگ‌های اسیدی و بازیگ شده و سپس مواد مذاب به درون شکستگی‌ها راه یافته و در اثر سرد شدن سریع به تشکیل دایک‌های میکرودیوریتی منتهی شده است. بعضی از دایک‌ها حاشیه انجماد سریع دارد و در حاشیه خود با سنگ میزبان، دانه‌ریز و تیره رنگ دیده می‌شود. امتداد دایک‌ها عموماً شمال شرق - جنوب غرب و یا شرقی-غربی است.

پورفیری، گلوپورفیری و میکروگرانولار است. کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز حدود ۴۰ تا ۴۵ درصد، هورنبلند حدود ۳۵ تا ۴۰ درصد و اوژیت است.

شیبی بالغ بر ۳۵ تا ۵۵ درجه به سمت جنوب شرق دارد. عرض آنها از چند سانتی‌متر تا بیش از ۳ متر متغیر است (شکل ۲-۵). بافت‌های اصلی آنها



شکل ۲-۵) رخمون توده‌های گرانودیوریتی و دیوریتی در کوه شاهزاده ابوالقاسم (دید به سمت جنوب‌غرب). (B) رخمون توده دیوریتی و کوارتزدیوریتی در دامنه جنوبی (دید به سمت شمال). (C) بافت گرافیکی در واحد گرانیتی (XPL). (D) بافت گرانولار و دگرسانی سرسیتی در توده گرانودیوریتی (XPL). (E) نمایی از دایک‌های دسته جمعی در کوه بهارستان، (F) تصویر میکروسکوپی از دایک میکرودیوریتی دگرسان شده (XPL)، (G) قرارگیری قطعه‌ای از واحد دیوریتی در توده گرانودیوریتی، (H) نمایی از دایک‌های میکرودیوریتی

### پذیرفتاری مغناطیسی

ویژگی‌های مغناطیسی سنگ با اندازه‌گیری مقدار پذیرفتاری مغناطیسی مشخص می‌شود. گرانیته‌ها بر اساس پذیرفتاری مغناطیسی به دو سری مگنتیت و ایلمنیت تقسیم می‌شود (Ishihara, 1977). مقدار پذیرفتاری مغناطیسی گرانیته‌های سری مگنتیت بیش از  $8.0 \times 10^{-5}$  SI و سری ایلمنیت کمتر از این حد برآورد شده است (Ishihara, 1977). پذیرفتاری مغناطیسی توده‌های نفوذی محدوده بررسی شده با استفاده از دستگاه حساسیت‌سنج مغناطیسی مدل GMS-2 در دانشگاه فردوسی مشهد اندازه‌گیری شد. بیشترین مقدار اندازه‌گیری شده پذیرفتاری مغناطیسی توده‌ها  $7.613 \times 10^{-5}$  SI است (جدول ۱). پذیرفتاری مغناطیسی همراه با ویژگی‌های کانی‌شناسی (مانند حضور اسفن و آلانیت اولیه، فراوانی مگنتیت و نبود مسکویت) نشان‌دهنده ماگماتیسم سری مگنتیت است. سری مگنتیت بیشتر با گرانیته‌های نوع I و سری ایلمنیت بیشتر با گرانیته‌های نوع S هم‌پوشانی دارد.

### ژئوشیمی توده‌های نفوذی

#### اکسیدهای اصلی

با توجه به نتایج تجزیه ژئوشیمیایی توده‌های

نفوذی منطقه (جدول‌های ۲ و ۳)، مقدار  $\text{SiO}_2$  توده‌ها از حدود ۵۶ تا ۷۷ درصد متغیر است. سنگ‌های بررسی شده بر اساس دیاگرام  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  در محدوده گرانیته، گرانودیوریت، دیوریت، گابرویدیوریت و گابرو قرار می‌گیرد (شکل ۳-۳A). برای بررسی ماهیت ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های بررسی شده از نمودار  $\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  استفاده شد. بیشتر نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو سری‌های پتاسیم پایین و توله‌ایتی قرار می‌گیرد (شکل ۳-۳B). مقدار  $\text{K}_2\text{O}$  از ۰/۰۷ تا ۱/۶۲ درصد متغیر است (جدول ۲). مقادیر  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 1.1$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 1$  نشان می‌دهد که سنگ‌های بررسی شده در قلمرو مت‌آلومین تا اندکی پرآلومین قرار می‌گیرد (شکل ۳-۳C). نمونه‌هایی که در محدوده پرآلومین واقع می‌شود به دلیل دگرسانی جزبی آنها است. به منظور تفکیک گروه‌های گرانیته‌ای نمودارهایی بر اساس عناصر دارای بار و شعاع یونی بالا (Nb, Rb, Y, Yb و Ta) ارائه شده است (Pearce et al., 1984). بر پایه مقدار عناصر یاد شده توده‌های این منطقه در محدوده گرانیته‌های کمربندهای آتشفشانی پهنه فرورانش (VAG) قرار دارد (شکل ۳-۳D).

جدول ۱- مقایسه پذیرفتاری مغناطیسی تعدادی از واحدهای سنگی مختلف در محدوده کوه میش

واحد	متوسط پذیرفتاری مغناطیسی SI
گرانیته	$404 \times 10^{-5}$
آلکالی فلدسپار گرانیته	$789 \times 10^{-5}$
مونزونیت	$1134 \times 10^{-5}$
دیوریت	$2754 \times 10^{-5}$
گرانودیوریت	$7613 \times 10^{-5}$

جدول ۲- نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی گرانیتوئیدهای محدوده کوه میش

A/CNK = [molar Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO + K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O)]; ANK = [molar Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O)]. \*(Soltani, 2000).

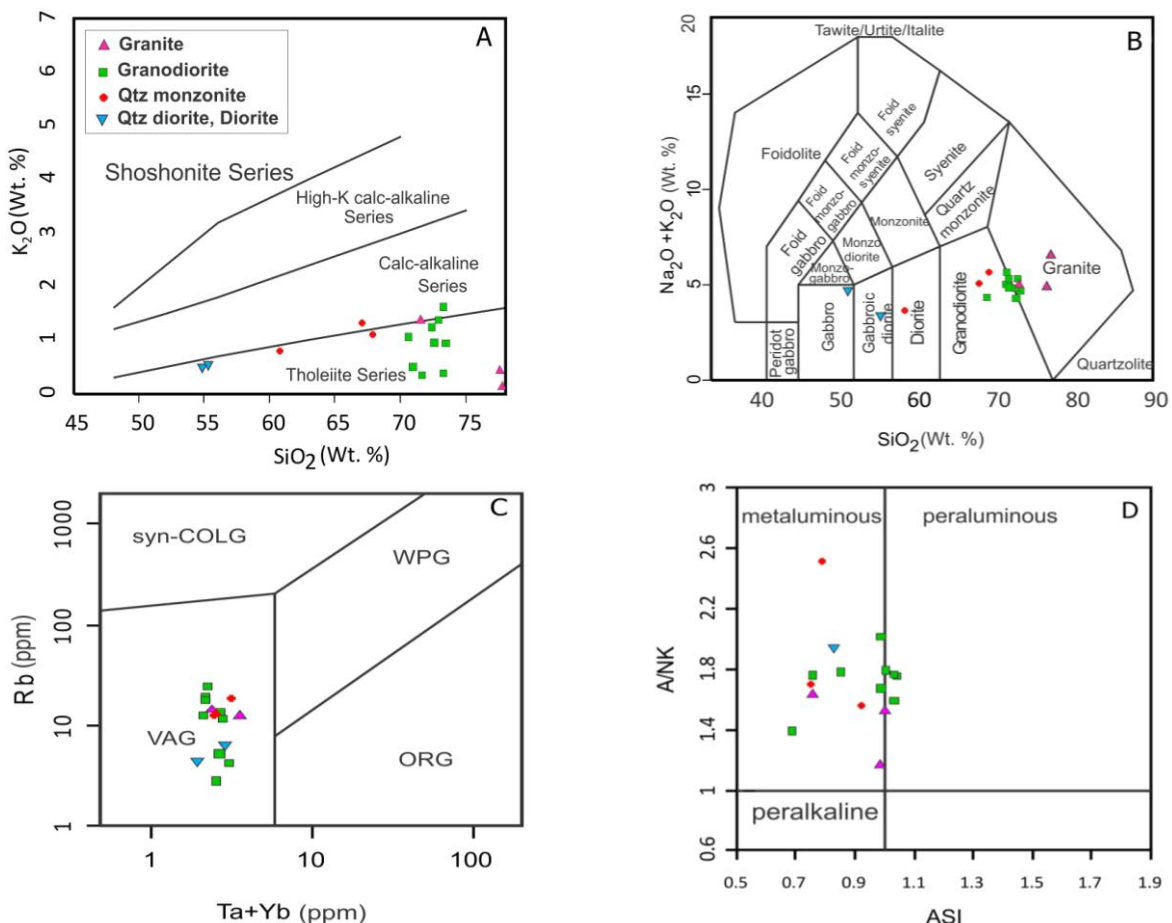
Type	Granite		Quartz monzonite/monzodiorite			Quartz diorite	Microdiorite
Sample	D10	R15936*	D11	D-34	D8	R15933*	Sp9
SiO <sub>2</sub>	71.6	77.8	67.82	60.71	67.02	55.35	54.74
TiO <sub>2</sub>	0.29	0.08	0.44	0.41	0.42	0.8	0.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.8	12.2	13.25	14.57	12.73	15.88	12.86
FeO	1.32	0.95	1.96	6.41	2.16	7.96	3.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.64	1.91	3.91	7.12	4.31	11.37	6.81
MnO	0.11	0.02	0.24	0.13	0.19	0.17	0.25
MgO	1.02	0.48	1.65	3.77	1.54	4.86	4.98
CaO	4.61	1.02	3.26	6.95	5.2	6.3	11.13
Na <sub>2</sub> O	3.5	6.08	4.43	2.99	3.67	4.6	2.81
K <sub>2</sub> O	1.37	0.43	1.12	0.8	1.33	0.53	0.5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.01	0.09	0.09	0.1	0.15	0.07
A/CNK	0.76	0.99	0.92	0.79	0.75	0.81	0.51
A/NK	1.64	1.16	1.56	2.52	1.70	1.95	2.49
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	2.55	14.14	3.96	3.74	2.76	8.68	5.62

Type	Granodiorite								
Sample	SS41	P17	D6	SS23	D12	D33	D37	SS4	SS8
SiO <sub>2</sub>	72.93	72.4	70.6	70.96	71.68	73.3	72.59	73.47	73.28
TiO <sub>2</sub>	0.24	0.29	0.32	0.32	0.32	0.24	0.24	0.28	0.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.7	12.3	11.9	14.12	11.84	13.2	13.03	13.33	13.86
FeO	2.22	1.38	1.51	2.87	1.52	2.09	2.69	2.4	2.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.7	2.77	3.01	4.79	3.04	2.32	2.99	3.99	3.61
MnO	0.05	0.09	0.11	0.08	0.11	0.04	0.04	0.07	0.03
MgO	0.92	0.87	0.94	1.23	0.98	0.99	0.66	0.98	0.87
CaO	3.3	4.16	4.83	4.02	4.89	3.01	2.85	2.85	2.62
Na <sub>2</sub> O	3.74	3.38	4.51	3.93	3.86	3.73	3.87	4.01	5.03
K <sub>2</sub> O	1.38	1.24	1.06	0.5	0.35	1.62	0.95	0.94	0.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.06	0.06	0.07	0.07	0.05	0.06	0.04	0.06
A/CNK	1.00	0.85	0.69	0.99	0.76	0.99	1.04	1.04	1.03
A/NK	1.79	1.78	1.39	2.02	1.76	1.67	1.76	1.75	1.60
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	2.71	2.73	4.25	7.86	11.03	2.30	4.07	4.27	13.24

	R15936*	R15933*	SS41	SS23	SS4	SS8	P17	D8	D6	D12	D11	Sp9
Ba	169	105	241	135	295	75	207	200	160	113	208	74
Rb	14.1	5.9	23.7	4.8	15.8	3.6	22.3	23.3	14.1	2.2	15	4.2
Sr	45.6	184.2	128.1	155.9	133.3	243.2	132.8	138.7	142.3	164.7	161.5	200.3
Zr	125.3	48.4	50.8	55.9	62.8	57.9	35.5	42.7	50.5	43.6	50.5	20.7
Nb	7.1	1.6	1	1.1	1.3	1.7	1	1	1	1.1	1.3	0.6
Co	1.3	35.1	5.5	8.2	6	4.3	4.8	11.4	5	3.8	8.3	33.4
La	9.3	5.9	4.2	4	4.4	5.7	4.7	5.1	4	5	5.7	2.6
Ce	18.9	12.6	8.8	9	9.7	12.7	9.5	11.8	8	11.1	12.3	5
Pr	2.5	1.8	1.14	1.25	1.33	1.77	1.2	1.73	1.03	1.45	1.71	0.77
Nd	10	8	4.9	5.6	5.7	7.6	5.5	8.3	4.3	7.1	8.1	3.3
Sm	2.34	2.28	1.21	1.55	1.65	2.13	1.34	2.28	1.35	1.89	2.13	1.09
Eu	0.34	0.79	0.38	0.49	0.47	0.65	0.49	0.46	0.48	0.59	0.51	0.45
Gd	3.05	2.86	1.48	2.14	1.97	2.73	1.71	2.87	1.49	2.23	2.53	1.55
Tb	0.63	0.54	0.29	0.42	0.4	0.53	0.32	0.6	0.28	0.41	0.5	0.29
Dy	4.29	3.38	1.92	2.79	2.61	3.48	1.94	3.71	1.87	2.64	2.81	1.86
Ho	1.02	0.72	0.45	0.62	0.6	0.77	0.51	0.9	0.43	0.65	0.7	0.44
Er	3.23	2.12	1.4	1.94	1.79	2.43	1.59	2.98	1.47	2.01	2.05	1.31
Tm	0.58	0.34	0.23	0.32	0.31	0.39	0.23	0.44	0.23	0.31	0.31	0.2
Yb	4.16	2.06	1.6	2.17	2.11	2.57	1.61	3.17	1.6	2.11	2.32	1.47



	R15936*	R15933*	SS41	SS23	SS4	SS8	P17	D8	D6	D12	D11	Sp9
	ادامه جدول ۲											
Lu	0.69	0.33	0.26	0.36	0.34	0.41	0.25	0.5	0.28	0.34	0.36	0.21
Y	23.2	20	13	18.3	18.2	22.1	13.4	24.6	12.3	17.2	17.1	10.8
Cs	0.3	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Ta	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Hf	4.6	1.8	1.9	2	2	1.9	1.2	1.5	1.7	1.6	1.6	0.7
Pb	1.1	0.4	0.9	0.6	2.3	0.3			1	1.2		2
Th	11.3	1.2	1.1	1.1	1.3	1.2	0.9	0.9	0.3	0.4	0.9	2.6
U	1.6	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.9
Sc	6	31	8	13	9	11						18.9
V	<8	361	54	73	48	28	121	42	44	44	35	132
Ga	14.6	16.9	11.5	12.5	12	12.5	11.3	12.9	10.1	10.6	14.7	12
Rb/Zr	0.1	0.1	0.5	0.1	0.3	0.1	0.6	0.5	0.3	0.1	0.3	0.2
Sr/Y	2.0	9.2	9.9	8.5	7.3	11.0	9.9	5.6	11.6	9.6	9.4	18.5
Ce/Yb	4.5	6.1	5.5	4.1	4.6	4.9	5.9	3.7	5.0	5.3	5.3	3.4
(La/Yb) <sub>n</sub>	1.51	1.93	1.77	1.24	1.41	1.5	1.97	1.08	1.69	1.6	1.66	1.19
(Ce/Yb) <sub>n</sub>	1.18	1.58	1.42	1.07	1.19	1.28	1.53	0.96	1.29	1.36	1.37	0.88
(La/Sm) <sub>n</sub>	2.5	1.63	2.18	1.62	1.68	1.68	2.21	1.41	1.86	1.66	1.68	1.5
Eu/Eu*	0.39	0.95	0.87	0.82	0.8	0.82	0.99	0.55	1.03	0.88	0.67	1.06



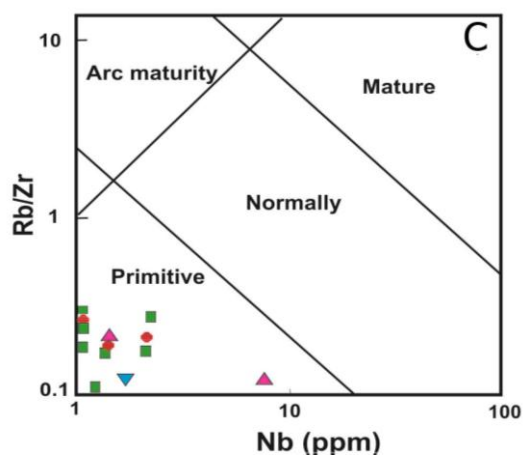
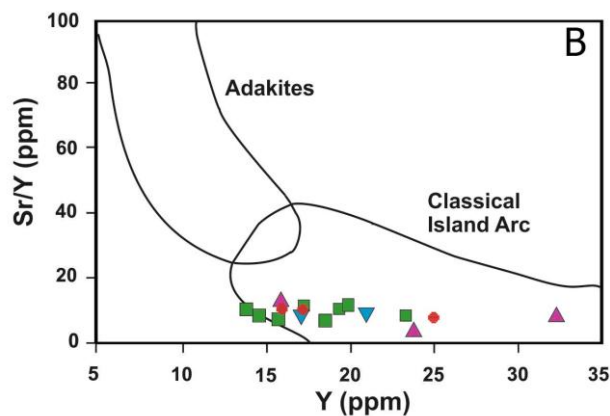
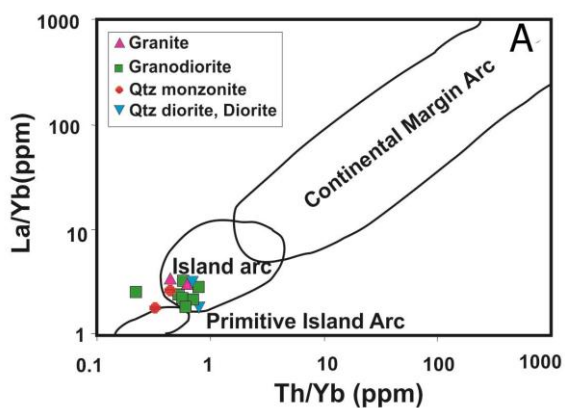
شکل ۳- A) طبقه‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های نفوذی با استفاده از نمودار مقدار  $Na_2O+K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (Middlemost, 1985) B) نمونه‌های مورد بررسی در دیگرام  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (Peccerillo and Taylor, 1976) در محدوده‌ای که تا کالک‌آلکان پتاسیم پایین قرار می‌گیرد. C) نمونه‌ها در دیگرام  $A/NK$  در مقابل  $A/CNK$  (Frost *et al.*, 2001) اغلب در محدوده متآلومین قرار می‌گیرد. D) نمودار تعیین موقعیت تکتونیکی گرانیتوئیدها (Pearce *et al.*, 1984).

### عناصر فرعی و خاکی کمیاب

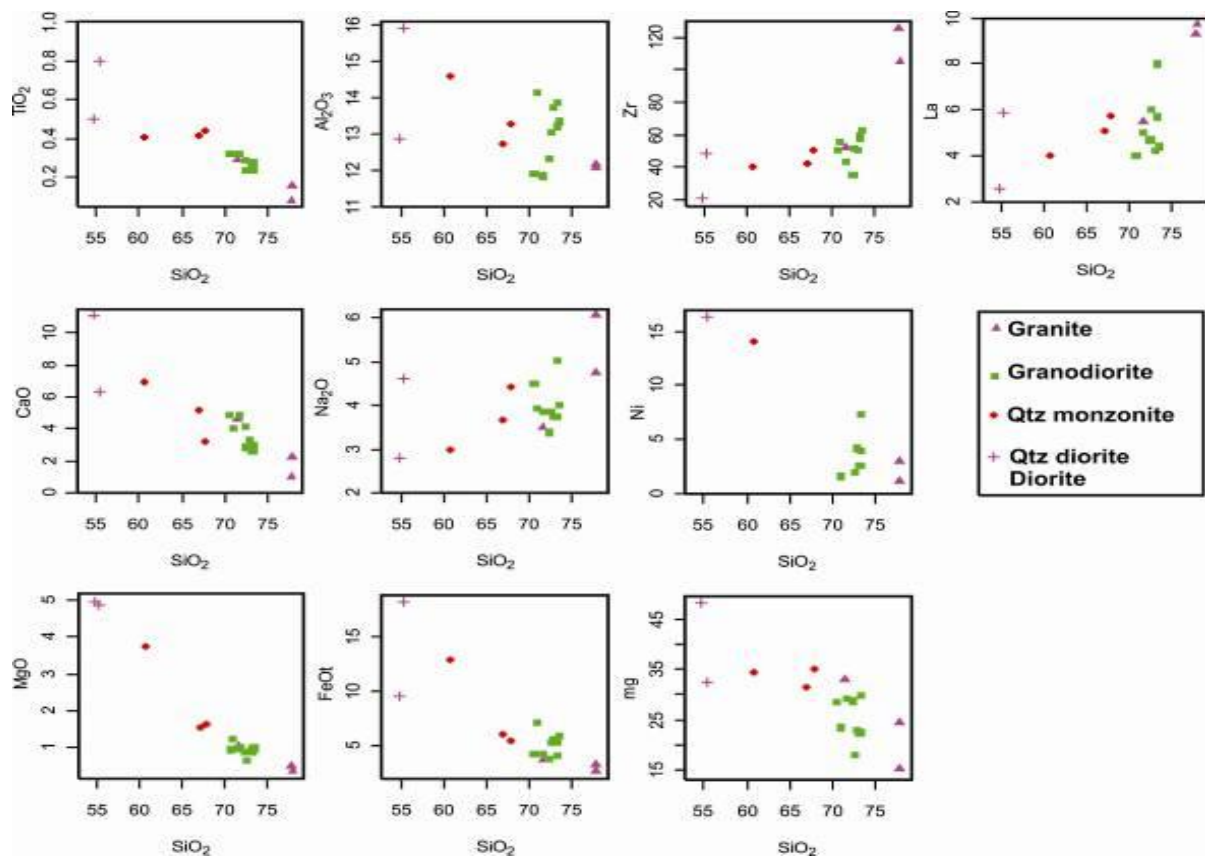
مقدار روبیدیوم این سنگ‌ها (۰/۳ تا ۲۳/۷ ppm)، سزیم (۰/۱ تا ۰/۳ ppm)، استرانسیوم (۴۵ تا ۲۴۳ ppm)، زیرکونیوم (۴۰ تا ۱۱۱ ppm) و باریم (۷۵ تا ۲۹۵ ppm) است (جدول ۳). کمان‌های آتشفشانی را می‌توان بر اساس نسبت  $Ce/Yb$  به دو دسته غنی‌شده و کمتر غنی‌شده تقسیم نمود (Juteau and Maury, 1997). اگر این نسبت بیشتر از ۱۵ باشد کمان از نوع غنی‌شده و اگر کمتر از ۱۵ باشد از نوع کمتر غنی‌شده است. میانگین این نسبت در سنگ‌های منطقه بررسی شده کمتر از ۷ به دست آمد. بنابراین، نتایج بیانگر وابستگی نمونه‌ها به یک کمان کمتر غنی‌شده است. همچنین، نمودار  $Rb/Zr$  در مقابل  $Nb$  موقعیت نمونه‌ها را در یک کمان نابالغ نشان می‌دهد (شکل ۴- C). نمودار  $Sr/Y$  در مقابل  $Y$  (Martin, 1994) و نمودار  $La/Yb$  در مقابل  $Th/Yb$

(Condie, 1989) موقعیت توده‌های نفوذی بررسی شده را در منطقه جزایر قوسی و منشأ گرفته از گوشته نشان می‌دهد (شکل ۴- A و B). نسبت  $(La/Yb)_N$  بین ۱/۰۷ تا ۱/۹۷ متغیر و نسبت  $Eu/Eu^*$  از ۰/۶ تا ۱ متغیر است (جدول ۲).

در نمودارهای هارکر (Harker, 1909) عناصر اصلی مانند:  $CaO$ ،  $FeO_t$ ،  $MgO$  و  $TiO_2$  دارای الگوی خطی با سیر نزولی در مقابل افزایش مقدار اکسید سیلیسیوم است (شکل ۵). در نمودارهای تغییرات عناصر فرعی در مقابل اکسید سیلیسیوم، برای  $Mg$  و  $Ni$  یک روند خطی نزولی و برای  $La$  و  $Zr$  یک روند خطی صعودی مشاهده می‌شود. میزان تغییرات عنصر  $Zr$  روند منحنی‌وار نشان می‌دهد و با افزایش اکسید سیلیسیوم میزان آن افزایش می‌یابد. Chappell و همکاران (۱۹۹۸) معتقدند این روند در گرانیتوئیدهای نوع I معمول است (شکل ۵).



(شکل ۴- A) نمودار  $Sr/Y$  در مقابل  $Y$  (Martin, 1994)، (B) نمودار  $La/Yb$  در مقابل  $Th/Yb$  (Condie, 1989)، (C) نمودار  $Rb/Zr$  در مقابل  $Nb$  (Brown et al., 1984) و (D) نمودار  $(La/Yb)_N$  در مقابل  $(Yb)_N$  (Martin, 1994) موقعیت نمونه‌های بررسی شده را در منطقه جزایر قوسی و منشأ ماگما را از خارج از محدوده پایداری گارنت نشان می‌دهد.



شکل ۵- نمودارهای هارکر برخی عناصر اصلی و فرعی در مقابل اکسید سیلیسیوم (اکسیدها بر حسب درصد وزنی و عناصر بر حسب گرم در تن).

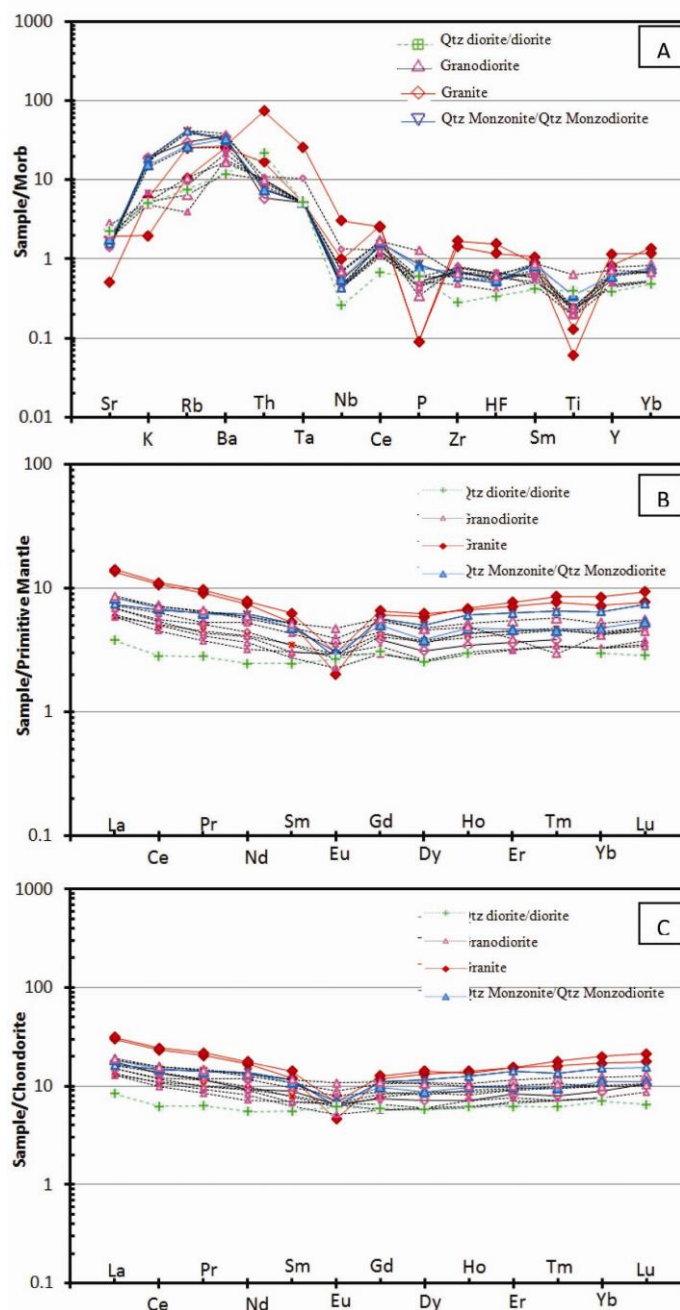
### نمودارهای عنکبوتی

عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند: Ta, Nb و Ti و فراوانی بالای عناصر با شدت میدان پایین (LILE) مانند: K, Ce, La, Rb و Th از ویژگی‌های بارز قوس‌های آتشفشانی است (Hawkesworth *et al.*, 1991). هرچند برخی از پژوهشگران مقادیر پایین عناصر Nb, Ta و Ti را همچنین، به فرآیندهای تهی‌شدگی قبلی در سنگ‌های گوشته نیز نسبت می‌دهند (Gust *et al.*, 1977؛ Woodhead *et al.*, 1993). نمودارهای عنکبوتی مربوط به عناصر کمیاب خاکی (REE) که نسبت به مقادیر کندریت (Boynton, 1985) و گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989) نرمالیزه شده‌اند در شکل ۶-B و C ارائه شده است. الگوی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی در

نمودار عنکبوتی مربوط به عناصر کمیاب که نسبت به مقادیر مورب (Pearce, 1983) نرمالیزه شده در شکل ۶-A ارائه شده است. بر اساس این نمودار اغلب نمونه‌ها از عناصر Nb و Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهد. مقادیر پایین Nb و Ti دلالت بر باقی ماندن این عناصر در منشأ طی ذوب دارد و بیانگر حضور فازهای دیرگداز حاوی این عناصر (نظیر: روتیل، ایلمنیت، آمفیبول پارگازیتی تیتان دار، اسفن و آپاتیت) در پوسته اقیانوسی فرورانده شده و یا گوه گوشته‌ای ذوب نشده دارد (Keppler, 1996؛ Tatsumi *et al.*, 1986). آنومالی جزئی Sr می‌تواند ناشی از حضور کانی پلاژیوکلاز در این نمونه‌ها باشد (Martin, 1999). تهی‌شدگی از

گوشته اولیه را نشان می‌دهد. این الگو به مقدار اندک تمایل به غنی‌شدگی در بخش LREE دارد. الگوی نسبتاً مسطح عناصر کمیاب خاکی می‌تواند تأیید کننده ماهیت تولد ایتی ماگمای تولیدکننده این سنگ‌ها باشد (Wilson, 1989).

سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه با آنومالی منفی Eu که می‌تواند مربوط به حضور پلاژیوکلاز باشد (Taylor and Mc Lennan, 1985). به طور کلی حالت مسطح (flat) با میزان تقریبی ۸ تا ۳۰ برابر حد گزارش شده برای کندریت و ۳ تا ۱۰ برابر



شکل ۶- A) نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و کمیاب که نسبت به مورب نرمال شده‌اند (Pearce, 1983)، B) نمودار عناصر نادر خاکی که نسبت به گوشته اولیه نرمال شده‌اند (Sun and Mc Donough, 1989)، C) نمودار عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت نرمال شده‌اند (Boynton, 1985).

در این آزمایشگاه، از روش Laser-Ablation multi collector ICP-MS برای سن‌سنجی استفاده می‌شود. در این مرحله، ابتدا زیرکن‌ها در یک پلاک اپاکسی همراه با خرده‌هایی از زیرکن استاندارد و شیشه‌های NBS 610 قالب‌گیری می‌شود و صیقل می‌خورد. نمونه استاندارد زیرکن ID-TIMS نمونه زیرکنی از سریلانکا با سن  $563/5 \pm 3/2$  میلیون سال قبل است. در این روش، به طور معمول با یک پرتو به قطر ۲۵ یا ۳۵ میکروژول، با نرخ تکرار ۸ هرتز و انرژی ۱۰۰ میکروژول، یک سیگنال در زیرکن تولید شده و مواد برانگیخته شده توسط پرتو لیزر از یک اتاقک گاز هلیوم عبور می‌کند. گاز هلیوم و نمونه برانگیخته شده پیش از ورود به محیط پلازما ICP-MS با گاز آرگون مخلوط می‌شود. مقدار Th و U نمونه‌های مجهول با زیرکن استاندارد و شیشه‌ها مورد سنجش قرار می‌گیرد. مقدار U این شیشه‌ها ۴۶۲ گرم در تن و مقدار Th آن ۴۵۷ گرم در تن است. قطعیت آنالیزهای انجام شده حدود ۲ سیگما (تقریباً ۱ درصد) برای  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  و  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  است.

#### نتایج سن‌سنجی زیرکن

نسبت U/Th در زیرکن یک پارامتر مناسب برای تعیین پتروژنز است. به طور معمول در زیرکن‌های دگرگونی نسبت U/Th بیش از ۵ تا ۱۰ و در زیرکن‌های آذرین کمتر است (Rubatto *et al.*, 2001؛ Williams, 2001). این نسبت در زیرکن‌های مطالعه شده کمتر از ۲ بود که نشان‌دهنده ماهیت ماگمایی آنها است. بنابراین، اطلاعات U-Pb به دست آمده را می‌توان نماینده سن تبلور توده گرانیتی دانست (Cherniak and Watson, 2000).

نتایج آنالیز سن‌سنجی نمونه گرانیت در جدول ۳ ارائه شده است. همچنین، نمودارهای کنکردیای

همان طور که در بخش قبلی بر اساس دیگرام مربوط به مقادیر  $\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  نیز اشاره شد توده‌های نفوذی منطقه بیشتر به سری‌های توله‌ایتی و کم‌پتاسیم تعلق دارد (شکل ۳-B). ماگمای توله‌ایتی با مقدار پتاسیم پایین در کمان ماگمایی می‌تواند با سیالات ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی با ترکیب مشابه MORB در ارتباط باشد در حالی که ترکیبات کالک‌آلکان و شوشونیتی با سیالات تغذیه شده از ترکیبی مشابه OIB در ارتباط هستند (Thompson *et al.*, 1984). نسبت (La/Yb)N توده‌ها بین ۱/۰۷ تا ۱/۹۷ متغیر است. مقادیر پایین این نسبت بیانگر تشکیل ماگما در عمق خارج از قلمرو پایداری گارنت است.

#### تعیین سن

انتخاب روش تعیین سن بستگی به تأثیر پدیده‌های حرارتی مانند: دگرگونی ناحیه‌ای و یا تأثیر محلول‌های ماگمایی-گرمابی طی زمان دارد. در این میان بهترین روش سن‌سنجی استفاده از کانی زیرکن است. از زیرکن برای تعیین سن اورانیوم-سرب استفاده می‌شود. زیرا مقدار سرب اندک و اورانیوم و توریم بالایی دارد. این کانی می‌تواند طی فرآیندهای هوازدگی و دگرگونی در دمای بالا و آناتکسی مقاوم و پایدار باشد (Wark and Heaman and Parrish, 1991؛ Hoskin and Watson, 1996؛ Miller, 1993؛ Schaltegger, 2003).

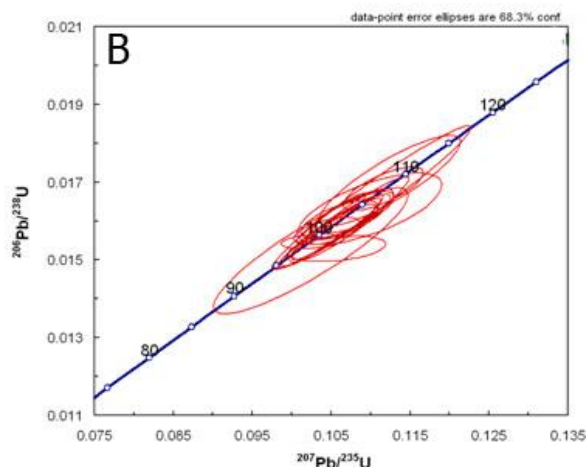
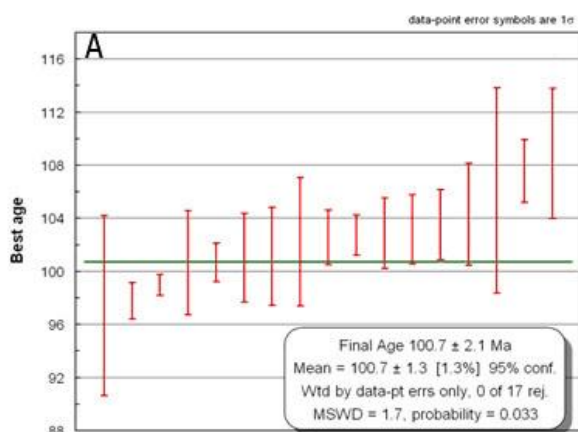
پس از بررسی‌های دقیق پتروگرافی و پترولوژی یک نمونه از واحدهای گرانیتوئیدی منطقه برای سن‌سنجی انتخاب شد. حداقل ۵۰ دانه زیرکن با طول بیشتر از ۳۵ میکرون جدا شد و زیرکن‌های جدا شده در میکرو تیوب‌هایی قرار گرفت و برای تعیین سن به مرکز Laser Chron آریزونا در دانشگاه آریزونا آمریکا فرستاده شد.

برخلاف آنچه قبلاً عنوان شده، سن توده‌های نفوذی جنوب سبزوار قدیمی‌تر از سنوزوئیک است و به حوادث ائوسن مربوط نیست. همچنین، توده دیوریتی جنوب منطقه به دلیل آنکه به صورت آنکلاو در توده گرانیت-گرانودیوریتی دیده می‌شود نمی‌تواند متعلق به کرتاسه بالایی Eftekharnjad (Jafarian and Jalali, 1998 *et al.*, 1976) و یا سنوزوئیک (Soltani, 2000) باشد.

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  در مقابل  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  و هیستوگرام تعیین سن میانگین نمونه در شکل ۷ نشان داده شده است. بر اساس نتایج به دست آمده سن توده گرانیت (۱۸ نقطه آنالیز)  $100.7 \pm 2.1$  میلیون سال به دست آمد (جدول ۳ و شکل‌های A-۷ و B). مقادیر به دست آمده بیانگر آن است که ماگماتیسم گرانودیوریتی-گرانیتی منطقه در کرتاسه میانی جایگیری شده است. بنابراین،

جدول ۳- نتایج حاصل از سن‌سنجی زیرکن به وسیله دستگاه Laser-Ablation Multicollector

sample	U (ppm)	U/Th	206 Pb/207Pb	±(%)	207 Pb/205Pb	±(%)	206 Pb/208Pb	±(%)	Age (Ma)	±(Ma)
1	863.2	1.2	20.6	1.5	0.11	4.99	0.016	4.8	102.29	4.8
2	688.9	1.3	20.7	1.9	0.11	3.20	0.016	2.6	103.60	2.6
3	761.8	1.3	20.7	1.3	0.11	1.99	0.016	1.5	102.77	1.5
4	856.4	0.7	20.8	2.0	0.11	2.99	0.017	2.2	107.60	2.3
5	431.4	1.6	20.5	3.7	0.10	7.93	0.015	7.0	97.54	6.8
6	830.0	0.8	20.5	1.6	0.11	4.00	0.016	3.7	101.17	3.7
7	439.7	1.5	20.9	2.7	0.11	5.26	0.017	4.5	109.04	4.9
8	915.2	1.3	20.8	1.7	0.11	7.57	0.017	7.4	106.16	7.8
9	724.7	1.2	21.1	0.9	0.11	2.75	0.016	2.6	102.95	2.7
10	892.8	0.8	20.7	2.1	0.11	3.29	0.016	2.5	103.23	2.6
11	611.0	1.5	20.8	2.3	0.11	3.06	0.016	2.0	102.63	2.0
12	604.2	1.3	18.5	18.2	0.11	21.40	0.015	11.3	93.20	10.5
13	596.0	1.0	20.5	4.1	0.11	5.50	0.016	3.7	104.52	3.8
14	711.8	1.2	20.8	2.4	0.10	2.53	0.015	0.8	99.03	0.8
15	593.2	1.4	20.8	2.2	0.10	2.66	0.016	1.5	100.76	1.5
16	627.5	1.2	19.9	3.6	0.11	3.85	0.015	1.4	97.95	1.4
17	909.5	1.2	20.6	1.1	0.11	3.51	0.016	3.3	101.07	3.3
18	806.9	0.9	20.7	1.4	0.10	4.16	0.016	3.9	100.73	3.9



شکل ۷- A) تعیین سن میانگین و B) پلات کنکردیا

## ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd

تجزیه ایزوتوپ‌های رادیوژنیک Sm-Nd و Rb-Sr به منظور تعیین منشأ بر روی توده گرانیتی تعیین سن شده، انجام شد. مقدار نسبت ایزوتوپ اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  برای توده یاد شده (با توجه به سن

حدود ۱۰۰ میلیون سال زیرکن) مقدار  $0.7049$  (جدول ۴) و میزان نسبت ایزوتوپ  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  اولیه  $0.5127$  (جدول ۵) و میزان  $\epsilon\text{Nd}$   $+4.5$  محاسبه شد (شکل ۸). نتایج ایزوتوپی منشأ ماگما را خارج از پوسته قاره‌ای نشان می‌دهد.

جدول ۴- داده‌های ایزوتوپی مربوط به ایزوتوپ‌های Rb-Sr

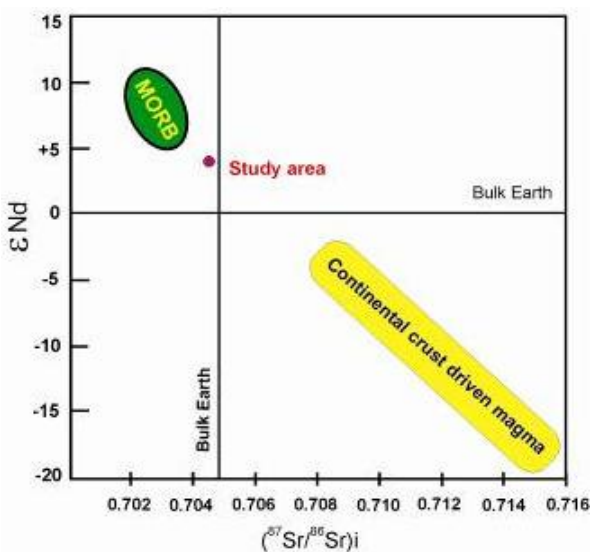
Sample	Age (MA)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	87Rb/86Sr	(87Sr/86Sr) <sub>m</sub> (2 $\alpha$ )	(87Sr/86Sr) <sub>initial</sub>	2SE
Granite	100	23.9	132	0.5233	0.704969	0.704218	0.000012

جدول ۵- داده‌های ایزوتوپی مربوط به ایزوتوپ‌های Sm-Nd.  $i$  = نسبت اولیه،  $m$  = نسبت اندازه‌گیری شده،  $\text{age}$  = سن محاسبه شده بر اساس سنسنجی اورانیوم-سرب زیرکن

Sample	Age (MA)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	147Sm/144Nd	(143Nd/144Nd) <sub>m</sub> (2 $\alpha$ )	(143Nd/144Nd) <sub>initial</sub>	Nd $\epsilon$
Granite	100	1.56	6	0.1578	0.5128	0.5127	4.5+

لبه جنوبی منطقه البرز شرقی (یا منطقه بینالود) به یک پهنه فرورانش حاشیه قاره‌ای تبدیل شده است. عقیده بر این بوده است که حدود ۸۰ میلیون سال پیش حوضه اقیانوسی فعالی در منطقه سبزوار وجود داشته که در فاصله زمانی کرتاسه پایانی-اوایل ترسیر بسته شده است. نتایج سنسنجی Ar-Ar بر روی مسکویت و هورنبلند از دو نمونه شیبستی سن نزدیک به ۵۳ میلیون سال قبل به عنوان سن جایگزینی افیولیت (Hassani, 2000) و pak and Ghazi, 2000) بسته شدن تتیس در حوضه سبزوار دانسته شده است.

داده‌های سنسنجی و ایزوتوپی موجود در گستره مورد بحث در جدول ۶ و شکل ۹ ارائه شده است. در شکل ۹-A در محدوده بررسی شده سن دقیق بر مبنای اورانیوم-سرب در زیرکن و سایر داده‌های سنسنجی بر مبنای روش‌های Ar-Ar (Bauman *et al.*, 1983) و Rb-Sr (Soltani, 2000) است. نمونه‌های منطقه جنوب سبزوار سن حدود ۹۷ تا ۱۰۰ میلیون سال را نشان می‌دهد. جوان‌ترین فعالیت ماگمایی



شکل ۸- مقایسه میزان initial  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  و  $\epsilon\text{Nd}$  نمونه مطالعه شده

## بحث

پژوهشگران متعددی به بررسی کمر بند ماگمایی شمال شرق ایران در محدوده پهنه سبزوار پرداخته اند. در آثار مختلف به فرورانش پوسته اقیانوسی نتوتتیس حوضه سبزوار اشاره شده است. به این صورت که این کمان ماگمایی در ابتدا از نوع جزایر کمانی بوده است و با ادامه فرورانش و اتصال آن به

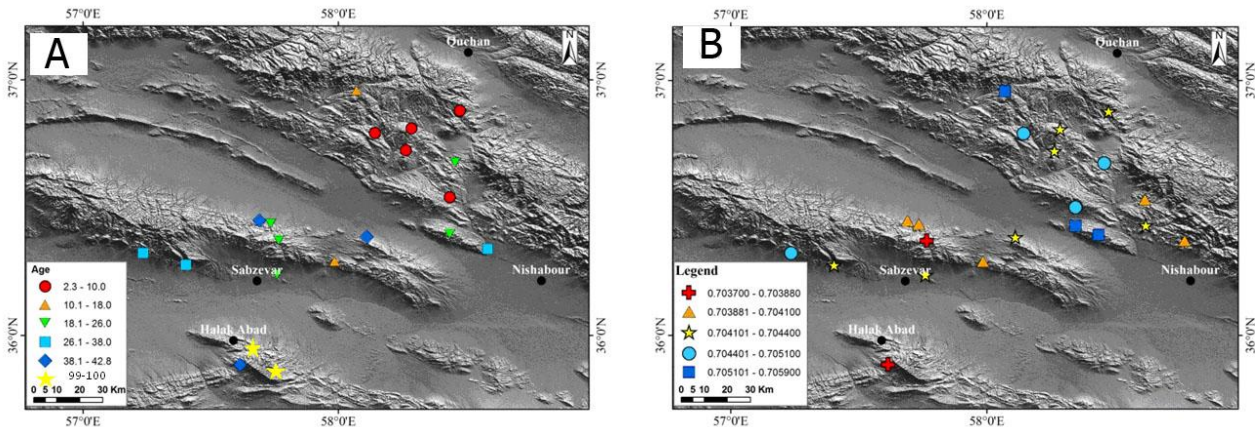
نشان می‌دهد بخشی از ماگماتیسم گسترده جنوب سبزوار در کرتاسه میانی جایگیری شده است. با تداوم فرورانش سن ماگماتیسم از کرتاسه (در منطقه سبزوار) به سمت شمال شرق (پلیوپلیستوسن در جنوب قوچان) کاهش یافته است. همچنان که اشاره شد ماهیت ماگماتیسم منطقه بررسی شده توله‌ایتی-آهکی قلیایی از نوع جزایر قوسی است. به سمت شمال و شمال شرق فعالیت‌های ماگمایی طبیعت آهکی قلیایی از نوع حاشیه‌ای قاره دارد. ماهیت آداکیتی ماگماتیسم جنوب قوچان به عنوان تکامل این کمان ماگمایی مطرح شده است (Ghasemi *et al.*, 2010).

در جنوب قوچان است که تعیین سن نمونه‌ها به روش پتاسیم-آرگون سن آخرین تحولات آنها را بین ۲/۴۱ تا ۷ میلیون سال (Spies *et al.*, 1984) برآورد کرده است. تغییرات مقادیر ایزوتوپ اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  تعدادی از سنگ‌های محدوده فوق در شکل ۹-B نشان داده شده است. بررسی‌ها بیانگر تغییرات مقادیر ایزوتوپ اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  از ۰/۷۰۳۷ در جنوب تا ۰/۷۰۵۹ در شمال است. نتایج تغییرات نسبت‌های ایزوتوپ اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  با سن سنگ‌ها مطابقت داشته و همگی بیانگر فرورانش به سمت شمال شرق است. نتایج به دست آمده از بررسی‌های این پژوهش

جدول ۶- مقایسه نتایج سن‌سنجی و ایزوتوپ ناپایدار سنگ‌های مختلف در گستره سبزوار-قوچان

شماره	جنس	طول	عرض	سن	( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) <sub>i</sub>	منبع
۱	گرانیت	566002	3972159	100	0.70490	مقاله حاضر
۲	داسیت	521145	4019740	38.0	0.70470	Bauman <i>et al.</i> , 1983
۳	داسیت	536210	4014660	31.0	0.70440	"
۴	داسیت	568298	4010530	25.0	0.70440	"
۵	آندزیت	565922	4032630	24.0	0.70400	"
۶	سنگ‌های آلكالی	561897	4034040	42.0	0.70400	"
۷	داسیت	568701	4025280	26.0	0.70370	"
۸	آندزیت	599659	4027340	41.0	0.70420	"
۹	سنگ‌های آلكالی	588494	4016480	18.0	0.70410	"
۱۰	داسیت	601975	4072420	10.0	0.70470	"
۱۱	داسیت	612903	4065020	2.9	0.70430	"
۱۲	داسیت	614712	4074500	4.6	0.70420	"
۱۳	داسیت	630277	4059810	25.8	0.70490	"
۱۴	داسیت	628563	4044880	2.3	0.00000	"
۱۵	آندزیت	628804	4028690	22.0	0.70550	"
۱۶	داسیت	631478	4082440	2.7	0.70430	"
۱۷	داسیت	595322	4090780	18.0	0.70570	"
۱۸	آندزیت	642234	4022690	36.0	0.00000	"
۱۹	آندزیت	644823	4044250	0.0	0.70400	"
۲۰	آندزیت	645251	4033060	0.0	0.70440	"
۲۱	آندزیت	620484	4040530	0.0	0.70510	"
۲۲	آندزیت	620715	4032530	0.0	0.70590	"
۲۳	آندزیت	659019	4026630	0.0	0.70410	"
۲۴	گابرو	555519	3971420	42.8	0.70386	"
۲۵	گرانودیوریت	661525	3907810	42.8	0.70388	(Soltani,2000)
۲۶	گرانودیوریت	665112	3908700	42.8	0.70475	(Soltani,2000)





شکل ۹- A و B) مقایسه نتایج سن سنجی و مقادیر ایزوتوپ اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  توده های نفوذی و سنگ های ولکانیکی

متغیر است. بر اساس کانی‌شناسی و مقادیر بالای پذیرفتاری مغناطیسی واحدهای نفوذی منطقه در طبقه گرانیتوئیدهای اکسیدان سری مگنتیت طبقه‌بندی می‌شود. مقادیر نسبتاً پایین Nb، Y و Zr بیانگر آن است که گرانیتوئیدهای بررسی شده سری I با ماهیت غالب متآلومین، از نظر سری ماگمایی روند توله ایتی تا آهکی-قلیایی دارد. نمودارهای بهنجار شده عناصر خاکی کمیاب این سنگ‌ها نسبت به کندریت و گوشته اولیه تقریباً مسطح و غنی‌شدگی جزئی از عناصر خاکی کمیاب سبک در گرانیت‌ها نشان می‌دهد. ویژگی‌های اشاره شده با شاخص ماگماهای مناطق فرورانش منطبق است.

بی‌هنجاری منفی از عناصر با شدت میدان بالا نظیر Nb و Ti از ویژگی‌های شاخص محیط‌های کمانی است. با توجه به رفتار عناصر خاکی کمیاب که الگوی تقریباً مسطح ( $\text{La}/\text{Sm}_{\text{pm}} = 0.97 - 2/57$ ) داشته، خارج از محدوده پایداری گارنت را نشان می‌دهد؛ بنابراین، سنگ منشأ آن از نوع اکلوتیتی یا گارنت آمفیبولیتی نیست. نتایج بررسی های ایزوتوپی رادیوژنیک Sm-Nd و Rb-Sr منشأ ماگما را خارج از پوسته قاره‌ای و از گوشته نشان می‌دهد. سن سنجی با روش اورانیوم-سرب بر روی کانی زیرکن بیانگر آن است که ماگماتیسیم منطقه بررسی

نسبت Sm/Yb که به منظور تعیین حضور یا عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ سنگ‌های بررسی شده به کار می‌رود در نمونه‌های مورد بررسی کمتر از ۲ است؛ بنابراین، توده‌های نفوذی جنوب سبزوار در محدوده منشأ بدون گارنت قرار می‌گیرد.

در منطقه سلطان‌آباد (شمال‌شرق شهر سبزوار) رخنمون چند توده نفوذی با ویژگی‌های آداکیت گزارش شده که به ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورو و تشکیل مذاب آداکیتی و رستیت گارنت-آمفیبولیتی در اعماق یک پهنه فرورانش داغ نسبت داده شده است (Nasrabady, 2013). بررسی ماگماتیسیم شمال و جنوب سبزوار بیانگر افزایش عمق تشکیل ماگما به سمت شمال و شمال‌شرق در این منطقه است. با وجود این، ارتباط فرآیند ماگماتیسیم جنوب سبزوار با تشکیل آداکیت‌ها در دو منطقه سلطان‌آباد و قوچان نیاز به بررسی بیشتر دارد.

### نتیجه‌گیری

در گستره جنوب سبزوار رخنمون وسیعی از توده‌های آذرین نفوذی و نیمه‌عمیق به اشکال باتولیت، استوک و دایک در بین سنگ‌های افیولیتی دیده می‌شود. ترکیب سنگ‌شناسی این توده‌ها از دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز موزونیت، گرانودیوریت تا گرانیت

### سیاسگزاری

نگارندگان از دکتر جورج گرلز و ویکتور ولنسیا از گروه علوم زمین دانشگاه آریزونا به خاطر انجام آنالیزهای سن سنجی و از جناب آقای دکتر سعید سعادت به خاطر راهنمایی‌های ارزشمندشان قدردانی می‌نمایند.

شده به صورت ظهور ترکیبات گرانودیوریتی-گرانیتی در کرتاسه میانی اتفاق افتاده است. بنابراین، برخلاف آن چه قبلاً عنوان شده سن توده‌های نفوذی جنوب سبزوآر قدیمی‌تر از سنوزوئیک و به حوادث ائوسن مربوط نیست.

### منابع

- Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Bauman, A., Spies, O. and Lensch, G. (1983) Strontium isotopic composition of post Ophiolitic Tertiary volcanics between Kashmar, Sabzevar and Quchan NE Iran. Geodynamic Project (geotraverse) in Iran, final report. Report no. 51, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Boynton, W. V. (1985) Cosmochemistry of the rare earth elements, meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry, developments in geochemistry (Ed. Henderson, P. E.) 63-114. Elsevier, Amsterdam.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S. and Webb, P. C. (1984) The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. Journal of Geological Society of London 141: 413-426.
- Castillo, P. R., Rigby, S. J. and Solidum, R. U. (2006) Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: geochemical evidence from the Sulu Arc, Southern Philippines. Lithos 97(3-4): 271-288.
- Chappell, B. W., Bryant, C. J., Wyborn, D. and White, A. J. R. (1998) High and low-temperature I-type granites. Resource Geology 4-48: 225-235.
- Cherniak, D. J. and Watson, E. B. (2000) Pb diffusion in zircon. Chemical Geology 172: 5-24.
- Condie K. C. (1989) Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance. Lithos 23: 1-18.
- Eftekharnajad, J., Aghanabati, A. and Hamzehpour, B. (1976) The geological map of Kashmar 1:250000, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Frost, B. R. and Barnes, C. 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: 2033-2048.
- Ghasemi, H., Sadeghian, M., Khanalizadeh, A. and Tanha, A., (2010) Petrology, geochemistry and radiometric ages of high silica Adakitic Domes of Neogene continental arc, south of Quchan. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 18(3): 347-370 (in Persian).
- Ghorbani, M. (2002) The history of economic geology of Iran. national geoscience database of Iran. Tehran.
- Gust, D. A., Arculus, R. A. and Kersting, A. B. (1977) Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc. The Canadian Mineralogist 35: 347-365.
- Harker, A. (1909) The natural history of igneous rocks. Methuen and Co. London.
- Hassani pak, A. A. and Ghazi, A. M. (2000) Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, northwest Iran: implications for Tethyan tectonics. Journal of Asian Earth Sciences 18(1): 109-121.

- Hawkesworth, C. J., Hergt, J. M., Ellam, R. M. and Mc Dermott, F. (1991) Element fluxes associated with subduction related magmatism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 335: 393-405.
- Heaman, L. and Parrish, R. R. (1991) U-Pb geochronology of accessory minerals. In: *Applications of radiogenic isotope systems to problems in geology* (Eds. Human, L. and Ludden, J. N.) 19: 59-102. Mineralogical Association of Canada, Canada.
- Hoskin, P. W. O. and Schaltegger, U. (2003) The composition of zircon and metamorphic petrogenesis. In: *Zircon* (Eds. Hanchar, J. M. and Hoskin, P. W. O.) 53: 27-62. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Society of America, Washington, DC.
- Ishihara, S. (1977) The magnetite series and ilmenite series granitic rocks. *Mining Geology* 27: 293-305.
- Jafarian, M. and Jalali, M. (1998) Geological 1:100000 Map of Sheshtamad. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Juteau, T. and Maury, R. (1997) *Geologie de la croûte oceanique, petrologie et dynamique endogens*. Masson, Paris.
- Keppler, H. (1996) Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids. *Nature* 380: 237-240.
- Lindenberge, H. G., Gorler, K. and Ibbeken, H. (1983) Stratigraphy, structure and orogenic evolution of the Sabzevar zone in the area of Oryan (Khorasan, NE Iran). Report 51: 119-143, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Martin, H. (1994) The archaean grey gneisses and the genesis of the continental crust. In: *The archaean crustal evolution* (Ed. Condie, K. C.) 205-259. Elsevier, Amsterdam.
- Martin, H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46: 411-429.
- Middlemost, E. A. K. (1985) *Magmas and magmatic rocks*. Longman scientific and Technical, London.
- Nasrabad, M. (2013) Petrogenesis of hornblenditic dykes from southwest Soltan abad (NE Sabzevar). *Petrology* 4(13): 99-117.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva, Cheshire.
- 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, R. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- 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.
- Rubatto, D., Williams, I. S. and Buick, I. S. (2001) Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds range central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140: 458-468.
- Soltani, A. (2000) Geochemistry and geochronology of I-type granitoid rocks in the northeastern Central Iran plate. PhD Thesis, university of Wollongong, Wollongong,

Australia.

- Spies, O., Lensch, G. and Mihm, A. (1984) Petrology and geochemistry of the post-Ophiolitic Tertiary volcanics between Sabsevar and Quchan, NE Iran. Report 51: 389-408, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Sun, S. S. and Mc Donough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Magmatism in oceanic basins (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication 42: 313-345. Geological Society of London, London.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. and Nesbitt, R. W. (1986) Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology* 29: 293-310.
- Taylor, S. R. and Mc Lennan, S. M. (1985) The continental crust, its composition and evolution, an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks, Blackwell, Oxford.
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G. L., Parry, S. J., Simpson, P. R., Hutchison, R. and O'Hara, M. J. (1984) An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 310(1514): 549-590.
- Wark, D. A. and Miller, C. F. (1993) Accessory mineral behavior during differentiation of a granite suite: monazite, xenotime and zircon in the Sweetwater Wash pluton, southeastern California. *Chemical Geology* 110: 49-67.
- Watson, E. B. (1996) Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: kinetic principles, geologic models and implications for isotopic inheritance. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Science* 87: 43-56.
- Williams, I. S. (2001) Response of detrital zircon and monazite and their U-Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 557-580.
- Woodhead, J., Eggins, S. and Gamble, J. (1993) High field strength and transition element systematic in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters* 114: 491-504.

## Dating of age, genesis and tectonic setting of intrusive bodies in south of Sabzevar

Maliheh Ghoorchi Rooki, Mohammad Hassan Karimpour  
and Khosrow Ebrahimi Nasrabadi \*

Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

### Abstract

In this study, we investigate the geochemical evolution and the age of intrusive rocks from central part of the magmatic arc of the northeastern Iran in the south of Sabzevar (Khorasan Razavi province). The geochemical evidences point to magmatism related to volcanic arc and subduction zone. The intrusive rocks vary in composition from granite to diorite and gabbro. Based on mineralogy and the high values of magnetic susceptibility [ $(>400) \times 10^{-5}$  SI], the intrusive rocks are classified as magnetite-series of oxidized I-type granitoid. Chemically, they are meta to per-aluminous, enriched in LILE (K, Th and Rb) and depleted in HFSE (Nb, P and Ti) and belong to tholeiitic series. Low  $(La/Yb)_N$ , low Sr/Y ratios and the negative anomaly of Eu indicate a classic island arc type magmatism. Trace elements behavior in acidic and intermediate intrusive rocks show nearly flat pattern ( $La/Sm_{Pm} = 0.97-2.57$ ) and lie outside the garnet stability field. Thus, the source rocks should not be eclogite or garnet amphibolite. The geochemical signature of rare and trace elements suggests derivation from melting under relatively low pressure condition (shallow depth). The results of U-Pb zircon dating of the studied are 97-100 Ma (mid-Cretaceous time). The initial  $^{87}Sr/^{86}Sr$  ratios and the initial  $\epsilon Nd$  are 0.7049 and +4.54, respectively.

**Key words:** Cretaceous, Granitoid mass, Magmatic arc, Sabzevar, Central Iran