پتـــرولوژی، سال چهارم، شماره شانزدهم، زمستان ۱۳۹۲، صفحه ۱–۲۰ تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۱۰/۱۳

تعیین سن، منشأ و جایگاه تکتونیکی تودههای نفوذی جنوب سبزوار

ملیحه قورچی روکی، محمد حسن کریم پور و خسرو ابراهیمی نصر آبادی * گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

چکیدہ

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 ژئوشیمایی بیانگر ماگماتیسم مرتبط با قوسهای آتشفشانی و پهنه فرورانش در این منطقه است. ترکیب تودهها از گرانیت تا دیوریت و گابرو تغییر می کند. بر اساس کانیشناسی و مقادیر بالای حساسیت مغناطیسی (بیشتر از ^۵- ۲۰× ۴۰) تودههای گرانیتوئیدی به عنوان گرانیتوئیدهای سری مگنتیت و نوع I طبقهبندی می شود. از نظر شیمیایی از نوع متاآلومینوس تا پرآلومینوس و غنیشدگی از عناصر با شدت میدان پیایین (LILE) ماننـد: K، ماR و Tr تهیشدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) نظیر: Nb P و Ti نشان می دهد و به سری تولهایتی تعلق دارد. مقـدار انـدک (La/Yb)N مقدار پایین نسبت Sr/Y و ناه جاری منفی Eu همگی معرف ماگماتیسم نوع جزایر قوسی کلاسیک است. رفتار عناصر کمیاب تودههای اسیدی و حد واسط الگوی تقریباً مسطح (۹۷۰ تا ۲۵/۱۰ تا می دهد و به سری تولهایتی تعلق دارد. گارنت را نشان می دهد و بنابراین، سنگ منشا آن از نوع اکلوژیتی یا گرانت آمفیبولیتی نیست. ژئوشیمی عناصر فرعی و کمیاب بیانگر خاستگاه ماگما در فشار نسبتاً کم (عمق کم) است. بررسیهای سن سنجی با روش اورانیوم-سرب در زیـرکن بـر روی توده گرانیت-گرانودیوریتی بیانگر سن ۹۷ تا ۱۰۰ میلیون سال (کرتاسه میای) است. نسبت ایزوتوپ اولیـه ۲⁸⁵8 و مقدار M3 به ترتیب ۹۰/۷۰ و ۲/۹+ است.

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

مقدمه

فعالیت های 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 گستتره '۳۶ '۵۷° تیا '۴۶ '۵۷ طیول شیرقی و

'۴۹ °۳۵ تا ۵۵ ۳۵۵ عرض شمالی واقع شده است. زمین شناسی محدوده به دو بخش اصلی تقسیم می شود. بخش اول رخنمون های کوچکی از سنگ های اولترابازیک (کرتاسه) که در طول گسل های راندگی سرتاسری جای گرفته و شاید متعلق به پوسته اقیانوسی حوضه سبزوار باشد.

* khebrahimi@um.ac.ir

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).

پژوهشگران بسیاری به بررسی زمین شناسی و حوادث تکتونیکی این ناحیه پرداختهاند. بر اساس نظر عالی این ناحیه پرداختهاند. بر اساس نظر (۱۹۸۴) و همکران (۱۹۸۴) و Spies و همکاران (۱۹۸۴) حدود ۸۰ میلیون سال پیش حوضه اقیانوسی فعالی در منطقه سروار وجود داشته است که در فاصله زمانی کرتاسه پایانی-اوایل ترسیر بسته شده است. آنها در شرح اوایا ترسیر بسته شده است. آنها در شرح ایران به پهنه فرورانش به سمت شمال در اواخر کرتاسه اشاره کردهاند.

پژوهشـگرانی ماننـد: Eftekharnejad و همکـاران Jafarian ، (۱۹۷۶) و Jafarian (۱۹۷۶) و Soltani سرای اسکماتیسـم فعالیـت ماگمـایی نفـوذی اسـیدی منطقـه را بـه سـنوزوئیک (ائوسـن میانی-پایانی) و تودههای حدواسط را بـه کرتاسـه بـالایی یا سنوزوئیک نسـبت دادهانـد. هـدف اصـلی پـژوهش حاضـر، بررسـی ویژگـیهـای ژئوشـیمیایی و جایگاه تکتـونیکی تـودههـای نفـوذی جنـوب سـبزوار و نیـز تعیین سن دقیق تـودههـای گرانیتوئیـدی ایـن منطقـه

زمین شناسی در مقیاس ناحیهای، قدیمی ترین واحدهای سنگی رخنمون یافته متعلق به کرتاسه زیرین (نئوکومین) است. این واحدها را می توان به سه واحد به صورت www.SID.ir

پیوسته و همشیب شامل: واحدهای مارنی، آتشفشانی-رسوبی و آهکی تقسیم کرد (Jafarian) and Jalali, 1998). واحددهای نئوکومین در سطح منطقه از گسترش بسیار محدودی برخوردار است و با توجه به سنگهای تشکیلدهنده از نظر توپــوگرافی، مورفولــوژی ملایمــی دارد. واحــدهای 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، تراکی آندزیت و گاهی آندزیت-بازالت است. در منطقه جنوب سبزوار، برونزدهای منسوب به سنوزوئیک از گسترش زیادی برخوردار و شامل: طبقات مارنی سبز و قرمز ژیپسدار با میان لایه هایی از آهک است که به لحاظ فسیل های موجود به پالئوسن ائوسن نسبت داده میشود. واحدهای متعلق به ائوسن از آهک ضخیم لایه، ماسیه سینگ تیوفی، تیوف و میارن، مجموعیه میکروکنگلومرا تا کنگلومرا با میان لایهای از ماسهسنگ خاکستری تا سبز به همراه مارنهای سبز تشکیل شده است. نهشته های مقطع زمانی میوسن بیشتر از مارن گچدار با میان لایههای ماسهسنگی است. مـارنهـای نئـوژن بـه طـور پراکنـده رخنم ون دارد. مارن و کنگل ومرا منسوب به پلیئستوسن نیز به طور پراکنده و کم ضخامت در بخـشهایی از منطقه است (Jafarian and Jalali, بخـشهایی از منطقه است .1998)

در مقیاس منطقهای، تودههای نفوذی اسیدی تا حدواسط بخش اصلی منطقه را شامل می شود. ترکیب سنگشناسی تودهها از دیوریت، کوارتزدیوریت، کوارتزمونزونیت، گرانودیوریت تا گرانیت و آلکالیفلدسیار گرانیت متغیر است. پریدوتیتی و دیابازی در بخش جنوب شرقی منطقه رخنمون دارد (شکل ۱). سری سنگ های آتشفشانی-پلاژیک (کرتاسه بالایی) در بخش های شمال غربی و جنوب غربی مشاهده می شود. بر روی این سنگ ها 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 وکوه شاهزاده ابوالقاسم قرار دارد. توده گرانیتی-گرانودیوریتی بر اساس بررسیهای Eftekharnejad و همکیاران (۱۹۷۶) و Soltai (۲۰۰۰) به بعد از پالئوسن نسبت داده شده است. سنگهای بازالتی و دیابازی در بخش غربی منطقه بررسی شده (کوه بهارستان) و سنگهای



شـکل A – A) پهنـههای سـاختاری ایـران (بـا تغییـرات پـس از: Ramezani and Tucker, 2003). موقعیـت منطقـه سـبزوار بـا کـادر مشخص شده است. B) نقشه زمینشناسی محدوده کوه میش

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 كنگلومرايي و آهكي كرتاسه فوقاني-يالئوسن قرار گرفتـــه و شـــامل: گرانیــت، گرانودیوریــت و آلكالىفلدسيار گرانيت است. فراوانى گرانوديوريتها نسبت به گرانیتها و به ویژه آلکالیفلدسیار گرانیت ها که گسترش ناچیزی دارد، در خور توجه است. آلکالیفلدسپار گرانیتها به صورت رگههای صورتی رنگ گرانودیوریت های منطقه را قطع میکند. در این توده برونبومهای متعددی با ترکیب بیشتر دیوریتی دیدہ مے شود کے اندازہ بعضے از آنھا به ۵ سانتیمتر هم میرسد (شکل ۲-G). برونبومها بیشتر گرد شده و گاهی دارای مرز تدریجیاند که به سمت مرکز توده گرانودیوریتی از اندازه و مقدار آنها کاسته می شود.

این سنگ ها غالباً دارای بافت گرانولار دانهدرشت و گاه گرافیکی است (شکل D-۲). کانی های اصلی آنها بیشتر کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و هورنبلند است که به صورت شکلدار تا نیمه شکلدار با ابعاد حدود ۵/۰ تا ۳ میلیمتر دیده میشود. کانیهای اصلی در گرانودیوریت ها شامل: ۳۰ تا ۳۵ درصد کے ارتز، ۳۵ تے ۴۰ درصد پلاژیے کلاز، حدود ۱۰ تے ۱۵درصد 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 تـا ۳۸ درصـد و هورنبلنـد ۳ تـا ۵ درصـد اسـت. کانی های فرعی آپاتیت، زیرکن، اسفن و ایاک هستند. فعالیت توده آذرین درونے بر اساس جایگیری آن در بین واحدهای کنگلومرایی و آهکی (كرتاسمه فوقانى-پالئوسن) به بعد از پالئوسن (Jafarian and Jalali, 1998) ونيز بر اساس بررسی ایزوتوپی Rb-Sr به ائوسن نسبت داده شده است (Soltani, 2000).

روش انجام پژوهش برای رسیدن به اهـداف پـژوهش عملیـات زیـر انجـام شد:

تهیــه نقشــه رقــومی زمــینشناســی بــا مقیــاس ۱:۲۵۰۰۰.

برداشــــت و مطالعــــه بــــیش از ۱۳۰ نمونــــه 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 اندازه گیری اکسیدهای اصلی در دانشگاه فردوسی مشهد با دستگاه فیلیپس مدل X,Unique II و شرکت طیف کانساران بینالود. استانداردهای استفاده شده در این تجزیه از سازمان زمین شناسی آمریکا و کانادا خریداری شده و بین المللی 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

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

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

پتروگرافی تودههای نفوذی گرانیت-گرانودیوریت گرانودیوریت در دامنـه شــمالی کــوه شــاهزاده www.SID.ir

ديوريت، کوارتزديوريت

تـوده دیـوریتی در بخـش جنـوبی کـوه شـاهزاده ابوالقاسـم رخنمـون دارد (شـکل ۱). گسـترش آن از شـمال روسـتای خوشـمردان تـا شـمال روسـتای طرسـک دیـده مـیشـود و دارای وسـعتی حـدود ۳۰ کیلومتر مربع است (شکل ۱). تـوده یـاد شـده از نگـاه سـنگشناسـی نـاهمگن و از سـنگهایی بـا ترکیـب مختلف تشکیل شده است.

تركيب سنگشناسي آن بيشتر ديوريت است و با افزایش کوارتز، ترکیب دیوریت ها به سمت کوارتزدیوریت تغییر مینماید. هیچ هاله دگرگونی حرارتی در اطراف آن مشاهده نمی شود. توده یاد شده در بین بازالتها و پریدوتیتهای متعلق به مجموعه افيوليتي قرار گرفته است (شکل B-۲). قطعاتی از هارزبورژیتها به صورت آنکلاو در دیوریت و کوارتزدیوریت ها یافت مے شود. این سنگ ها در نمونه دستی به رنگ سبز تا خاکستری دیدہ مے شود و بافت گرانولار دانہ در شت تا دانهمتوسط و اینترسر تال دارد. کانی های اصلی تشکیلدهنده آنها پلاژیوکلاز، هورنبلند و اوژیت است. پلاژیوکلاز حدود ۴۵ تا ۵۰ درصد، هورنبلند حدود ۳۵ تـا ۴۰درصـد، ۳ تـا ۴ درصـد فلدسـيار آلكـالن و ۳ تـا ۵ درصد پيروكسن است. اسفن، آپاتيت و مگنتیت کانی های فرعی این سنگ ها محسوب می شود. از کانی های ثانویه آنها می توان به اییدوت، کلریت و کلسیت اشاره کرد. به لحاظ زمانی جایگاه تـوده دیـوریتی بـه کرتاسـه فوقـانی نسـبت داده شـده است (Jafarian and Jalali, 1998).

هورنبلندديوريت-گابروديوريت

رخنمون محدود این سنگها در شمال شمالشرق بلوچخانه دیده میشود (شکل ۱). در نمونه دستی به رنگ سبز تا خاکستری دیده میشود و بافت گرانولار دانه درشت تا دانه متوسط و اینترسرتال دارد. کانی های اصلی تشکیل دهنده آنها www.SID.ir

اوژیت، پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز در ابعاد ۱/۵ تا ۱/۵ میلیمتر است. در برخی قسمتها ترکیب توده بازیکتر (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.

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 بخـشهای مـونزونیتی و کـوارتزمـونزونیتی کانیهای اصلی پلاژیوکلاز و کوارتز (با اندازه ۸/۰ تا ۲/۵ میلـیمتـر) اسـت. فلدسـپارآلکالن و کـوارتز در زمینـه کانیهای دیگر مشاهده میشود. پلاژیوکلاز حدود ۳۸ تا ۴۰ درصد، فلدسـپارآلکالن حـدود ۲۵ تا ۲۷ درصـد، آمفیبـول حـدود ۲۰ درصـد و کـوارتز حدود ۵ درصد وجود دارد.

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 سنگ های اسیدی و بازیک شده و سپس مواد مذاب به درون شکستگیها راه یافته و در اثر سرد شدن سریع به تشکیل دایکهای میکرودیوریتی منتهی سریع به تشکیل دایکهای میکرودیوریتی منتهی دارد و در حاشیه خود با سنگ میزبان، دانهریز و تیره رنگ دیده میشود. امتداد دایکها عموماً شمال شرق- جنوبغرب و یا شرقی -غربی است. یــورفیری، گلومروپــورفیری و میکروگرانــولار اســت.

کانی های اصلی پلاژیوکلاز حدود ۴۰ تا ۴۵ درصد،

هورنبلند حدود ۳۵ تا ۴۰ درصد و اوژیت است.

شیبی بالغ بر ۳۵ تـا ۵۵ درجـه بـه سـمت جنـوب شـرق دارد. عرض آنهـا از چنـد سـانتیمتـر تـا بـیش از ۳ متـر متغیـر اسـت (شـکل ۲-E). بافـتهـای اصـلی آنهـا



شکل ۲- A) رخنمون تودههای گرانودیوریتی و دیوریتی در کوه شاهزاده ابوالقاسم (دید به سمت جنوبغرب). B) رخنمون 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

ویژگے ہای مغناطیسے سنگ با اندازہ گیے ی مقدار یدیرفتاری مغناطیسے مشخص مےشود. گرانیت ها بر اساس پذیرفتاری مغناطیسی به دو سرى مگنتيت و ايلمنيت تقسيم مےشود (Ishihara, 1977). مقدار پدذیرفتاری مغناطیسے گرانیتوئیدهای سری مگنتیت بیش از SI ^۵-۸۰×۸۰ و سری ایلمنیت کمتر از این حد برآورد شده است (Ishihara, 1977). بدیرفتاری مغناطیسی تودههای نفوذی محدوده بررسی شده با استفاده از دستگاه حساسیتسینج مغناطیسی مدل GMS-2 در دانشگاه فردوسی مشهد اندازه گیری شد. بیشترین مقدار اندازہ گیےری شدہ پذیرفتاری مغناطیسے تودهها SI ا^۵-۱۰×۷۶۱۳ است (جدول ۱). پذیرفتاری مغناطیسی همراه با ویژگیهای کانیشناسی (مانند حضور اسفن و آلانيت اوليه، فراواني مگنتيت و نبود مسکویت) نشاندهنده ماگماتیسم سری مگنتیت است. سری مگنتیت بیشتر با گرانیتهای نوع I و سری ایلمینیت بیشتر با گرانیتهای نوع S هم یوشانی دارد.

ژئوشیمی تودههای نفوذی اکسیدهای اصلی با توجـه بـه نتـایج تجزیـه ژئوشـیمیایی تـودههـای

نفوذی منطقه (جدول های ۲ و ۳)، مقدار SiO₂ تـودههـا از حـدود ۵۶ تـا ۷۷ درصـد متغيـر اسـت. سنگ است ای بررسی شدہ بر اساس دیاگرام Na₂O+K₂O در مقابال SiO₂ در محدوده گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت، گابرودیوریت و گابرو قرار مے گیرد (شکل A-۳). برای بررسے ماہیت ماگمای تشکیلدهنده سنگهای بررسی شده از نمودار K₂O در مقابل SiO₂ استفاده شد. بیشتر نمونههای مورد بررسی در قلمرو سریهای پتاسیم یایین و تولهایتے قرار مے گیرد (شکل B-B). مقدار K₂O از ۰/۰۷ تـا ۱/۶۲ درصـد متغیـر اسـت (جـدول ۲). مقـــــادير Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O<1.1 و Al₂O₃/Na₂O+K₂O>1 نشــــان مـــــىد كــــه سنگهای بررسی شده در قلمرو متاآلومین تا اندکی پرآلومین قرار می گیرد (شکل C-۳). نمونه هایی که در محدوده پر آلومین واقع می شود به دلیل دگرسانی جزیی آنها است. به منظور تفکیک گروہ های گرانیتوئیدی نمودار هایی بر اساس عناصر دارای بار و شعاع یونی بالا (Rb ،Nb، (Pearce et al., سيده است (Ta و Yb ،Y (1984. بر پایه مقدار عناصر یاد شده تودههای این منطقه در محدوده گرانیتوئیدهای کمربندهای آتشفشانی یهنه فرورانش (VAG) قرار دارد (شکل .(D-۳

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

متوسط بذیرفتاری مغناطیسی SI	واحد
404×10 ⁻⁵	 گرانیت
789×10 ⁻⁵	آلکالی فلدسیار گرانیت
1134×10 ⁻⁵	مونزونيت
2754×10 ⁻⁵	ديوريت
7613×10 ⁻⁵	گرانوديوريت

_	. 2	~ .	. 2,	-	-	2 3 (/4 (Ouartz			
Туре		Granite		Qua	rtz monz	onite/monze	odiorite		diorite	e N	ficrodio	rite
Sample	D10) R159	936*	D11		D-34	D8		R15933*		Sp9	
SiO2	71.6	5 77	.8	67.82		60.71	67.02		55.35		54.74	
TiO2	0.29	0.0	08	0.44		0.41	0.42		0.8		0.5	
A12O3	11.8	3 12	.2	13.25		14.57	12.73		15.88		12.86	
FeO	1.32	. 0.9	95	1.96		6.41	2.16		7.96		3.40	
Fe2O3	2.64	1.9	91	3.91		7.12	4.31		11.37		6.81	
MnO	0.11	0.0	02	0.24		0.13	0.19		0.17		0.25	
MgO	1.02	2 0.4	48	1.65		3.77	1.54		4.86		4.98	
CaO	4.61	1.0	02	3.26		6.95	5.2		6.3		11.13	
Na2O	3.5	6.0	08	4.43		2.99	3.67		4.6		2.81	
K2O	1.37	0.4	43	1.12		0.8	1.33		0.53		0.5	
P2O5	0.06	5 0.0	01	0.09		0.09	0.1		0.15		0.07	
A/CNK	0.76	5 0. <u>9</u>	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	
Na2O/K2O	2.55	i 14.	14	3.96		3.74	2.76		8.68		5.62	
Туре						Granodiori	ite					
Sample	SS41	P17	D6	SS2	23	D12	D33		D37	SS4		SS8
SiO2	72.93	72.4	70.6	70.9	96	71.68	73.3		72.59	73.47		73.28
TiO2	0.24	0.29	0.32	0.3	2	0.32	0.24		0.24	0.28		0.26
A12O3	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	2.8	7	1.52	2.09		2.69	2.4		2.17
Fe2O3	3.7	2.77	3.01	4.7	9	3.04	2.32		2.99	3.99		3.61
MnO	0.05	0.09	0.11	0.0	8	0.11	0.04		0.04	0.07		0.03
MgO	0.92	0.87	0.94	1.2	3	0.98	0.99		0.66	0.98		0.87
CaO	3.3	4.16	4.83	4.0	2	4.89	3.01		2.85	2.85		2.62
Na2O	3.74	3.38	4.51	3.9	3	3.86	3.73		3.87	4.01		5.03
K2O	1.38	1.24	1.06	0.5	5	0.35	1.62		0.95	0.94		0.38
P2O5	0.05	0.06	0.06	0.0	7	0.07	0.05		0.06	0.04		0.06
A/CNK	1.00	0.85	0.69	0.9	9	0.76	0.99		1.04	1.04		1.03
A/NK	1.79	1.78	1.39	2.0	2	1.76	1.67		1.76	1.75		1.60
Na2O/K2O	2.71	2.73	4.25	7.8	6	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
Но	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

جدول ۲- نتایج تجزیههای شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی گرانیتوئیدهای محدوده کوه میش A/CNK = [molar Al₂O₃/(CaO + K₂O + Na₂O)]; ANK = [molar Al₂O₃/(K₂O + Na₂O)]. *(Soltani, 2000).

تعیین سن، منشأ و جایگاه تکتونیکی تودههای نفوذی جنوب سبزوار

	R15936*	R15933*	SS41	SS23	SS4	SS8	P17	D8	D6	D12	D11	Sp9
											ل ۲	ادامه جدو
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
Та	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)n	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)n	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)n	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



(Middlemost, SiO₂ طبقهبندی ژئوشیمیایی سنگهای نفوذی با استفاده از نمودار مقدار Na₂O+K₂O در مقابل Middlemost, SiO₂ (محدودتولهایت تا (B 1985) مونههای مورد بررسیی در دیاگرام K₂O در مقابل K₂O در مقابل Peccerillo and Taylor, 1976) در محدودتولهایت تا کالکآلکالن پتاسیم پایین قرار می گیرد. C) نمونهها در دیاگرام A/NK در مقابل A/CNK (Frost *et al.*, 2001) اغلب در محدوده متاآلومین قرار می گیرد. C) نمودار تعیین موقعیت تکتونیکی گرانیتوئیدها (Pearce *et al.*, 1984). *WWW*.SID.ir

(Condie, 1989) موقعیت تودههای نفوذی بررسی شده را در منطقه جزایر قوسی و منشا گرفته از گوشته نشان میدهد (شکل ۴–A و B). نسبت (La/Yb)N بیین ۱/۰۷ تیا ۱/۹۷ متغیر و نسبت *Eu/Eu

در نمودارهای هار کر (Harker, 1909) عناصر اصلی مانند. MgO ،FeOt ،CaO و TiO 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 یک روند خطی صعودی مشاهده می شود. میزان تغییرات عنصر Zr روند منحنیوار نشان می دهد و با افزایش اکسید سیلیسیوم میزان آن افزایش می یابد. روند در کرانیتوئیدهای نوع I معمول است (شکل ۵).



مقدار روبیدیوم این سنگها (۲/۰ تا ۲۳/۷ (ppm)، سزیم (۲/۰ تا ۳۰/۳)، استرانسیوم (۴۵ تا (ppm ۲۴۳)، زیرکونیوم (۴۰ تا ۱۱۱ (ppm ۲۹۵) و باریم (۷۵ تا ۵۵ ۲۹۵) است (جدول ۳). کمانهای (۵۵ تا ۵۰ ۲۹۵) است (جدول ۳). کمانهای آتشفشانی را میتوان بر اساس نسبت (Pm ۲۹۵) به دو (۱۹۳۰ میتوان بر اساس نسبت (۲۹۵) به دو دسته غنیشده و کمتر غنیشده تقسیم نم (۱۹۳۰ ما Maury, ۱۹۹۳). اگر این نسبت بیشتر (۱۹۳۱ ما Maury, ۱۹۹۳). اگر این نسبت بیشتر از ۱۵ باشد کمان از نوع غنیشده و اگر کر این نسبت بیشتر از ۱۵ باشد کمان از نوع غنیشده و اگر در کمتر از ۱۵ باشد از نوع کمتر غنیشده است. میانگین این نسبت باشد از نوع کمتر غنیشده است. میانگین این نسبت امد. بنابراین، نتایج بیانگر وابستگی نمونهها به یک در سنگهای منطقه بررسی شده کمتر از ۷ به دست امان کمتر غنی شده است. همچنین، نمودار ۲۲ Rb/Zr در مقابل ۷ موقعیت نمونهها را در یک کمان نابالغ نشان میدهد (شکل ۴-۲). نمودار Sr/۷ در مقابل ۷ (Martin, 1994)



شــــكل ۴ – A) نمـــودار Sr/Y در مقابـــل Y (Martin, 1994) Y) نمــودار (Martin, 1994) Y) نمــودار B) نمــودار (Condie,1989) Th/Yb در مقابـــل C (Condie,1989) Th/Yb و D) نمــودار Rb/Zr در مقابـــل Brown *et al.*, 1984) Nb و D) موقعيــــت (Yb)N در مقابـــل (Martin, 1994) (La/Yb)N). موقعيــــت نمونههاى بررسى شـده را در منطقـه جزايـر قوسى و منشـأ ماگمـا را از خارج از محدوده پايدارى گارنت نشان مىدهد.

۱۰



نمودارهای عنکبوتی

نمودار عنکبوتی مربوط به عناصر کمیاب که نسبت به مقادیر مورب (Pearce, 1983) نرمالیزه شده در شکل ۶–۸ ارایه شده است. بر اساس این نمودار اغلب نمونهها از عناصر M و Ti تهیشدگی نشان میدهد. مقادیر پایین M و Ti دلالت بر باقی ماندن این عناصر در منشأ طی ذوب دارد و بیانگر حضور فازهای دیرگداز حاوی این عناصر (نظیر: روتیا، ایلمنیت، آمفیبول پارگازیتی نرورانده شده و یا گوه گوشتهای ذوب نشده دارد فرورانده شده و یا گوه گوشتهای ذوب نشده دارد بزیی Sr میتواند ناشی از حضور کانی پلاژیوکلاز در این نمونها باشد (Martin, 1999). تهیشدگی از

عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند: Nb و Ti و فراوانی بالای عناصر با شدت میدان پایین Ti و فراوانی بالای عناصر با شدت میدان پایین (LILE) مانند: Nc ، Nb و Th از ویژگیهای (Hawkesworth *et و Th ا* و Th از ویژگی و (Lawkesworth *et و Th و Th i* و Th) (Castillo *et al.*, 2006 *et al.* (1991 پژوهشگران مقادیر پایین عناصر Mr ، Th و Th پژوهشگران مقادیر پایین عناصر Mr ، Th و Th پژوهشگران مقادیر پایین عناصر (Th ، Th) (Castillo *et al.*, 2006 *et al.*) (Gust *et al.*) (Gust *et al.*) (Gust *et al.*) (Sun and Mc Donough, 1989) *و* (Sun and Mc Donough, 1989) *و* (Castillo *et al.*) (Sun and Mc Donough, 1989) *و* (Castillo *et al.*) (Cas

گوشته اولیه را نشان میدهد. این الگو به مقدار اندک تمایل به غنیشدگی در بخش LREE دارد. الگوی نسبتاً مسطح عناصر کمیاب خاکی می تواند تأیید کننده ماهیت تولهایتی 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 حدد گزارش شده برای کندریت و ۳ تا ۱۰ برابر



شکل F- A) نمودار عنکبوتی عناصر فرعی وکمیاب 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).

همان طور که در بخش قبلی بر اساس دیاگرام مربوط به مقادیر 20 در مقابل 20² نیز اشاره شد تودههای نفوذی منطقه بیشتر به سریهای تولهایتی و کم پتاسیم تعلق دارد (شکل ۳–۵). ماگمای تولهایتی با مقدار پتاسیم پایین در کمان ماگمای میتواند با سیالات ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی با ترکیب مشابه MORB در ارتباط باشد در حالی با ترکیبات کالکآلک و شوشونیتی با سیالات تغذیه شده از ترکیبی مشابه OIB در ارتباط هستند (La/Yb) در ارتباط هستند (Thompson *et al.*, 1984) تودهها بین ۱/۰۷ تا ۱/۹۷ متغیر است. مقادیر پایین این نسبت بیانگر تشکیل ماگما در عمق خارج از قلمرو پایداری گارنت است.

تعيين 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 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.

پسس 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 امستاده شد. آریزونا در دانشگاه آریزونای آمریکا فرستاده شد.

Laser-Ablation در ایــــن آزمایشـــگاه، از روش multi collector ICP-MS بــرای ســنجی استفاده می شود. در این مرحله، ابتدا زیرکنها در یـک پـلاک اپاکسـی همـراه بـا خـردههـایی از زیـرکن استاندارد و شیشههای NBS قالب گیری می شود و صیقل می خورد. نمونه استاندارد زیرکن ID-TIMS نمونے زیر کنے از سے پلانکا ہے اسے ۵۶۳/۵±۳/۲ میلیـون سـال قبـل اسـت. در ایـن روش، به طور معمول با یک پرتو به قطر ۲۵ یا ۳۵ میکرونے با نےرخ تکےرار ۸ هرتے و انےرژی ۱۰۰ میکروژول، یک سیگنال در زیرکن تولید شده و مواد برانگیخته شده توسط پرتو لیزر از یک اتاقک گاز هلیم عبور می کند. گاز هلیم و نمونه برانگیخته شـده پـیش از ورود بـه محـیط پلاسـما ICP-MS بـا گاز آرگون مخلوط میں شود. مقدار Th و U نمونههای مجهول با زیرکن استاندارد و شیشهها مورد سنجش قرار می گیرد. مقدار U این شیشهها ۴۶۲ گرم در تن و مقدار Th آن ۴۵۷ گرم در تن است. قطعیت آنالیزهای انجام شده حدود ۲ يگما (تقريب_أ ۱ درص_د) ب_راى Pb/²³⁸U و ²⁰⁶Ph/²⁰⁷Ph است

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

نتایج آنالیز سنسنجی نمونه گرانیت در جدول ۳ ارایه شده است. همچنین، نمودارهای کنکردیای برخلاف آنچـه قـبلاً عنـوان شـده، سـن تـودههای نفوذی جنـوب سـبزوار قـدیمیتـر از سـنوزوئیک اسـت و بـه حـوادث ائوسـن مربـوط نیسـت. همچنـین، تـوده دیـوریتی جنـوب منطقـه بـه دلیـل آنکـه بـه صـورت آنکلاو در تـوده گرانیـت-گرانودیـوریتی دیـده مـیشـود آنکلاو در تـوده گرانیـت-گرانودیـوریتی دیـده مـیشـود فمیتوانـد متعلـق بـه کرتاسـه بـالایی Jafarian and Jalali, 1998 و یـا سنوزوئیک (Soltani, 2000) باشد. ²⁰⁶Pb/²³⁸U در مقابـــل ²⁰⁷Pb/²³⁵ و هیســـتوگرام تعیین سن میانگین نمونـه در شـکل ۷ نشـان داده شده است. بر اساس نتایج بـه دست آمـده سن تـوده گرانیـت (۱۸ نقطــه آنـالیز) ۲/۱±۲/۱ میلیـون سال بـه دست آمـد (جـدول ۳ و شـکلهـای ۷-A و B). مقـادیر بـه دسـت آمـده بیـانگر آن اسـت کـه ماگماتیســم گرانودیـوریتی-گرانیتــی منطقــه در کرتاسـه میـانی جـایگیری شـده اسـت. بنـابراین،

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

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



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

ایزوتوپهای Sm-Nd و Rb-Sr

Rb- و Sm-Nd و Sm-Nd و Sm-Nd و Sm-Nd و Sm-Nd و Sr به منظور تعیین منشأ بر روی توده گرانیتی تعیین سن شده، انجام شد. مقدار نسبت ایزوتوپ اولیه Sr/⁸⁶Sr برای توده یاد شده (با توجه به سن

حدود ۱۰۰ میلیون سال زیرکن) مقدار ۱۰۹ / ۲۰^{۱/۹} (جدول ۴) و میزان نسبت ایزوتوپ Nd^{/144}Nd اولیه ۱۸۲۷ (جدول ۵) و میزان Nd ۵۸۲۵ + محاسبه شد (شکل ۸). نتایج ایزوتوپی منشأ ماگما را خارج از پوسته قارهای نشان میدهد.

]	ِپھای Rb-Sr	بوط به ایزوتو	ایزوتوپی مر	۴– دادەھاى	جدول	
Age	Rh	Sr					

Sample)MA((ppm)	Sr (ppm)	87Rb/86Sr	(87Sr/86Sr)m(2a)	(87Sr/86Sr)initial	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 اندازه گیری شده، age= سن محاسبه شده بر اساس

						، اورانيوم-سرب زير کن	سنسنجى
Sample	Age)MA(Sm (ppm)	Nd (ppm)	147Sm/144Nd	(143Nd/144Nd)m(2a)	(143Nd/144Nd)initial	Ndε
Granite	100	1.56	6	0.1578	0.5128	0.5127	4.5+



شـــکل ۸- مقایســـه میـــزان ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) و ۳Na نمونــه مطالعه شده

بحث

پژوهشگران متعددی به بررسی کمربند ماگمایی شمال شرق ایران در محدوده پهنه سبزوار پرداخته اند. در آثار مختلف به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس 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

لبـــه جنــوبی منطقــه البرز شرقی (یا منطقه بینالود) بـه یک پهنـه فــرورانش حاشــیه قــارهای تبــدیل شـده است. عقیـده بـر ایـن بـوده است کـه حـدود ۸۰ میلیون سال پـیش حوضـه اقیانوسـی فعـالی در منطقـه سبزوار وجـود داشــته کـه در فاصـله زمـانی کرتاسـه پایـانی-اوایـل ترســیر بســته شــده اســت. نتـایج پایـانی-اوایـل ترسـیر بســته شــده اســت. نتـایج سننسـنجی Ar-Ar بـر روی مسـکویت و هورنبلنـد از سننسـنجی Ar-Ar بـر روی مسـکویت و هورنبلنـد از الهدی میلیون سال دو نمونـه شیسـتی سـن نزدیـک بـه ۵۳ میلیون سال (Hassani قبـل بـه عنـوان سـن جـایگزینی افیولیـت (Hassani قبـل بـه عنـوان سـن جـایگزینی افیولیـت (Hassani قبـل بـه عنـوان سـن جـایگزینی افیولیـت مدن تتــیس در وضه سبزوار دانسته شده است.

دادههای سننسنجی و ایزوتوپی موجود در گستره مورد بحث در جدول ۶ و شکل ۹ ارایه شده است. در شکل ۹–۸ در محدوده بررسی شده سن دقیق بر مبنای اورانیوم–سرب در زیرکن و سایر دادههای سنسنجی بر مبنای زیرکن و سایر دادههای سنسنهی اورانیوم) و (Bauman *et al.*, 1983) Ar-Ar (وش وشهای منطقه) در مونههای منطقه جنوب سبزوار سن حدود ۹۲ تا ۱۰۰ میلیون سال را نشان میدهد. جوان ترین فعالیت ماگمایی نشان می دهد بخشی از ماگماتیسم گسترده جنوب سبزوار در کرتاسه میانی جایگیری شده است. با تداوم فرورانش سن ماگماتیسم از کرتاســــه (در منطقــه ســـبزوار) به ســـمت شــمالشــرق (پلیوپلیستوسن در جنــوب قوچــان) کاهش یافته است. همچنان که اشاره شد ماهیت ماگماتیسم منطقه بررسی شده تولهایتی-آهکی قلیایی از نوع جزایر قوسی است. به سمت شـمال و شـمالشرق فعالیــتهای ماگمایی طبیعت آهکی قلیایی از نوع حاشیهای قاره دارد. ماهیــت آداکیتــی ماگماتیسـم جنوب قوچان به عنوان تکامل این کمان ماگمایی مطرح شده است (Ghasemi *et al.*, 2010). در جنـوب قوچـان اسـت کـه تعیین سن نمونهها بـه روش پتاسیم-آرگون سـن آخـرین تحـولات آنهـا را بـین ۲/۴۱ تـا ۲ میلیـون سـال ,.(Spies *et al* (1984 برآورد کرده اسـت. تغییــرات مقــادیر ایزوتـوپ اولیـه ⁸⁷Sr^{/86}Sr تعـدادی از سـنگهـای محدوده فـوق در شـکل ۹–B نشـان داده شـده است. بررسـیهـا بیـانگر تغییـرات مقـادیر ایزوتـوپ اولیـه شمال است. نتـایج تغییـرات نسـبتهـای ایزوتـوپ اولیـه ⁸⁷Sr^{/86}Sr بـا سـن سـنگهـا مطابقـت داشـته و همگی بیانگر فرورانش به سمت شمال شرق است. نتایج به دست آمـده از بررسـیهـای ایـن پـژوهش

منبع	(87Sr/86Sr)i	سن	عرض	طول	جنس	شماره
مقاله حاضر	0.70490	100	3972159	566002	گرانیت	١
Bauman et al., 1983	0.70470	38.0	4019740	521145	داسيت	۲
"	0.70440	31.0	4014660	536210	داسيت	٣
"	0.70440	25.0	4010530	568298	داسيت	۴
"	0.70400	24.0	4032630	565922	آندزيت	۵
"	0.70400	42.0	4034040	561897	سنگھای آلکالی	۶
"	0.70370	26.0	4025280	568701	داسيت	Y
"	0.70420	41.0	4027340	599659	آندزيت	٨
"	0.70410	18.0	4016480	588494	سنگهای آلکالی	٩
"	0.70470	10.0	4072420	601975	داسيت	۱۰
"	0.70430	2.9	4065020	612903	داسيت	11
"	0.70420	4.6	4074500	614712	داسيت	١٢
"	0.70490	25.8	4059810	630277	داسيت	١٣
"	0.00000	2.3	4044880	628563	داسيت	14
"	0.70550	22.0	4028690	628804	آندزيت	۱۵
"	0.70430	2.7	4082440	631478	داسيت	18
"	0.70570	18.0	4090780	595322	داسيت	١٧
"	0.00000	36.0	4022690	642234	آندزيت	۱۸
"	0.70400	0.0	4044250	644823	آندزيت	١٩
"	0.70440	0.0	4033060	645251	آندزيت	۲۰
"	0.70510	0.0	4040530	620484	آندزيت	۲۱
"	0.70590	0.0	4032530	620715	آندزيت	۲۲
"	0.70410	0.0	4026630	659019	آندزيت	۲۳
"	0.70386	42.8	3971420	555519	گابرو	۲۴
(Soltani,2000)	0.70388	42.8	3907810	661525	گرانوديوريت	۲۵
(Soltani,2000)	0.70475	42.8	3908700	665112	گرانوديوريت	75

جدول ۶- مقایسه نتایج سن سنجی و ایزوتوب نایایدار سنگهای مختلف در گستره سبزوار -قوچان



شکل A - ۹ و B) مقایسه نتایج سنسنجی و مقادیر ایزوتوپ اولیه 87Sr/86Sr توده های نفوذی و سنگهای ولکانیکی

نسبت Sm/Yb که به منظور تعیین حضور یا عـدم حضور گارنت در ناحیه منشأ سنگهای بررسی شده بـه کار میرود در نمونههای مورد بررسی کمتـر از ۲ است؛ بنابراین، تودههای نفـوذی جنـوب سـبزوار در محـدوده منشأ بدون گارنت قرار میگیرد.

در منطقه سلطان آباد (شمال شرق شهر سبزوار) رخنمون چند توده نفوذی با ویژگی های 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 ماگماتیسم شمال و جنوب سبزوار بیانگر افزایش عمق تشکیل ماگما به سمت شمال و شمال شرق در این منطقه است. با وجود این، ارتباط فر آیند ماگماتیسم جنوب سبزوار با تشکیل آداکیتها در دو منطقه سلطان آباد و قوچان نیاز به بررسی بیشتر دارد.

نتيجهگيرى

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، کوارتزدیوریت، کوارتزمونزونیت، گرانودیوریت تا گرانیت SID.ir

متغیر است. بر اساس کانیشناسی و مقادیر بالای پذیرفتاری مغناطیسی واحدهای نفوذی منطقه در طبقه گرانیتوئیدهای اکسیدان سری مگنتیت طبقهبندی می شود. مقادیر نسبتاً پایین ۲۰ k و Zr بیانگر آن است که گرانیتوئیدهای بررسی شده سری I با ماهیت غالب متاآلومین، از نظر سری ماگمایی روند با ماهیت غالب متاآلومین، 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 جزیتی 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 (۲/۵۷–۹۷–۲۵/۷) داشته، خارج از محدوده پایداری گارنت را نشان میدهد؛ بنابراین، سنگ منشأ آن از نوع اکلوژیتی یا گارنت آمفیبولیتی نیست. Rb-Sr و Sm-Nd و Sm-Nd و Sm-Nd و Sm-Nd منشأ ماگما را خارج از پوسته قارهای و از گوشته نشان میدهد. سنسنجی با روش اورانیوم-سرب بر روی کانی زیرکن بیانگر آن است که ماگماتیسم منطقه بررسی

سیاسگزاری نگارندگان از دکتـر جـورج گرلـز و ویکتـور ولنسـیا از چه قبلاً عنوان شده سن تودههای نفوذی جنوب سبزوار گروه علوم زمین دانشگاه آریزونا به خاطر انجام آنالیزهای قدیمی در از سنوزوئیک و به حوادث ائوسن مربوط سنسنجی 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

منابع

Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).

- Bauman, A., Spies, O. and Lensch, G. (1983) Strantium 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 lowtemperature 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.
- Eftekharnejad, J., Aghanebati, 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. Irananin 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 croute 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.
- Nasrabady, 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. Contrbuition to Mineralogy and Petrology 58: 63-81.
- Ramezani, J. and Tucker, R. D. (2003) The Saghand region, Central Iran: U-Pb gechronology, 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 plase 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. Transcations 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 deoleted 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 *

Departement 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 $[(>400) \times 10^{-5} \text{ SI}]$, 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 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios and the initial ɛNd are 0.7049 and +4.54, respectively.

Key words: Cretaceous, Granitoid mass, Magmatic arc, Sabzevar, Central Itan