

سنگ شناسی، زمین شیمی و زمین زمان سنجی گرانیتویدهای جنوب باختر میامی

محمود صادقیان^۱، سید حسین حسینی^۲، علی همتی^۳ و سکینه شکاری^۴

^۱دانشیار، گروه پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران
^۲دکتر، گروه پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران
^۳کارشناسی ارشد، گروه پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران
^۴دانشجوی دکتر، گروه پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۳/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۷/۰۴

چکیده

توده‌های گرانیتویدی جنوب باختر میامی (۶۰ کیلومتری خاور شاهرود) در شمالی‌ترین بخش پهنه ساختاری ایران مرکزی، دارای ترکیب کلی گرانیتی و ماهیت کالک‌آلکان و پرآلومین ضعیف هستند. اگر چه این گرانیتویدها توسط توالی ستبری از سنگ‌های رسوبی به سن اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک پوشیده شده‌اند؛ ولی در مناطق بسیار کم‌وسعتی، سنگ‌های میزبان گنیسی آنها به سن نئوپرتروزوییک رخنمون دارند. این گرانیتویدها با دو سری دایک دیابازی به سن اواخر نئوپرتروزوییک و ژوراسیک میانی قطع شده‌اند. اگر چه بیشتر سن‌های پس از لیاس - پیش از دوگر، جوان تر از ژوراسیک و کهن تر از کرتاسه به گرانیتویدهای مورد مطالعه نسبت داده شده است؛ ولی سن سنجی U-Pb که برای اولین بار روی زیرکن‌های استخراج شده از آنها صورت گرفته است، بیانگر آن است که این سنگ‌ها سن اواخر نئوپرتروزوییک (اواخر ادیاکارن) دارند (۱۰±۵۴۵ میلیون سال) و جزو سرزمین‌های کهن و پی‌سنجی ایران به شمار می‌روند و با توده‌های گرانیتویدی بندهازارچاه، سفید سنگ، دلبر، شترکوه، رضاآباد و دوچاه قابل مقایسه هستند. گرانیتویدهای مورد نظر حاصل ذوب بخشی سنگ‌های مادر متاپلیتی و متاگرویکی هستند و به گرانیتویدهای نوع S تعلق دارند. توده‌های گرانیتویدی جنوب باختر میامی در اواخر نئوپرتروزوییک، در یک محیط زمین‌ساختی از نوع برخوردی و در ارتباط با بسته شدن حوضه کششی درون قاره‌ای و سپس دگرگونی سنگ‌های وابسته از رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت و به ندرت گرانولیت، که در نهایت با گرانیت‌زایی از نوع S-type همراه بوده است، تشکیل شده است.

کلیدواژه‌ها: گرانیتوید، سن سنجی اورانیم-سرب، نئوپرتروزوییک، ایران مرکزی، میامی، شاهرود.

*نویسنده مسئول: محمود صادقیان

E-mail: sadeghian@Shahroodut.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

این مجموعه‌های دگرگونی - آذرین از شیست سبز تا آمفیبولیت بالایی و در برخی نقاط تا رخساره گرانولیت متغیر است. دگرگونی پلِت‌ها، گریوک‌ها و پسامیت‌ها سبب تشکیل متاپلیت‌ها، متاگریوک‌ها و متاپسامیت‌ها شده است و طیف سنگی گوناگونی شامل فیلیت، میکاشیست، گارنت میکاشیست، استارولیت شیست (به‌طور محدود)، کینایت شیست (به‌طور محدود)، گنیس، بیوتیت - گارنت گنیس را شامل می‌شود. دگرگونی در بالاترین درجه خود، تا حد آناتکسی و تشکیل گرانیت پیش رفته است. گرانیت‌های حاصل از آناتکسی به‌صورت توده‌های کوچک و بزرگ از مقیاس چند متر مربع تا چندین کیلومتر مربع رخنمون دارند (برای اطلاعات بیشتر به بلاغی اینالو، ۱۳۹۳، حسینی، ۱۳۹۴ و صادقیان، ۱۳۹۵ مراجعه شود). این مجموعه‌های سنگی در بسیاری نقاط دچار دگرریختی، میلوئیتی شدن و گاه دگرسانی‌های گرمایی گسترده‌ای شده‌اند.

در برخی مجموعه‌های دگرگونی - آذرین مانند شترکوه، ماجراد و جندق - عروسان، متابازیت‌ها نیز سهم قابل توجهی از این مجموعه‌های دگرگونی را به خود اختصاص داده‌اند. متابازیت‌ها به‌صورت طیف سنگی گسترده از شیست سبز تا گارنت آمفیبولیت یافت می‌شوند و بیشتر سنگ مادر آنها روانه‌های بازالتی زیردریایی یا زیرآبی (به‌واسطه همراهی با میان‌لايه‌های کربناتی دگرگون شده (مرمرهای آهکی و مرمرهای دولومیتی)) و سنگ‌های آتشفشانی - تخریبی با ماهیت چیره بازالتی دگرگون شده هستند. سنگ‌های بازیک نام برده در بیشتر موارد دچار دگرگونی درجه متوسط تا بالا شده‌اند و گاه دگرگونی آنها تا مرز ذوب بخشی و تشکیل پلاژیوگرانیت یا تونالیت پیش رفته است. گفتنی است که شواهد پیشرفت و گسترش حوضه‌های دریایی به حوضه‌های اقیانوسی و تشکیل سنگ کره اقیانوسی با وجود هارزبورژیت‌ها و پیروکسنیت‌های دگرگون شده در کمپلکس‌های جندق - عروسان (منطقه ابراهیم‌زهره) و چاپدون آشکار است. بنابراین می‌توان سنگ‌های اولترامافیک دگرگون شده را نیز به مجموعه سنگ‌های دگرگونی افزود (مشاهدات عینی نگارنده اول مقاله).

شناخت جایگاه سنی سرزمین‌های کهن ایران یکی از آرزوهای هر زمین‌شناس ایرانی است تا بتواند با تکیه بر آن، به شناختی دقیق‌تر و تفسیری قابل اعتمادتر از تحولات زمین‌شناسی ایران در زمان‌های بسیار کهن دسترسی پیدا کند. چند سال است که با گسترش دوره‌های تحصیلات تکمیلی (به‌ویژه دوره دکتر) و فراهم شدن امکان انجام تعیین سن بیشتر و قابل اعتمادتر بر پایه روش‌های نوین زمان‌سنجی در زمین‌شناسی به ویژه روش U-Pb روی کانی زیرکن، دسترسی به این آرزو بیش از پیش فراهم شده است.

رخنمون‌های بسیاری از سرزمین‌های دارای سنگ‌های آذرین و دگرگونی کهن ایران، به‌طور خاص در مرکز و شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی یافت می‌شوند که از آن جمله می‌توان به مناطقی در حد فاصل جندق - عروسان - آیراکان و طرود - بیارجمند - خارتوران - میامی اشاره کرد (حسینی، ۱۳۷۴؛ ملک‌پور علمداری، ۱۳۸۴؛ قاسمی و آسیابانها، ۱۳۸۵؛ عابدی، ۱۳۸۸؛ عزیزی، ۱۳۹۱؛ چکنی مقدم، ۱۳۹۱؛ همتی، ۱۳۹۲؛ اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ ابتهاج، ۱۳۹۳؛ رجب‌قیطقی، ۱۳۹۳؛ فتحعلیان، ۱۳۹۳؛ بلاغی اینالو، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴؛ صادقیان، ۱۳۹۵؛ شکاری و همکاران، ۱۳۹۵؛ ویس کرمی و همکاران، ۱۳۹۵؛ Bagheri and Stampfli, 2008; Hassanzadeh et al., 2008; Rahmati-Ilkhchi et al., 2011; Shafaii Moghadam et al., 2013; Hosseini et al., 2015). در خاور و جنوب خاور شاهرود (در حد فاصل طرود - بیارجمند - خارتوران - میامی)، در مناطق به نسبت گسترده‌ای، سنگ‌های آذرین و دگرگونی رخنمون دارند که به مجموعه دگرگونی - آذرین دلبر، بند هزارچاه، شترکوه، جنوب دوچاه، ماجراد، شمال باختر احمدآباد خارتوران، باختر رضاآباد خارتوران و گرانیتویدهای جنوب باختر میامی و سفید سنگ مشهور هستند (شکل ۱). مطالعات انجام شده روی این مجموعه‌ها نشان می‌دهد که این مناطق ویژگی‌های زمین‌شناسی تقریباً مشابهی دارند. این مجموعه‌های دگرگونی - آذرین در بیشتر موارد با سنگ‌های دگرگونی درجه متوسط تا بالا و با ماهیت متاپلیتی، متاگرویکی، متاپسامیتی، متاکربناته، متابازیتی و متاریولیتی همراه هستند. رخساره دگرگونی در

Balaghi et al. (2014)؛ Shafaii Moghadam et al. (2013)؛ Moghadam et al. (2016) و Hosseini et al. (2015) مراجعه شود.

اولین بار Hassanzadeh et al. (2008) سن‌هایی در بازه زمانی اواخر نئوپروتروزویک-اوایل کامبرین برای برخی سنگ‌های این رخنمون‌ها ارائه کردند که بسیار با اهمیت و در خور توجه بود. میانگین سنی سن‌های به دست آمده در جدول ۱ ارائه شده است. Rahmati-Ilkhchi et al. (2010) نیز نتایج تعیین سن مشابهی برای سنگ‌های گرانیتی-گنیسی مجموعه دگرگونی شترکوه ارائه کردند. همچنین Balaghi et al. (2014) نتایج تعیین سن تقریباً مشابهی را برای مجموعه دگرگونی-آذرین دلبر ارائه و تعلق داشتن این مجموعه به اواخر نئوپروتروزویک (دامنه سنی مورد نظر) را تأیید کردند. تعیین سن‌های انجام شده توسط حسینی (۱۳۹۴) و Hosseini et al. (2015) همان محدوده سنی اواخر نئوپروتروزویک را برای گرانیتوئیدهای منطقه بند هزارچاه و سنگ‌های گنیسی میزبان آنها تأیید می‌کند.

رخنمون دیگری از این سنگ‌های گرانیتوئیدی که در حد فاصل مجموعه‌های دگرگونی-آذرین دلبر و شترکوه جای می‌گیرد، سفیدسنگ نام دارد. Hassanzadeh et al. (2008) برای این گرانیتوئیدها نیز سن میانگینی برابر 554 ± 40 گزارش کرده‌اند. عزیزی (۱۳۹۱) سنگ‌شناسی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد به‌طور مفصل مورد مطالعه قرار داده است.

اولین تعیین سن به روش U-Pb روی زیرکن‌های جدا شده از سنگ‌های گرانیتی گرانیتوئیدهای شمال آغل کندو وابسته به مجموعه دگرگونی-آذرین دوچاه (ویس کرمی و همکاران، ۱۳۹۵) نشان می‌دهد که آنها نیز با داشتن سن ۵۴۷ میلیون سال به اواخر نئوپروتروزویک تعلق دارند. گفتنی است که در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره‌دایی، به این گرانیتوئیدها سن تریاس نسبت داده شده است.

خوشبختانه تعیین سن‌هایی که در چند سال اخیر صورت گرفته (افزون بر موارد بالا به Karimpour et al. (2011); Monazzami Bagherzadeh et al. (2015); Rossetti et al. (2014); Shafaii Moghadam et al. (2013 and 2016) (شود) و نتایج تعیین سنی که برای اولین بار در این مقاله ارائه می‌شود (جدول ۱)، نشان می‌دهد که همه این مجموعه‌ها در محدوده سنی حدود ۶۰۰ تا ۵۲۰ میلیون سال پیش تشکیل شده‌اند.

در شکل ۲ نتایج تعیین سن‌های U-Pb به دست آمده از زمان‌سنجی زیرکن‌های برخی سنگ‌های گرانیتوئیدی اواخر نئوپروتروزویک، که از مقالات منتشر شده استخراج شده، بازنویسی و نمودار فراوانی آنها رسم شده است. این نمودار به خوبی موضوع گفته شده را تأیید می‌کند. Jamshidi Badr et al. (2010 and 2013) سن‌های کهن‌تری در دامنه زمانی ۶۰۰ تا ۹۴۱ برای سنگ‌های دگرگونی کمپلکس سورات در باختر تکاب ارائه کرده‌اند. سن‌های به دست آمده برای کمپلکس سورات با سن‌های سپر عربی عربستان هماهنگی و تطابق بیشتری نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد شاید این کمپلکس بخشی جداشده از سپر بیان شده است و جزو کهن‌ترین بخش‌های پی‌سنگی ایران به شمار می‌رود. البته به نظر می‌رسد سن حوضه‌های رسوبی که سنگ‌های مادر این مجموعه‌های سنگی دگرگونی در آنها تشکیل شده‌اند، بیشتر باشد و با توجه به نتایج تعیین سن ماسه‌سنگ‌های سازند کهر در ایران مرکزی (Horton et al., 2008) و شیست‌ها و گارنت‌شیست‌های مجموعه دگرگونی-آذرین دلبر (بلاغی اینالو، ۱۳۹۳)، احتمال دارد، دامنه سنی حدود ۵۶۰ تا ۵۸۰ میلیون سال برای آنها منطقی به نظر برسد.

نتایج ارائه شده در این مقاله و مطالعات عابدی (۱۳۸۸)، عزیزی (۱۳۹۱)، همتی (۱۳۹۲)، بلاغی (۱۳۹۳)، حسینی (۱۳۹۴)، یوسفی و همکاران (۱۳۹۵ الف و ب)، شکاری و همکاران (۱۳۹۵)، ویس کرمی و همکاران (۱۳۹۵) و خبره و همکاران (۱۳۹۵) خاطر نشان می‌سازد که برخی از مستندات ارائه شده در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی (امینی چهرق، سال انتشار مشخص نیست)، بسطام (حاجی حسینی و قاسمی، ۱۳۸۲)، دره‌دایی (قاسمی و حاجی حسینی، ۱۳۸۳)، عباس‌آباد (خلعتری جعفری، سال انتشار مشخص نیست)، ابریشم‌رود (نواب مطلق، ۱۳۸۳)، احمدآباد (خار توران)

در برخی مجموعه‌های دگرگونی-آذرین مانند بند هزارچاه (حسینی، ۱۳۹۴)، شترکوه، ماجراد و جندق-عروسان (در دست مطالعه)، شماری توده نفوذی کوچک به شکل استوک یا دایک با ترکیب الیون‌گابرو تا گابرودیوریت مجموعه‌های سنگی نئوپروتروزویک را قطع کرده‌اند و در عین حال خود نیز در طی فرایند گرانیت‌زایی توسط دایک‌ها و توده‌های گرانیتی-گرانودیوریتی قطع شده‌اند. در برخی نقاط، این توده‌های آذرین بازیک توسط ماگماهای گرانیتی-گرانودیوریتی گسیخته شده‌اند و به‌صورت قطعاتی پراکنده و بی‌ریشه در توده‌های گرانیتوئیدی یافت می‌شوند (شکاری و همکاران، ۱۳۹۵). حسینی (۱۳۹۴) و Hosseini et al. (2015) به روش سن سنجی U-Pb روی زیرکن، سن‌هایی برابر $582 \pm 3/5$ و $533/5 \pm 6/9$ میلیون سال برای این دسته از متابازیت‌ها گزارش کرده‌اند که نشان می‌دهد آنها از گرانیت‌ها با سن $553/6 \pm 6/9$ و $529/3 \pm 4/9$ میلیون سال تا حدودی کهن‌تر هستند. با توجه به شواهد زمین‌شناسی منطقه‌ای، به احتمال زیاد دامنه سنی حدود ۵۸۰ میلیون سال برای این سنگ‌ها منطقی‌تر است.

سنگ‌های آذرین بازیک-حدواسط معمولاً دچار دگرگونی‌ای در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت شده‌اند و تا مرحله تشکیل گارنت آمفیبولیت پیش رفته‌اند. در برخی نقاط همانند خاور روستای گرگابی (شمال‌خاور سهل-جنوب شاهرود) تفریق دگرگونی یا ذوب آمفیبولیت‌ها سبب تشکیل تونالیت‌ها یا پلاژیوگرانیت‌ها نیز شده است. جایگاه چینه‌شناسی و سنی دقیق این دسته از سنگ‌ها هنوز به‌طور قطعی مشخص نشده است؛ ولی شواهد صحرایی نشان‌دهنده آنست که آنها پس از سنگ‌زایی توالی‌های رسوبی نئوپروتروزویک و پیش از گرانیت‌زایی (در اواخر نئوپروتروزویک) تشکیل شده‌اند.

در برخی نقاط همانند جنوب باختر میامی، جنوب باختر بیارجمند، ماجراد و بسیار دورتر حتی در جنوب باختری روستای ساغند (شمال‌خاور یزد)، این توده‌های گرانیتوئیدی و مجموعه‌های دگرگونی توسط توالی رسوبی-تخریبی ستبری به سن اواخر تریاس تا ژوراسیک زیرین پوشیده شده‌اند (همتی، ۱۳۹۲؛ بلاغی اینالو، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴). در مناطقی مانند دلبر، سفید سنگ و بند هزارچاه، شمار قابل توجهی توده‌های آذرین بازیک-حدواسط با ترکیب گابرو تا دیوریت مجموعه‌های دگرگونی-آذرین را به شکل دایک، سیل و استوک به سن تقریباً ژوراسیک میانی-بالایی مجموعه‌های سنگی دگرگونی-آذرین نئوپروتروزویک را قطع کرده‌اند. حسینی و همکاران (۱۳۹۲) و بلاغی اینالو و همکاران (۱۳۹۳) با توجه به شواهد چینه‌شناسی و تعیین سن ایزوتوپی به روش U-Pb روی آپاتیت‌های استخراج شده از دایک‌های دیابازی کوه کلاته علاءالدین در مجموعه دگرگونی-آذرین دلبر (152 ± 35 میلیون سال) سن ژوراسیک میانی را به آنها نسبت داده‌اند و آنها را بخشی از تظاهرات فعالیت ماگمایی مرتبط با سیمیرین میانی در بخش شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی به شمار آورده‌اند.

در نقشه‌ها و مستندات منتشر شده سن‌های متفاوتی به این مجموعه‌ها، به ویژه توده‌های گرانیتوئیدی آنها نسبت داده شده و سن‌های پرکامبرین تا پس از ژوراسیک برای آنها در نظر گرفته شده است (به نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی (امینی چهرق، سال انتشار نقشه مشخص نیست)، بسطام (حاجی حسینی و قاسمی، ۱۳۸۲)، دره‌دایی (قاسمی و حاجی حسینی، ۱۳۸۳)، عباس‌آباد (خلعتری جعفری، سال انتشار نقشه مشخص نیست)، ابریشم‌رود (نواب مطلق، ۱۳۸۳)، احمدآباد (خار توران) (سلامتی، ۱۳۷۸) و رزوه (یا رزه) (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲) و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران (نوابی، ۱۳۶۵ (تلفیق کننده))، جاجرم (ناظر، ۱۳۷۱ (تلفیق کننده))، گرگان (شهرابی، ۱۳۶۹ (تلفیق کننده)) و طرود (علوی نائینی و هوشمندزاده، ۱۳۵۵ (تلفیق کنندگان)) و هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، حسینی (۱۳۷۴)، کرمی (۱۳۸۲)، کاظمی (۱۳۹۰)، همتی (۱۳۹۲)، بلاغی اینالو و همکاران (۱۳۹۰)، حسینی (۱۳۹۳ و ۱۳۹۴)، بلاغی اینالو (۱۳۹۳)، حسینی و همکاران (۱۳۹۲ و ۱۳۹۳)، حسینی (۱۳۹۴)، حسینی و همکاران (۱۳۹۵ الف و ب)، Hassanzadeh et al. (2008)، Bagheri and Stampfli (2008)، Rahmati-Ilkhchi et al. (2008, 2010 and 2011)؛

سنگی برداشت شد. از این نمونه‌ها مقطع نازک تهیه و در آزمایشگاه اپتیک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود مطالعه شد.

همچنین، ۱۲ نمونه از سنگ‌های دارای کمترین میزان هوازگی و دگرسانی، برای تجزیه شیمی عناصر اصلی و فرعی (از جمله عناصر خاکی کمیاب) انتخاب و پس از خردایش اولیه، نمونه‌ها به شرکت طیف کانسارن بینالود فرستاده شد. در آنجا نمونه‌ها، پودر شده و پس از آماده‌سازی و بسته‌بندی، برای تجزیه شیمی سنگ کل به آزمایشگاه Acme کانادا فرستاده شد. عناصر اصلی به روش ICP-AES و عناصر فرعی، کمیاب و خاکی کمیاب به روش ICP-MS تجزیه شد (جدول ۲). بر پایه نقشه‌های زمین‌شناسی پیش‌تر منتشر شده، تصاویر ماهواره‌ای لندست، گوگل ارث و پیمایش‌های صحرایی انجام شده، نقشه زمین‌شناسی اصلاح شده منطقه مورد نظر نیز تهیه و رسم شد (شکل ۳).

با یقین به درستی تجزیه‌های ژئوشیمیایی صورت گرفته توسط عابدی (۱۳۸۸) در راستای دسترسی به نتایج قابل اعتمادتر، از نتایج تجزیه شیمیایی ۱۱ نمونه که توسط نام برده تجزیه شده بود، نیز استفاده شد. روش تجزیه شیمیایی و محل انجام آنها در مورد هر دو مرجع یکسان است. تصحیحات لازم مانند حذف L.O.I. و تصحیح مقادیر اکسیدهای آهن روی داده‌های ژئوشیمیایی خام صورت گرفت و نتایج آن همراه با مقادیر دیگر اکسیدهای عناصر اصلی، عناصر فرعی و خاکی کمیاب در جدول ۳ ارائه شده است. پس از انجام تصحیحات لازم، نتایج تجزیه‌های شیمیایی به کمک نرم‌افزار GCDkit و دیگر نرم‌افزارهای مربوط پردازش شد و پایه تجزیه و تحلیل‌های بعدی در بررسی سنگ‌شناسی و محیط زمین‌ساختی قرار گرفت.

برای مطالعات سن سنجی رادیومتری، سه نمونه از سنگ‌های گرانیتویدی که نشان‌دهنده ترکیب‌های اصلی سازنده گرانیتویدهای جنوب باختر میامی بودند، انتخاب، خرد و بخش خرد شده و رد شده از الک (مش ۱۵۰) به آزمایشگاه State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Chinese Academy of Science, Beijing در کشور چین فرستاده شد. در آنجا با استفاده از روش‌های آب‌شویی، مایعات سنگین، جدایش مغناطیسی و جدایش دستی در زیر میکروسکوپ دوچشمی، زیرکن‌ها جدا شدند. زیرکن‌های جدا شده روی لام مخصوص چسبنانده (Mounting) و برای تجزیه دستگامی آماده شد. اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپ‌های U و Pb به روش laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS) در آزمایشگاه، State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Northwest University Xian انجام شد. نتایج سن سنجی‌های انجام شده در رسم نمودارهای سازگاری و دیگر تجزیه و تحلیل‌های مرتبط مورد استفاده قرار گرفته است.

۳- زمین‌شناسی منطقه و شواهد صحرایی

توده‌های گرانیتویدی جنوب و جنوب باختر میامی در محدوده طول‌های جغرافیایی ۳۰' ۵۵° تا ۴۰' ۵۵° و عرض‌های جغرافیایی ۱۸' ۳۶° تا ۲۴' ۳۶° شمالی از ۳ کیلومتری جنوب باختر میامی تا جنوب روستای قدس (اسرائیل قدیم) و ۶۰ کیلومتری خاور شاهرود رخنمون دارند. از دید تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران، این منطقه در حاشیه شمالی پهنه ایران مرکزی قرار دارد. توده‌های گرانیتویدی به صورت ۴ توده گرانیتی کم‌وبیش مجزا رخنمون دارند و با حجم بسیار کمی از سنگ‌های دگرگونی مانند گنیس‌های دارای پورفیروبلاست‌ها و پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز (که گاه اندازه آنها به حدود چهار سانتی‌متر نیز می‌رسد) و متپاسمیت‌ها همراه هستند. در سنگ‌های گرانیتویدی به شدت تفریق یافته، رگه‌های کوچکی از سیلیس درون سنگ‌های سفیدرنگ یافت می‌شود که نشانه مراحل پایانی تفریق است.

توده‌های گرانیتویدی جنوب باختر میامی توسط دو سری دایک دیابازی با سن اواخر نئوپروتریویک-اوایل کامبرین و ژوراسیک میانی-بالایی قطع شده‌اند. دایک‌های دیابازی نئوپروتریویک به شدت خرد و دگرسان شده (کلریتی) هستند.

(سلامتی، ۱۳۷۸) و رزوه (یا رزه) (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲) و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ : خارتوران (نوابی و همکاران، ۱۳۶۵ (تلفیق کننده))، جاجرم (ناظر، ۱۳۷۱ (تلفیق کننده))، گرگان (شهرابی، ۱۳۶۹ (تلفیق کننده)) و طرود (علوی نائینی و هوشمندزاده، ۱۳۵۵ (تلفیق کنندگان)) باید بازنگری و اصلاح شوند.

در این مقاله سعی خواهد شد که افزون بر بازنگری سنگ‌شناسی و ژئوشیمی گرانیتویدهای جنوب باختر میامی، نتایج سن سنجی رادیومتری آنها نیز ارائه شود که به روش U-Pb روی زیرکن برای اولین بار انجام شده است.

افزون بر موارد یاد شده، گرانیتویدهایی در جنوب و جنوب باختر میامی (۶۰ کیلومتری خاور شاهرود) رخنمون دارند که در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم (ناظر، ۱۳۷۱ (تلفیق کننده))، و ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی (امینی چهرق، سال انتشار مشخص نیست) سن‌های پرکامبرین و پس از ژوراسیک به آنها نسبت داده شده است. در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی این سنگ‌های گرانیتی با نماد g_1 ، g_2 ، g_3 از هم تفکیک شده‌اند. به گرانیت‌های g_1 و g_2 به ترتیب سن‌های ژوراسیک میانی و بالایی نسبت داده شده است. در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی حتی برای برخی از آنها هاله دگرگونی مجاورتی در نظر گرفته شده است.

در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ بسطام (حاجی حسینی و قاسمی، ۱۳۸۲) به این سنگ‌های گرانیتویدی که در جنوب روستای اسراییل (قدس جدید) رخنمون دارند، سن پس از ژوراسیک بالایی نسبت داده شده است.

اگر چه عابدی (۱۳۸۸) این توده‌های گرانیتویدی را مطالعه کرده و ضمن رد جوان‌تر بودن آنها از ژوراسیک، آنها را هم‌تراز توده‌های گرانیتویدی ژوراسیک میانی سندج-سیرجان به شمار آورده و تشکیل آنها را با فرورانش صفحه اقیانوسی نوتیس به زیر ایران مرکزی مرتبط دانسته است؛ ولی مطالعات جدید نشان می‌دهد که این نتیجه‌گیری نیز مستلزم بازنگری و تصحیح است.

با شناخت بیشتر نسبت به روابط چینه‌شناسی در مناطق همجوار به ویژه منطقه بند هزارچاه، این فرض به ذهن خطور کرد که شاید گرانیتویدهای منطقه میامی نیز با گرانیت‌های مناطق همجوار سرگذشت زمین‌شناسی مشابهی باشد. همی (۱۳۹۲) این توده‌های گرانیتویدی را دوباره بررسی دقیق کرد و تشابهات چینه‌شناسی زیادی را در این منطقه دید که فرض داشتن سرگذشت زمین‌شناسی مشابه برای آنها و دیگر گرانیتویدهای وابسته به مجموعه‌های دگرگونی آذرین شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی را بیش از پیش تقویت کرد.

در این مقاله سعی خواهد شد که افزون بر بازنگری سنگ‌شناسی و ژئوشیمی گرانیتویدهای جنوب باختر میامی، نتایج سن سنجی رادیومتری آنها که برای اولین بار به روش U-Pb انجام شده است، در اینجا ارائه شود و بر پایه مستندات جدید به‌طور قطع اعلام می‌شود که گرانیتویدهای جنوب باختر میامی نیز به همراه مقدار کم سنگ‌های گنیسی میزبان آنها، جزو سرزمین‌های بی‌سنگی ایران هستند. نتایج ارایه شده در این مقاله خاطر نشان می‌سازد که آنچه در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی نشان داده شده است، باید بازنگری و اصلاح شود.

۲- روش انجام پژوهش

در ابتدا اطلاعات از پیش موجود شامل منابع کتابخانه‌ای، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰، گزارش‌ها، مقالات و پایان‌نامه‌های انجام شده مرتبط با گرانیتویدهای جنوب باختر میامی (از جمله نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم (ناظر، ۱۳۷۱ (تلفیق کننده)) و ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی (امینی چهرق، سال انتشار مشخص نیست) مورد مطالعه قرار گرفت. برای دستیابی به نتایج بهتر، تصاویر ماهواره‌ای Landsat و Google Earth آنها تهیه و سپس پیمایش‌های صحرایی دقیقی و گسترده‌ای نیز انجام شد. در طی بازدیدهای صحرایی رخنمون‌های سنگی گرانیتویدهای مورد نظر به دقت مطالعه و از رخنمون‌های سنگی مناسب، نمونه‌های سنگی با کمترین میزان دگرسانی برداشت شد و برای مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی مورد استفاده قرار گرفت. از واحدهای سنگی مختلف بیش از ۱۳۰ نمونه

پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز صورتی رنگ با ساخت و بافت چشمی حضور دارند. این پورفیروکلاست‌ها به صورت کشیده و سیگمایی شکل، جهت‌یافتگی آشکاری در نمونه‌های دستی و میکروسکوپی نشان می‌دهند. این جهت‌یابی ترجیحی نشان‌دهنده تحمیل دگرشکلی شکل‌پذیر در شرایط دگرگونی ناحیه‌ای درجه بالا بر این واحد سنگی است. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای دیگری مانند میکاشیست‌ها و گارنت‌میکاشیست‌ها که در مناطق پی‌سنگی مشابه مانند دلبر، بندهزار چاه، شترکوه، ماجراد و دوچاه حضور دارند، در منطقه میامی رخنمون ندارند (به احتمال زیاد توسط توالی‌های سنگی جوان‌تر پوشیده شده باشند).

۵- سنگ‌های آذرین

گرانودیوریت‌ها در مقاطع میکروسکوپی معمولاً بافت دانه‌ای نیمه‌شکل‌دار دارند و گاه بافت‌های گرافیکی نشان می‌دهند. فلدسپارهای پتاسیم موجود در این سنگ‌ها بیشتر بافت پرتیتی به نمایش می‌گذارند. فلدسپار قلیایی گرانیت‌ها از بلورهای درشت ارتوکلاز، کوارتز و مقدار کمتری پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند و بافت دانه‌ای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل نشان می‌دهند؛ ارتوکلازها بیشتر بافت پرتیتی و گاه بافت گرافیکی نشان می‌دهند. برخی از بلورهای ارتوکلاز به‌طور ناقص تا کامل و از حاشیه‌ها به سوی مرکز تبدیل‌شدگی به میکروکلین (با ماکل آشکار پریکلین) نشان می‌دهند. این پدیده حاصل تحمیل فشار به بلورهای ارتوکلاز و به‌هم‌ریختگی شبکه بلوری آنهاست، در طی این فرایند سامانه تبلور ارتوکلاز از منوکلینیک با درجه تقارن بیشتر به سامانه تری‌کلینیک با کمترین درجه تقارن در میکروکلین تحول پیدا می‌کند. ساب‌گرین یا خرد شدن دانه‌های درشت‌تر به دانه‌های ریزتر نیز به روشنی در کوارتز، فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز) و پلاژیوکلازها دیده می‌شود. خاموشی موجی، ساب‌گرین شدن، تبدیل ارتوکلاز به میکروکلین و تبدیل بیوتیت به بیوتیت‌های دانه‌ریزتر و گاه له شده از ویژگی‌های میکروسکوپی فلدسپار قلیایی گرانیت‌هاست. با نزدیک شدن به پهنه‌های برشی بر میزان فراوانی شواهد یاد شده افزوده می‌شود.

گرانیت‌ها از کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و بیوتیت همراه با زیرکن، اسفن و آپاتیت و کانی‌های کدر تشکیل شده‌اند و بافت دانه‌ای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و گاه بافت گرافیکی نشان می‌دهند. کوارتزها دارای خاموشی موجی، حالت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و خرد شده و پلاژیوکلازها نیز بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار، با ماکل پلی‌سینتیتیک و حاشیه‌های تحلیل رفته هستند. از کانی‌های فرعی مهم می‌توان به زیرکن، اسفن و آپاتیت اشاره کرد. کانی‌های کدر نیز شامل اکسیدهای آهن و احتمالاً پیریت هستند. گفتنی است که در برخی مناطق، گرانیتوئیدهای مورد مطالعه به شدت میلونیتی شده‌اند. میلونیتی شدن گرانیت‌ها به‌صورت کشیدگی و دانه‌ریز شدن کانی‌های سنگ‌ساز به ویژه دانه‌های کوارتز در مقیاس نمونه دستی به روشنی دیده می‌شود. این سنگ‌ها دارای پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز، کوارتز و پلاژیوکلاز هستند. بلورهای کوارتز و ارتوکلاز شواهد دگرشکلی شدید، به‌صورت خاموشی موجی و ساب‌گرین شدن نشان می‌دهند. میلونیت‌های این منطقه در گروه پروتومیلونیت‌ها تا اولترامیلونیت‌ها قرار می‌گیرند.

کلینوپروکسن (اوزیت) و پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی سازنده دایک‌های دیابازی جوان‌تر به سن ژوراسیک میانی هستند. آپاتیت و کانی‌های کدر جزو کانی‌های فرعی این سنگ‌ها به شمار می‌روند. اوزیت و پلاژیوکلاز نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار هستند. پلاژیوکلازها در برخی نقاط به سرسیت، کانی‌های رسی، کلسیت یا اپیدوت و پیروکسن‌ها نیز در برخی نقاط به کلریت، کلسیت و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند. این دایک‌ها بافت‌های اینترگرانولار، افیتیک، ساب‌افیتیک، میکروولیتی، پورفیری، میکروولیتی پورفیری و گلوپورفیری نشان می‌دهند.

۶- ژئوشیمی

نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه در نمودارهای مجموع اکسیدهای عناصر آلکالن $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ در برابر SiO_2 (Middlemost, 1985) در محدوده‌های گرانیت

دایک‌های دیابازی ژوراسیک کمتر دگرشکل و دگرسان شده‌اند و در برخی نقاط افزون بر توده‌های گرانیتوئیدی، سنگ‌های رسوبی پوشاننده (با ماهیت کنگلومرا، شیل و ماسه‌سنگ به سن اواخر تریاس تا ژوراسیک زیرین و معادل سازند شمشک) را نیز قطع کرده‌اند (شکل‌های ۳ و ۴).

سنگ‌های پوشاننده این توده‌های گرانیتوئیدی، توالی ستبری (بیش از ۱۰۰۰ متر) از کنگلومرا، ماسه‌سنگ، شیل و به مقدار کم آهک‌های ماسه‌ای را شامل می‌شود (به شکل‌های ۳ و ۴ توجه شود). تنها ستبرای واحد کنگلومرای در جنوب روستای کلاته اسد (جنوب باختر میامی) به حدود ۴۰۰ تا ۵۰۰ متر می‌رسد که به‌صورت ناپیوسته توسط واحدهای رسوبی کراتاسه زیرین پوشیده شده است. نکته جالب توجه آن است که بخش کنگلومرای و ماسه‌سنگی، سرشار از قطعات گرانیتی هستند که از توده‌های گرانیتوئیدی جنوب باختر میامی سرچشمه گرفته‌اند. این توالی رسوبی به نوبه خود توسط توالی رسوبی-تخریبی شامل آهک‌های ماسه‌ای و آهک‌های اوریتولین‌دار کراتاسه زیرین با ناپیوستگی دگرشیب یا با مرز گسلی پوشیده شده است (عابدی، ۱۳۸۸؛ همتی، ۱۳۹۲).

در مناطق مجاور مانند بندهزار چاه، حلواپی، شمال باختر تنگه ماجراد و دوچاه نیز توالی رسوبی تریاس-ژوراسیک با ویژگی‌های سنگی بسیار مشابه رخنمون دارند. در منطقه بندهزار چاه ستبرای کنگلومرای سرشار از قطعات گرانیتی به بیش از ۱۰۰۰ متر نیز می‌رسد. این ستبرای زیاد احتمالاً به وجود مخروط افکنه‌های محلی در زمان مورد نظر یعنی در اواخر تریاس تا ژوراسیک زیرین اشاره می‌کند یا مربوط می‌گردد. در مناطق دلبر و ماجراد (جنوب‌خاور بیارجمند)، دوچاه (جنوب بیارجمند) و جمیل (شمال‌خاور طرود) نیز توالی رسوبی یاد شده رخنمون دارد؛ ولی ستبرا و گسترش آن کمتر است. در منطقه میامی، افق‌هایی از شیل‌های زغال‌دار درون توالی رسوبی تریاس-ژوراسیک یافت می‌شوند و همچنین با توجه به مطالعات پالینولوژی صورت گرفته در قالب نقشه میامی (امینی‌چهرق، سال انتشار مشخص نیست) سن اواخر تریاس تا ژوراسیک زیرین به آنها نسبت داده شده است. در ضمن با توجه به مطالعات پالینولوژی صورت گرفته در ارتباط با تهیه نقشه رزه (رزوه) (رحمتی‌ایلخچی، ۱۳۸۲) و مطالعات صورت گرفته توسط فخر (در Hassanzadeh et al. (2008)) و همچنین یافت شدن آثار گیاهی مانند برگ و ساقه در شیل‌های قاعده این توالی و همچنین دو کفه‌ای‌ها، بلمنیت و آمونیت همراه با واحدهای آهکی-ماسه‌ای (حسینی، ۱۳۹۴)، سن اواخر تریاس-ژوراسیک زیرین برای این توالی رسوبی در نظر گرفته شده است. بنابراین سن این توده‌های گرانیتوئیدی که توسط این توالی پوشیده شده‌اند، از اواخر تریاس و ژوراسیک زیرین کهن تر هستند.

Hassanzadeh et al. (2008) نمونه‌ای از قلوه‌سنگ‌های گرانیتی متعلق به کنگلومراهای پوشاننده مجموعه گرانیتوئیدی بندهزار چاه را تعیین سن و سن 556 ± 35 میلیون سال را برای آن گزارش کرده‌اند.

امینی‌چهرق گرانیت‌های میامی را به دو نوع p_1 و p_2 تقسیم کرده و زمان جایگیری این واحدهای نفوذی را به ترتیب به ژوراسیک میانی و ژوراسیک بالایی نسبت داده است. در صورتی که با توجه به شواهد موجود (پوشیده شدن توده‌های گرانیتوئیدی با واحدهای رسوبی-تخریبی اواخر تریاس تا ژوراسیک زیرین معادل سازند شمشک (به‌صورت ناپیوستگی آذرین‌پی)) این مطلب نمی‌تواند درست باشد و تنها تفاوت میان گرانیت‌هایی که به عنوان p_1 و p_2 تقسیم بندی شده‌اند، تغییر رنگ ظاهری آنهاست که آن هم متأثر از فراوانی مقدار بیوتیت، شدت و ضعف دگرشکلی و یا دگرسانی تحمیل شده بر آنهاست.

۴- گنیس‌های میزبان

گنیس‌های دانه‌متوسط تا درشت، شامل مجموعه کوارتز، پتاسیم فلدسپار (ارتوکلاز و میکروکلین)، پلاژیوکلاز، بیوتیت \pm مسکوویت و کانی‌های فرعی آلانیت، زیرکن و آپاتیت بیشتر در حاشیه شمالی توده‌های گرانیتوئیدی جنوب باختر میامی و جنوب روستای کلاته‌اسد رخنمون دارند. در این گنیس‌ها پورفیروکلاست‌ها و

مقادیر کمتری عناصر خاکی کمیاب دارند. همچنین گرانیتهای منطقه غنی شدگی بیشتری از عناصر خاکی کمیاب سبک نشان می‌دهند. بی‌هنجاری منفی Eu، در برخی نمونه‌های تفریق یافته دیده می‌شود.

در نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده با ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی (Taylor and McLennan, 1981) (شکل‌های ۷-ب و ج)، نمونه‌های گرانیتهایی مورد مطالعه، از عناصر Nb، Ta، Sr، P، Ti تپی شدگی نشان می‌دهند. این نمودار نشان می‌دهد که گرانیتهایی مورد نظر با ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی بیشترین همانندی و سازگاری را نشان می‌دهند و این گرانیتهایی از ذوب سنگ‌هایی با منشأی مشابه پوسته قاره‌ای بالایی حاصل شده‌اند؛ شواهد صحرایی نیز این امر تأیید می‌کند. نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده با ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی (Taylor and McLennan, 1981) برای لوکوگرانیتهای (شکل ۷-د) نشان می‌دهد که آنها نسبت به دیگر اعضای گرانیتهایی مورد مطالعه تپی شدگی بیشتری از Ba، Rb، Sm، Nd، Ce، La، Nb، Ta، Ti و K نشان می‌دهند و تفریق‌یافتگی بیشتری دارند. بر پایه نمودارهای K₂O در برابر SiO₂ (Peccerillo and Taylor, 1976) و AFM (Irvine and Baragar, 1971) و A/CNK-A/NK (Shand, 1943) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌های کالک-آلکانل، کالک آلکانل پتاسیم بالا و پرآلومین قرار می‌گیرند.

با توجه به شکل ۸ گرانیتهایی جنوب باختر میامی در محدوده گرانیتهای نوع S جانمایی می‌شوند. بسیاری از نمونه‌ها ماهیت پرآلومین و نمونه‌های مورد مطالعه منشأ پوسته‌ای دارند که نشان می‌دهد که ماگمای تشکیل‌دهنده این توده‌ها از منشأ پوسته‌ای یا همان ذوب سنگ‌های رسوبی دگرگون شده حاصل شده است؛ سپس دچار تفریق شده و سنگ‌های گرانیتهایی فلسیک منطقه مورد مطالعه (گرانیتهای و آلکالی‌فلدسپار گرانیتهای) را تشکیل داده است. ناهنجاری‌های منفی Nb، P، Ti، و غنی بودن نمونه‌ها از عناصر خاکی کمیاب سبک و عناصر ناسازگاری مانند Rb، Th، Pb و U و همچنین فراوانی بیوتیت در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که ماگمای سازنده گرانیتهایی جنوب باختر میامی از ذوب بخشی متاپلیت‌ها حاصل شده است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های گرانیتهایی مورد مطالعه مانند ماهیت پرآلومین، تعلق داشتن به گرانیتهای نوع S، فراوانی عناصر کمیاب Pb، K، Th، Rb، Ce و La و همچنین تپی شدگی از Ti، Ta، Nb، Sr و P در نمودارهای عنکبوتی که از ویژگی‌های مذاب‌های پوسته‌ای است، بیانگر ارتباط فعالیت ماگمایی منطقه مورد مطالعه با حاشیه فعال قاره‌ای است. (Zhang et al., 2012) بر این باورند که سنگ‌های آذرین مربوط به کمان قاره‌ای از U، K، Pb، LREE و Sr غنی شدگی و از Nb، Pr، Ti تپی شدگی نشان می‌دهند.

۷- تعیین نوع سنگ منشأ گرانیتهایی جنوب باختر میامی

بر پایه نمودارهای تعیین نوع سنگ منشأ Zhang et al. (2012) و Altherr et al. (2002) (شکل ۹)، سنگ‌های گرانیتهایی جنوب باختر میامی از ذوب بخشی متاپلیت‌ها و متاگرینوک‌ها حاصل شده‌اند. وجود تناوب لایه‌های متاپلیتی، متاگرینوک، متاپسامیتی و مرمری در مناطق با سرگذشت زمین‌شناسی مشابه مانند سفیدسنگ، دلبر، بند هزارچاه، شترکوه، ماجراد، رضا باد خارتوران، احمدآباد خارتوران و دوچاه این مطلب را تأیید می‌کند.

۸- جایگاه زمین‌ساختی

اندیشه‌های نخستین تشخیص و تعیین محیط‌های زمین‌ساختی سنگ‌های ماگمایی با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی مبتنی بر تجزیه اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر کمی عناصر فرعی را می‌توان به Pearce et al. (1984) Pearce and Cann (1973)، Maniar and Piccoli (1989) و Batchelor and Bowden (1985) و Harris et al. (1995) و . . . نسبت داد. نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونوماگمایی مبتنی بر داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌ها روز به روز در حال افزایش است. با توجه به

و گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۵). به منظور دیدن و رسم روند تغییرات عناصر اصلی در خلال تبلور ماگما از نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در برابر SiO₂ (Harker, 1909) استفاده شده است (شکل ۶). این نمودارها، تحولات ماگما را از زمان تشکیل تا زمان تبلور کامل و جایگیری نشان می‌دهند. پیش از تشریح نمودارهای هارکر توجه به این نکته ضروری است که بر پایه مشاهدات صحرایی در مناطق میامی، بند هزارچاه، دلبر و شترکوه سنگ‌های میگماتی، دارای ماهیت انتقالی یا گذرا میان گنیس‌ها و گرانیتهای هستند و هنوز به مرحله تشکیل مذاب کامل نرسیده‌اند. بنابراین نمی‌توان آنها را در فرایند تبلور تفریقی سهیم کرد. با این وجود، در بیشتر نمودارهای ژئوشیمیایی از جمله هارکر، این سنگ‌ها با داشتن مقدار SiO₂ کمتر نسبت به گرانودیوریت‌ها و گرانیتهای (۶۷ تا ۶۸ درصد SiO₂ در برابر ۷۱ تا ۷۷ درصد) در امتداد دیگر نمونه‌های سنگی تجزیه شده قرار می‌گیرند؛ پس بهتر است این سنگ‌ها را به عنوان نماینده‌ای از سنگ‌های مادر (پروتولیت) در نظر گرفت و بنابراین در نمودارهای ژئوشیمیایی مانند نمودارهای Harker (1909) برای نشان دادن ارتباط ژنتیکی این سنگ‌ها و پرهیز از قرار دادن سنگ‌های مورد نظر در فرایند تفریق، حذف‌فاصل میان این سنگ‌ها و سنگ‌های گرانودیوریتی و گرانیتهای را با علامت خط چین نشان داد تا هم زمان بتوان هر دو منظور را بیان کرد.

با توجه به نمودارهای ارائه شده در شکل ۶، می‌توان گفت مقادیر مجموع اکسیدهای TiO₂، MnO، MgO، FeO، Fe₂O₃ و Cr₂O₃ با افزایش مقدار سیلیس کاهش نشان می‌دهد. لوکوگرانیتهای با مقدار SiO₂ کمتر و مقادیر کمتر مجموع اکسیدهای بیان شده از روند کاهشی مورد نظر پیروی نمی‌کنند. این امر به دلیل نبود یا مقادیر بسیار کم کانی‌های مافیک (فرومنیزین) و یا اکسیدهای آهن، منیزیم و تیتانیم است. میگماتیتهای با مقدار سیلیس کمتر، در همه نمودارها در سوی چپ نمودار جای می‌گیرند. مجموع اکسیدهای TiO₂، MnO، MgO، Fe₂O₃، FeO و Cr₂O₃ در میگماتیتهای بیشتر از دیگر سنگ‌هاست.

روند تغییرات مقادیر Ni+Co+V+Sc در برابر SiO₂ با روند تغییرات مجموع مقادیر اکسیدهای TiO₂، MnO، MgO، FeO، Fe₂O₃ و Cr₂O₃ در برابر مقدار SiO₂ تقریباً مشابه است؛ چون رفتار ژئوشیمیایی این عناصر به هم بسیار شبیه است. میگماتیتهای لوکوگرانیتهای با داشتن مقادیر کمتر این اکسیدها و عناصر فرعی یاد شده، از روند یاد شده پیروی نمی‌کنند. همچنین با افزایش مقدار سیلیس، مجموع مقادیر Na₂O و K₂O افزایش می‌یابد. در برابر مقادیر CaO، Al₂O₃ و P₂O₅ نیز با افزایش مقدار سیلیس کاهش نشان می‌دهد. گفتنی است که لوکوگرانیتهای به واسطه تفریق‌یافتگی زیاد Na₂O+K₂O کمی دارند. فراوانی بیشتر Na₂O+K₂O در گرانیتهای و گرانودیوریت‌ها در مقایسه با میگماتیتهای از تفریق‌یافتگی آنها در طی فرایند تبلور تفریقی ناشی شده است. تغییرات مقادیر Rb+Ba+Sr+Cs در برابر SiO₂ نشان می‌دهد که گرانیتهای و گرانودیوریت‌ها نسبت به لوکوگرانیتهای و میگماتیتهای رفتار متفاوتی دارند. گرانیتهای و گرانودیوریت‌ها از مجموع این عناصر غنی‌تر هستند و معمولاً با افزایش SiO₂ مقدار آنها کاهش می‌یابد. تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر فرعی ذکر شده بیانگر آن است که گرانودیوریت‌ها، گرانیتهای و لوکوگرانیتهای از ذوب میگماتیتهای حاصل شده‌اند و در ضمن ماگمای حاصل از ذوب میگماتیتهای دچار تبلور تفریقی و گوناگونی ترکیبی در محصولات تبلور یافته از مذاب‌های تولید شده شده است. در شکل ۷-الف الگوهای تغییرات عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت (Boynton, 1984) برای سنگ‌های مورد نظر به نمایش گذاشته شده است.

در شکل ۷-الف میگماتیتهای، گرانودیوریت‌ها، گرانیتهای و لوکوگرانیتهای رفتار تقریباً یکسانی نشان می‌دهند. این امر منشأ گرفتن گرانودیوریت‌ها و گرانیتهای را از ذوب سنگ‌های دگرگونی مادر با ماهیت متاپلیتی یا همان گنیس‌ها تأیید می‌کند. در ضمن گرانیتهایی جنوب باختر میامی، در مقایسه با عناصر خاکی کمیاب سنگین، از عناصر خاکی کمیاب سبک غنی شدگی ملموسی نشان می‌دهند. این غنی‌شدگی معمولاً به عنوان ویژگی شاخص منشأ قاره‌ای شناخته می‌شود. لوکوگرانیتهای به واسطه تفریق‌یافتگی بیشتر و نداشتن کانی‌های آهن و منیزیم‌دار

میان آنها وجود دارد. در همین راستا، بررسی مجموعه‌های دگرگونی و آذرین مناطق پی‌سنگی ایران مرکزی تأیید می‌کند که در اواخر پروتروزویک، درون مناطق قاره‌ای شمال‌گندوانا، حوضه‌های کششی درون‌قاره‌ای کوچک و بزرگی تشکیل شده‌اند.

اگر چه سنگ‌های حوضه‌های رسوبی و گاه رسوبی - آتشفشانی مورد نظر اکنون همگی دگرگون شده‌اند؛ ولی ترکیب کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی سنگ‌های دگرگونی موجود نشان می‌دهد که سنگ‌های مادر آنها دارای طیف ترکیب بسیار گوناگونی از ماسه‌سنگ، شیل، آهک، دولومیت، مارن، بازالت، ربولیت و آتشفشانی تخریبی‌های وابسته بوده و به مناطق بسیار کم‌ژرفا تا ژرف حوضه‌های رسوبی و آتشفشانی رسوبی تعلق داشته‌اند. مشاهدات صحرایی صورت گرفته در مجموعه‌های دگرگونی جندق (در دست مطالعه، موضوع رساله دکتری سولماز بلوچی) و پشت بادام (Hushmandzadeh, 1969) نشان می‌دهد گسترش این حوضه‌های کششی تا مرحله اقیانوس‌زایی پیش رفته است. حضور سنگ‌های بازالتی، بازالتی بالشی، لوکوگابرویی، پیروکسنیتی و هارزبورژیتی که اکنون در حد رخساره شیبست سبز و آمفیبولیت دچار دگرگونی شده‌اند، این موضوع را تأیید می‌کند. حضور سنگ‌هایی مانند کیانیت‌شیست، بیوتیت‌گنیس، استارولیت - کیانیت‌گنیس و گارنت - آمفیبولیت‌ها نشان‌دهنده رخداد دگرگونی ناحیه‌ای بزرگ‌مقیاس از نوع باروین در سرزمین‌های گندوانایی ایران در اواخر نئوپروتروزویک است. بیشتر سنگ‌های نام برده با شدت و ضعف متفاوت میلونیتی شده‌اند. همچنین شواهد صحرایی و منطقه‌ای از میامی در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی تا ساغند در بخش‌های میانی آن، نشان می‌دهند که توده‌های گرانیتوئیدی کالک‌آکالن بسیاری این مجموعه‌های دگرگونی را قطع کرده و درون آنها جای گرفته‌اند؛ یا به عبارتی در آنها نفوذ کرده‌اند. دمای لازم برای تشکیل مذاب‌های سازنده این گرانیتوئیدها از راه افزایش درجه زمین‌گرایی در ژرفای سرزمین‌های دگرگونی و در برخی موارد جایگیری توده‌های مذاب دارای ترکیب بازیک تا حدواسط در پوسته قاره‌ای فراهم شده است. برای مثال، بلاخی اینالو (۱۳۹۳) دما و فشار تشکیل سنگ‌های گنیسی مجموعه دگرگونی دلبر را ۶۴۵ تا ۷۰۶ درجه سانتی‌گراد و ۸ تا ۱۳ کیلو بار برآورد کرده است. در این شرایط دما و فشار، شرایط محیطی برای ذوب سنگ‌های دگرگونی به ویژه مناپلیت‌ها از راه انجام واکنش‌های آبرزایی و تخریب کانی‌های آبدار به ویژه میکاها فراهم است.

مطالعات و تعیین سن‌هایی که توسط پژوهشگران مختلف مانند سامانی و همکاران (۱۳۷۲)، بخشی‌زاد (۱۳۹۴)، Ramezani (1997)، Samani (1988)، Haghypour (1974)، Ramezani and Tucker (2003)، Verdel et al. (2007)، Hassanzadeh et al. (2008)، Bagheri and Stampfli (2008)، Saki (2010)، Rahmati-Ilkhchi et al. (2011)، Shafaii Moghadam et al. (2013 and 2016)، Jamshidi Badr et al. (2013)، Balaghi et al. (2014)، Rossetti et al. (2014)، Hosseini et al. (2015)، Monazzami Bagherzadeh et al. (2015) و ... صورت گرفته؛ همگی نشان می‌دهد که این توده‌های گرانیتوئیدی در اواخر نئوپروتروزویک (حدود ۵۵۰ میلیون سال پیش) تشکیل شده‌اند. از آنجایی که سنگ‌های مرتبط با فرورانش صفحه اقیانوسی به زیر صفحه قاره‌ای (به ویژه سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب غالب آندزیت تا داسیت) همانند پهنه ارومیه - دختر فعلی، در دروه زمانی یاد شده یا کمی پس از آن، در ایران مرکزی رخنمون ندارند، به نظر می‌رسد که حوضه‌های رسوبی و اقیانوسی با سن اواخر نئوپروتروزویک در یک بازه زمانی کوتاه و در طی یک فرایند جمع‌شدگی (بسته شدن)، به سرعت بسته شده‌اند. به عبارت دیگر می‌توان گفت رژیم زمین‌ساختی کششی از نوع حوضه کششی درون قاره‌ای که در برخی موارد توسعه آن تا مرحله تشکیل پوسته اقیانوسی پیش رفته است در اواخر نئوپروتروزویک بر سرزمین‌های گندوانایی ایران، حاکم بوده سپس متوقف شده است. سپس یک رژیم زمین‌ساختی تراکمی بر آن حاکم گشته است که با تشکیل مجموعه‌های سنگی دگرگونی از نوع باروین، زمین‌درزهای افیولیتی کم‌پهنای و در نهایت گرانیت‌زایی در محیط زمین‌ساختی برخوردی همراه بوده است. در واقع مجموعه‌های دگرگونی و پهنه‌های افیولیتی قدیمی، منشورهای به هم افزوده کهن به سن اواخر نئوپروتروزویک هستند. (Fritz et al. (2013) در مقاله‌ای با نام

نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدها (Pearce et al., 1984)، نمودارهای (Batchelor & Bowden, 1985) $R_1 - R_2$ و نمودار کاتیونی VAG - همزمان با کوهزایی (Syn-orogenic) و همزمان با برخورد (syn-collision) قرار می‌گیرند (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). این نتیجه‌گیری با توجه به شواهد صحرایی و زمین‌شناسی منطقه قابل قبول است؛ زیرا شواهدی مانند دگرگونی، میلونیتی شدن و دگرشکلی‌های موجود در سنگ‌های منطقه بیانگر این واقعیت است که سنگ‌های مورد مطالعه در محیط زمین‌ساختی همزمان با کوهزایی هستند.

۹- سن‌سنجی به روش U-Pb روی زیرکن

زیرکن مناسب‌ترین کانی مورد استفاده در ژئوکرونولوژی (زمین‌زمان‌سنجی) به روش U-Pb است. امروزه تک‌بلورهای زیرکن به دلیل دمای انسداد بالا (۹۰۰ درجه سانتی‌گراد) بهترین ژئوکرونومترها هستند و می‌توانند سن‌هایی از رویدادهای چندگانه زمین‌شناسی را نشان دهند. بنابراین از این روش برای تعیین سن سنگ‌های مورد مطالعه استفاده شده است. برای نمونه تصاویر کاتدولومینسانس برخی از زیرکن‌های جدا و تعیین سن شده، در شکل ۱۲ نشان داده شده است. نتایج سن‌سنجی‌های به دست آمده از این روش در جدول ۴ و شکل ۱۲ ارائه شده است. گفتنی است، تصحیح‌های لازم در مورد نتایج به دست آمده انجام شده است.

پیش از تعبیر و تفسیر داده‌های حاصل از تعیین سن‌های به دست آمده باید به این نکته توجه کرد که در زمین‌شناسی مشاهدات عینی و تجزیه و تحلیل درست روابط صحرایی، پایه استفاده درست از نتایج هر روش نوینی است که قرار است به واسطه آن به حل مسائل زمین‌شناسی کمک شود. برای نمونه پوشیده شدن گرانیتوئیدهای جنوب باختر میامی توسط توالی رسوبی اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک، جوان‌تر بودن این توده‌های نفوذی از دامنه زمانی یاد شده را منتفی می‌سازد.

با توجه به شواهد صحرایی، ترتیب سنی سنگ‌های نام برده باید به این صورت باشد: (۱) میگمایت؛ (۲) بیوتیت گرانیت؛ (۳) لوکوگرانیت. ولی نتایج تعیین سن به دست آمده، به ظاهر نشان می‌دهد که ترتیب سنی آنها به این صورت است: (۱) بیوتیت گرانیت؛ (۲) لوکوگرانیت؛ (۳) میگمایت. در حقیقت آنچه از مقادیر سنی مبتنی بر روش U - Pb روی زیرکن‌های استخراج شده از گرانیتوئیدهای جنوب باختر میامی به دست آمده نشان‌دهنده بازه کلی سن تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه است و این روش در فواصل زمانی کوتاه و به ویژه برای سن‌های در حد چند صد میلیون سال یا بیشتر، همیشه نمی‌تواند ترتیب رخداد رویدادها را به درستی بازگو کند یا به عبارتی آشکار سازد و مستلزم دقت زیاد و درک صحیح شواهد عینی، مشاهدات چشمی و روابط صحرایی است. سن‌های به دست آمده نشان‌دهنده اواخر نئوپروتروزویک و معادل آشکوب ادیاکارن است. این داده‌های سنی، از سوی دیگر بازگو کننده آن هستند که گرانیتوئیدهای جنوب باختر میامی در طی کوهزایی کادمین تشکیل شده‌اند.

تغییرات مقادیر سنی به دست آمده برای زیرکن‌های تعیین سن شده به ازای هر دانه (بر حسب میلیون سال) در شکل ۱۳ نشان داده شده است. نمودارهای سازگاری سن‌های اورانیم - سرب زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های منتخب تعیین سن شده متعلق به توده‌های گرانیتوئیدی جنوب باختر میامی، در شکل ۱۴ نشان داده شده است. نتایج ارائه شده در جدول ۴ و شکل‌های ۱۳ و ۱۴ نشان می‌دهد که نمونه‌های تعیین سن شده به ترتیب دارای سن‌های زیر هستند:

میگمایت (541 ± 43 میلیون سال) (نمونه M1)، ۲- بیوتیت گرانیت (551 ± 35 میلیون سال) (نمونه M2) و ۳- لوکوگرانیت ($546 \pm 9/8$ میلیون سال) (نمونه M3).

۱۰- پتروژن توده‌های گرانیتوئیدی جنوب باختر میامی

مطالعات زمین‌شناسی منطقه‌ای کم وسعت یا با دیدی محدود، کمتر می‌تواند در پاسخگویی به مسائل پتروژن سنگ‌های آذرین مؤثر باشد. از این رو لازم است برای حل مسئله پتروژن توده‌های گرانیتوئیدی جنوب باختر میامی آنها را از این منظر دید که بخشی از سرزمین‌های پی‌سنگی ایران بوده‌اند و شواهد زیادی برای مقایسه

روی زیرکن های گرانت های این مجموعه، میانگین سنی ۵۴۱ تا ۵۴۷ میلیون سال معادل با اواخر نئوپروتروزویک (اواخر ادیاکارن - اوایل کامبرین) را برای این توده های گرانتیویدی نشان می دهد. بنابراین گرانتیویدهای جنوب باختر میامی به همراه مقدار کم سنگ های میزبانان جزو سرزمین های پی سنگی شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی هستند و با دیگر مناطق پی سنگی همجوار مانند بندھزارچاه، دلبر، شترکوه، دوچاه، ماجراد، رضاآباد و احمدآباد خارتوران سرگذشت زمین شناسی تقریباً مشابهی دارند. با توجه به مستندات جدیدی که در این نوشتار به تعداد زیادی از آنها اشاره شده است، بازنگری نقشه های زمین شناسی در برگیرنده مجموعه های سنگی نئوپروتروزویک خاور و جنوب خاور استان سمنان، الزامی است.

در پایان، ذکر این نکته الزامی است که این دسته از گرانتیویدها که غالباً دارای ماهیت پرآلومین و S-type هستند از گرانتیویدهای مرتبط با ریفیت زایی اواخر ادیاکارن (اواخر نئوپروتروزویک) - اوایل کامبرین کاملاً متفاوت می باشند. گرانتیویدهای مورد بحث در این مقاله (جنوب باختر میامی) و موارد مشابهی که در متن همین مقاله به آنها اشاره شده است، در ارتباط با مجموعه فرایندهای دگرگونی (از نوع باروین) و گرانتیویدی در مراحل پایانی و اوج فرایندهای دگرگونی همراه هستند. سن سنگ مادر این مجموعه های دگرگونی به احتمال زیاد بین ۶۵۰ تا ۵۸۰ میلیون سال پیش بوده است و چگونگی تشکیل آنها حتی با پی سنگ عربستان نیز متفاوت است و به تأمل و دقت بیشتری نیاز دارند. سن این دسته از توده های گرانتیویدی که در واقع جوان ترین واحدهای این گروه یا مجموعه سنگی هستند حدود ۵۵۰ تا ۵۳۰ میلیون سال پیش می باشد.

در مقابل، گرانتیویدهای مرتبط با ریفیت زایی اواخر ادیاکارن - اوایل کامبرین غالباً دارای ماهیت آلکالن تری هستند و می توانند به انواع گرانتیویدهای A-type (عمدتاً صورتی رنگ و سرشار از فلدسپارهای پتاسیم دار و سدیمدار)، H-type (انواع دورگه ای یا هیبریدی) و حتی S-type (البته با دامنه سنی جوان تر نسبت به گرانتیویدهای مورد نظر در این مقاله و گرانتیویدهای دارای سرگذشت زمین شناسی مشابه) قابل تقسیم باشند.

این نوع از توده های گرانتیویدی در پهنه ساختاری ایران مرکزی به ویژه در مناطق حدفاصل بافق تا پشت بادام یافت می شوند و حکایت چگونگی تشکیل آنها با گرانتیویدهایی که، گرانتیویدهای جنوب باختر میامی نیز به آنها تعلق دارند کاملاً متفاوت است. در آینده نزدیک، مقاله مسوطی نیز در زمینه این توده های گرانتیویدی مرتبط با ریفیت زایی اواخر ادیاکارن - اوایل کامبرین، توسط نگارنده اول این مقاله، ارائه خواهد شد که به تشریح چگونگی تشکیل، جایگاه زمین ساختی و زمان تشکیل آنها خواهد پرداخت. در پرتو تحولات ماگمایی مرتبط با ریفیت زایی مورد نظر، بسیاری از مسائل مربوط به زمان تشکیل کانسارهای آهن، آپاتیت، اورانیم و ... نیز به آسانی قابل تفسیر خواهد بود. امید است با واقع بینی، با داشتن دید زمین شناسی فراگیر یا به عبارتی Global (یعنی تفکر یا نگاه زمین شناسی صحیح و در مقیاس کل کره زمین)، بتوان به فهم آسان، دقیق، صریح، مطمئن و کارآمدی از مسائل زمین شناسی ایران نایل شد، به طوری که در پرتو آن، شناخت پتانسیل های اقتصادی مجموعه های سنگی، به ویژه، مجموعه های پی سنگی آذرین - دگرگونی ایران بیش از پیش تسهیل گردد.

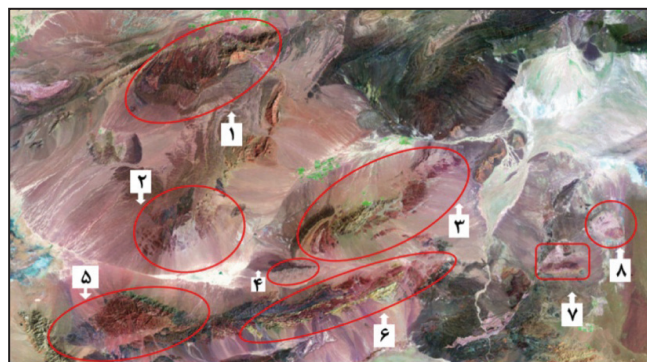
اشکال (styles) کوهزایی در کوهزایی خاور آفریقا: مروری بر تحول زمین ساختی از نئوپروتروزویک تا کامبرین، به شرح دقیق این گونه محیط های زمین ساختی پرداخته و مدل های زمین ساختی و شواهد زیبایی ارائه کرده است.

قرارگیری بلوک های سنگی دگرگونی با ترکیب سنگ شناسی متفاوت و با درجات و رخساره های دگرگونی بسیار متفاوت با مرزهای همبری بیشتر گسلی در سرزمین های پی سنگی ایران از جمله جندق، دلبر، شترکوه، بنه شور و چاپدونی تأییدی بر این امر است. در زمان اوج فرایند دگرگونی ناحیه ای، ذوب سنگ های دگرگونی با ماهیت بیشتر متاپلیتی و متاپسامیتی سبب تشکیل مذاب های گرانتی شده است. میگماتیت زایی صورت گرفته در گنیس های میلوئیتی و تشکیل بسته های مذاب گرانتی از مقیاس های سانتی متری تا کیلومتری شاهد آشکار بر این موضوع است. میگماتیت زایی صورت گرفته در آمفیبولیت ها و گارنت آمفیبولیت ها نیز سبب تشکیل ترکیب های سنگی تونالیتی تا پلاژیوگرانتی شده است (در مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه این شواهد به روشنی دیده می شود). شواهد میگماتیتی شدن گنیس ها و آمفیبولیت ها در مجموعه های آذرین و دگرگونی دلبر، بندھزارچاه، دوچاه، شمال باختر احمدآباد خارتوران، باختر رضاآباد خارتوران، شترکوه، جندق، نی باز، چاپدونی، ناتک و بنه شور دیده شده و تأییدی بر این موضوع است.

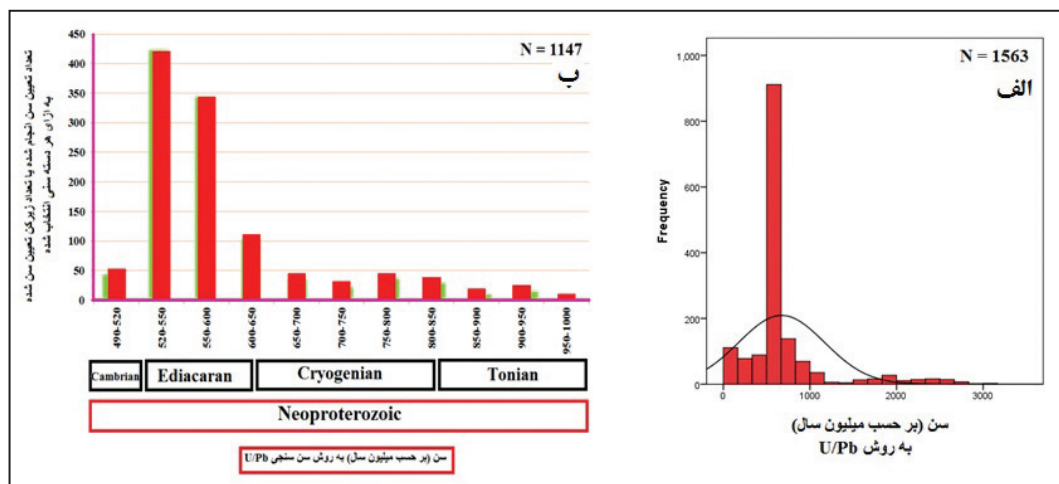
با توجه به آنچه ذکر شد و بررسی مقالات جدید منتشر شده برای تعبیر و تفسیر چگونگی تشکیل مجموعه سنگ های آذرین و دگرگونی نئوپروتروزویک و با الهام از طرح نمادین ارائه شده توسط (Abd Allah et al. (2014، الگوی ژئودینامیکی قابل قبول و قابل دفاعی برای تشکیل این گونه مجموعه های سنگی در ایران در شکل ۱۵ ارائه شده است؛ توده های گرانتیویدهای جنوب باختر میامی و همانند های آنها همچون گرانتیویدهای بندھزارچاه در آخرین مراحل تشکیل این الگوی ژئودینامیکی شکل گرفته اند. اقیانوس مورد نظر در این فرایند اقیانوس پروتوتیس و صفحه قاره ای مربوط به سرزمین های شمالی ابرقاره گندوانا بوده اند. در شکل ۱۶ جغرافیای دیرینه حاشیه فعال کادومین - آوالونین و بیشتر سرزمین های پری گندوانایی در تقریباً ۵۵۰ میلیون سال پیش و موقعیت تقریبی سرزمین ایران در آن زمان نشان داده شده است.

۱۱- نتیجه گیری

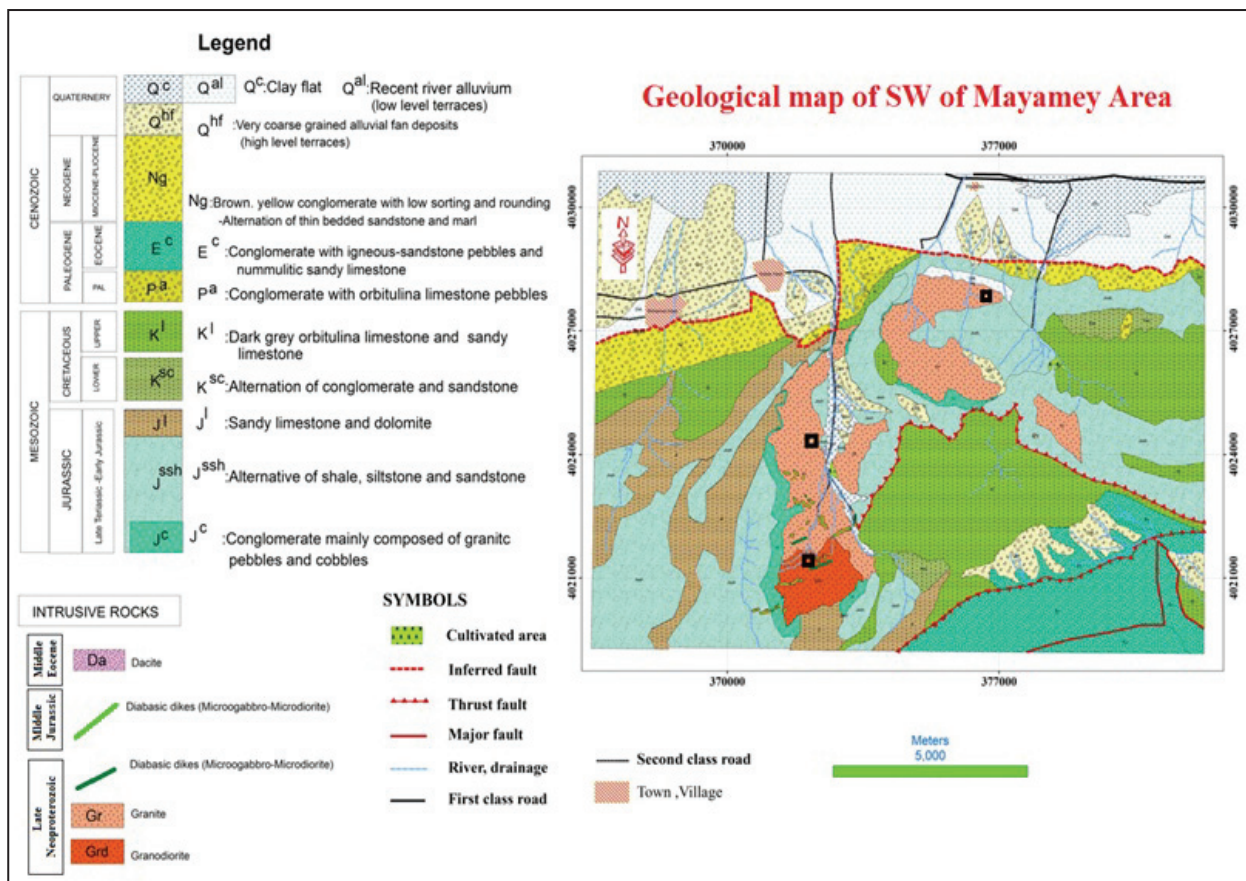
توده های گرانتیویدی جنوب باختر میامی با طیف ترکیبی گرانودیوریت، گرانتیت و لوکوگرانتیت در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی رخنمون دارند. این توده های گرانتیویدی حاصل ذوب بخشی سنگ های دگرگونی متاپلیتی (از جمله گنیس ها) هستند. ماگمای تولید شده مورد نظر، دچار تبلور تفریقی و سبب تشکیل طیف گسترده ای از سنگ های گرانتی شده است. با توجه به شواهد صحرایی و ویژگی های ژئوشیمیایی، گرانتیویدهای جنوب باختر میامی در گروه گرانتیویدهای نوع S قرار می گیرند و ماهیت پرآلومین و کالک آلکالن دارند. این گرانتیویدها، همچنین در نمودارهای تعیین و تفکیک جایگاه های زمین ساختی، در قلمرو گرانتیویدهای کمان آتشفشانی (VAG) و گرانتیویدهای همزمان با کوهزایی (syn-COLG) (کوهزایی کادومین) قرار می گیرند. نتایج سن سنجی به روش U-Pb



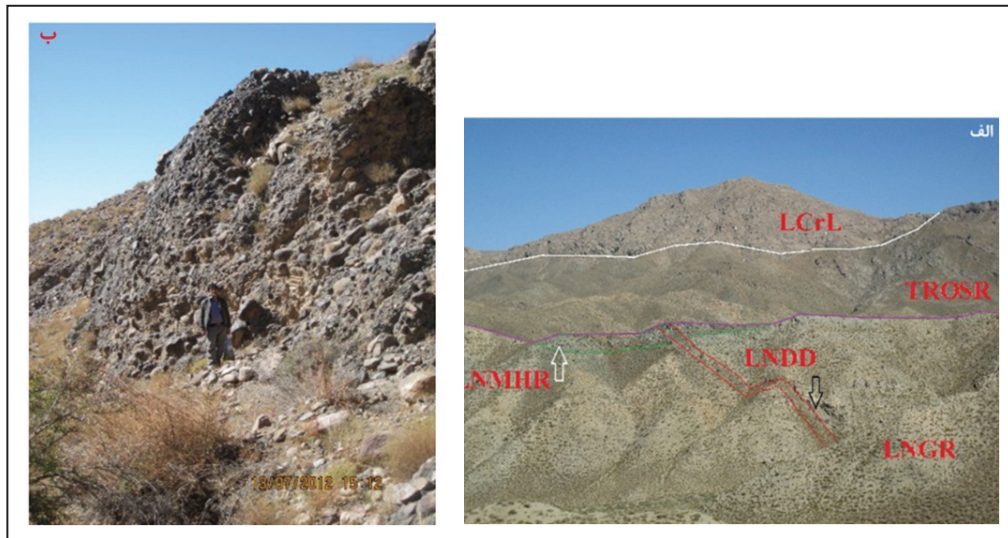
شکل ۱- تصویر ماهواره ای نشان دهنده پراکندگی مجموعه های دگرگونی - آذرین به سن اواخر نئوپروتروزویک (اواخر ادیاکارن) در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی.



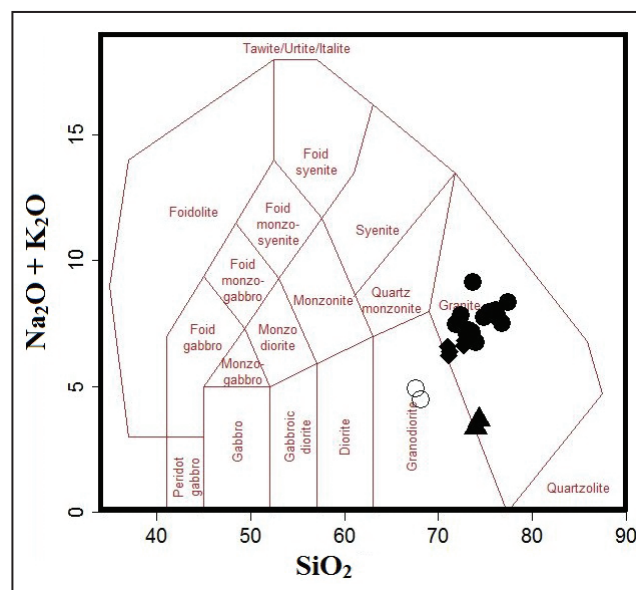
شکل ۲- الف) نمودار فراوانی سن‌های U-Pb سنگ‌های گرانیتوئیدی و دگرگونی اواخر نئوپروترزویک (حاصل تلفیق داده‌های حاصل از مقالاتی که در جدول ۱ به آنها اشاره شده است؛ ب) این شکل نشان می‌دهد که سن‌های بسیار کهن بیش از ۲۰۰۰ میلیون سال نیز گزارش شده است. در شکل الف به اوج نمودار در محدوده سنی ۵۵۰ تا ۵۲۰ میلیون سال پیش مطابق اواخر ادیاکارن- اوایل کامبرین توجه شود. بیشتر سن‌های جوان‌تر از ۵۰۰ میلیون سال بازتابی از پیامدهای رویدادهایی مانند دگرگونی و فعالیت ماگمایی هستند که پس از تشکیل این مجموعه‌ها دوباره بر آنها تحمیل شده است و آشکارترین آنها با دگرگونی در تریاس بالایی، ژوراسیک میانی- بالایی و ماگماتیسم اتوسن- الیگوسن ایران به ویژه پهنه ماگمایی ارومیه- دختر، نوار ماگمایی شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی و پیامدهای فعالیت‌های ماگمایی جوان شمال باختر ایران، روی این مجموعه‌های سنگی منطبق است. برای دستیابی به سن‌های کمتر از ۵۲۷ و بیش از ۶۰۱ میلیون سال به منابع علمی مربوطه مراجعه شود.



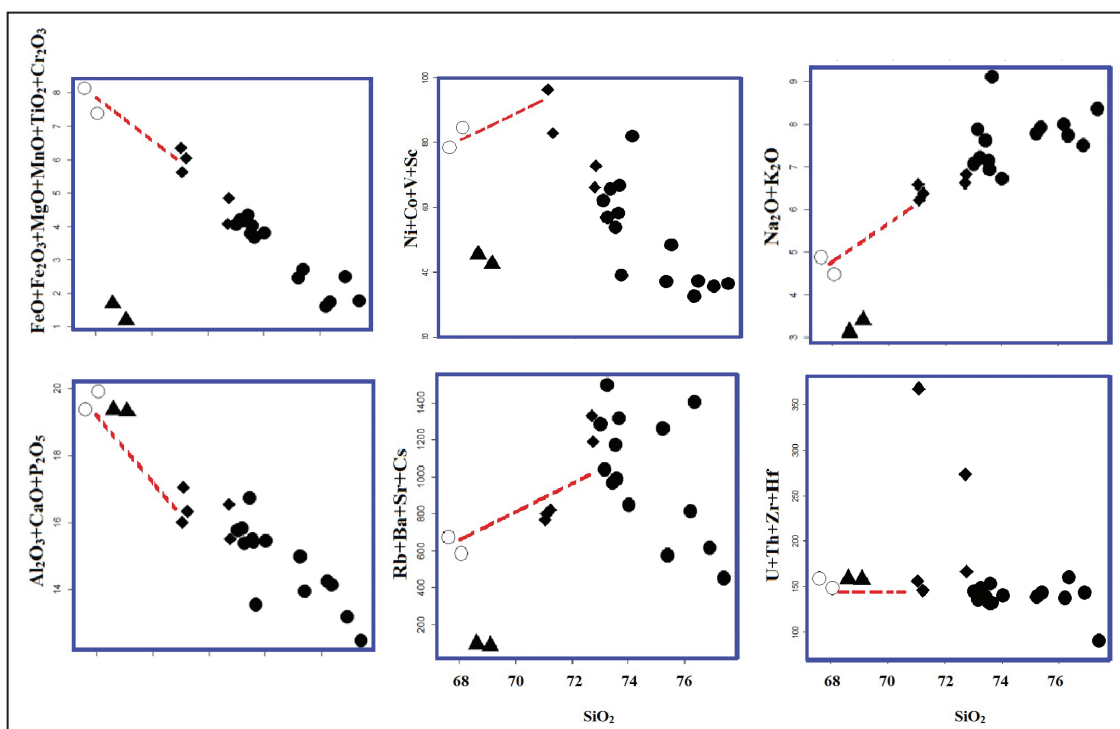
شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی جنوب باختر میامی بر پایه نقشه زمین‌شناسی میامی، تصاویر ماهواره‌ای، مشاهدات صحرایی و تعیین سن‌های رادیومتری جدید انجام شده (همتی، ۱۳۹۲). محل نمونه‌های برداشت شده برای تعیین سن، با علامت مربع نشان داده شده است.



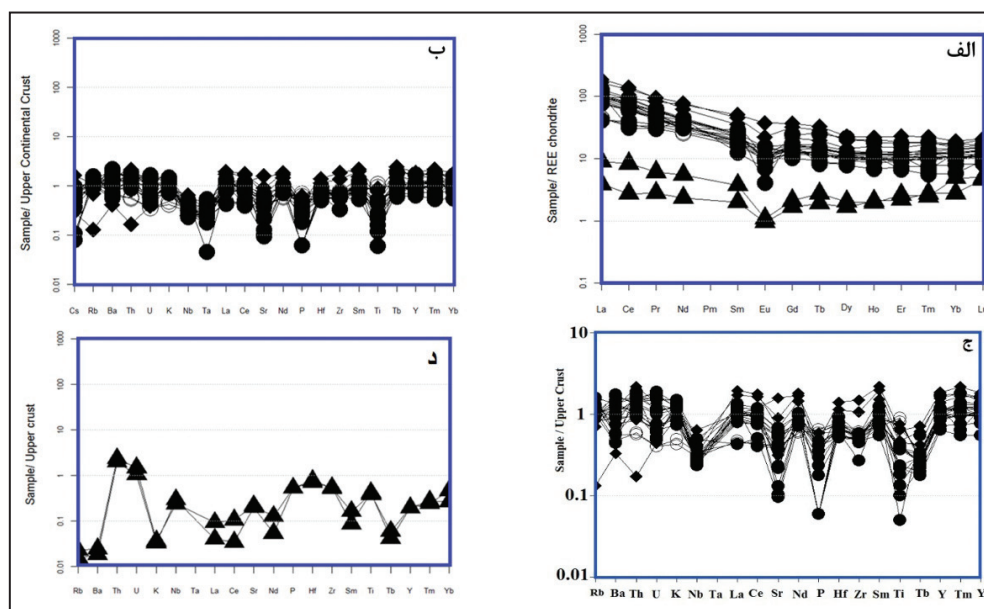
شکل ۴- الف) دورنمایی از گرانیت‌های اواخر نئوپروتروزوئیک (LNGR) و سنگ‌های دگرگونی میزبان شان (LNMHR) که توسط دایک دیابازی اواخر نئوپروتروزوئیک (LNDD) قطع و همگی توسط سنگ‌های رسوبی پوشاننده به سن اواخر تریاس- ژوراسیک زیرین (TJOSDR) و سپس آهک‌های کرتاسه زیرین (LCrL) پوشیده شده‌اند (جنوب روستای محمد آباد، نگاه به سوی خاور)؛ ب) کنگلومرای سرشار از قلوه‌های گرانیتی اواخر تریاس- ژوراسیک زیرین در حاشیه خاوری توده گرانیتی‌دیی جنوب باختر میامی (جنوب روستای کلاته اسد، نگاه به سوی خاور). به سبب زیاد و اندازه بزرگ قلوه‌های سنگی توجه شود. نشانه‌های اختصاری به شرح زیر است:
 LNGR = Late Neoproterozoic granitic rocks; LNMHR= Late Neoproterozoic metamorphic host rocks; LNDD = Late Neoproterozoic diabasic dike; LCrL = Lower Cretaceous limestone; TRJOSR = Triassic- Jurassic overlaying sedimentary rocks.



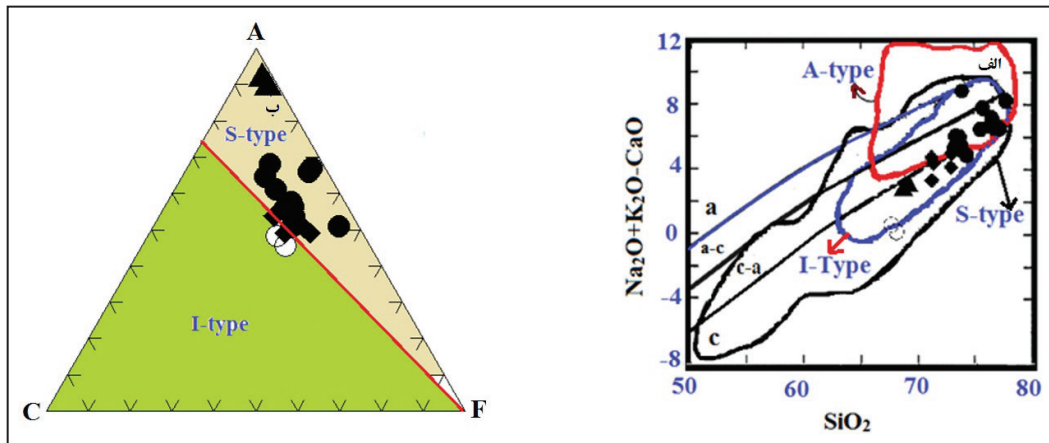
شکل ۵- نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Middlemost, 1985) برای نام‌گذاری سنگ‌های گرانیتی‌دیی جنوب باختر میامی؛ دایره تو خالی = میگماتیت؛ لوزی توپر = گرانودیوریت؛ دایره توپر = گرانیت (به‌طور کلی گرانیت)؛ مثلث توپر = لوکو گرانیت.



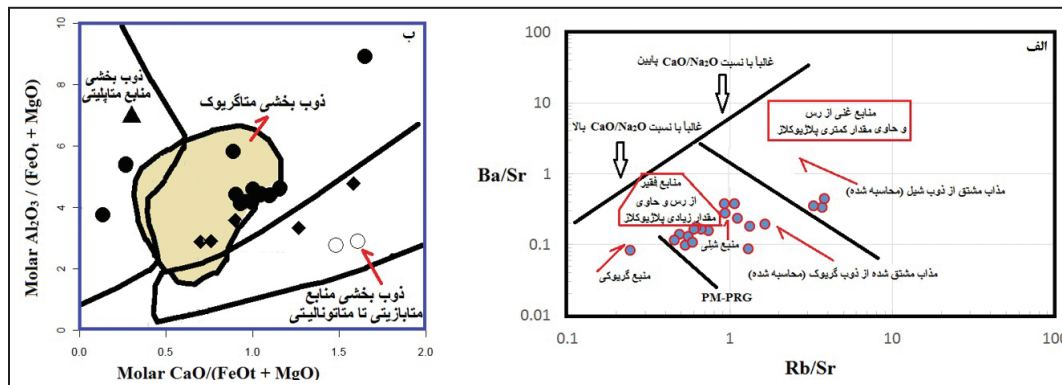
شکل ۶- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و برخی از عناصر فرعی و خاکی کمیاب در برابر SiO_2 (Harker, 1909) برای نمونه‌های سنگی سازنده توده‌های گرانیتوئیدی جنوب باختر میامی (نشانه‌ها همانند شکل ۵).



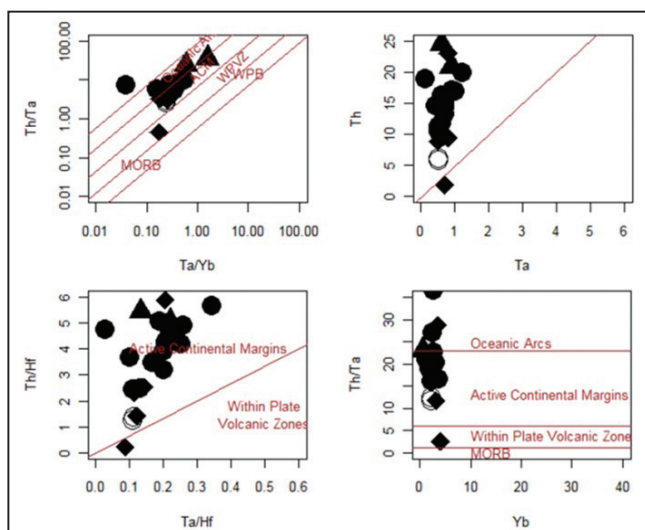
شکل ۷- نمودارهای الگوی تغییرات عناصر خاکی کمیاب و نمودارهای عنکبوتی مربوط به سنگ‌های سازنده توده‌های گرانیتوئیدی جنوب باختر میامی که با کندریت و پوسته قاره‌ای بالایی بهنجار شده‌اند (نشانه‌ها همانند شکل ۵). الف) الگوی تغییرات عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت (Boynton, 1984) برای میگماتیت‌ها، گرانودیوریت‌ها، گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌ها. لوکوگرانیت‌ها به دلیل تفریق یافتگی بیشتر و نداشتن کانی‌های فرومیزین مقدار کمتری عناصر خاکی کمیاب دارند (الگوهای مثلثی). ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده با ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی (Taylor and McLennan, 1981) برای میگماتیت‌ها، گرانودیوریت‌ها، گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌ها؛ ج) همان نمودار نشان داده شده در شکل ب ولی با دامنه تغییرات محدودتر. این شکل نشان می‌دهد تشابه ویژگی‌های ژئوشیمیایی میان میگماتیت‌ها، گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها امری واقعی است و ربطی به مقیاس تغییرات در نمودار ندارد؛ د) نمودار عنکبوتی بهنجار شده با پوسته قاره‌ای بالایی (Taylor and McLennan, 1981) برای لوکوگرانیت‌ها.



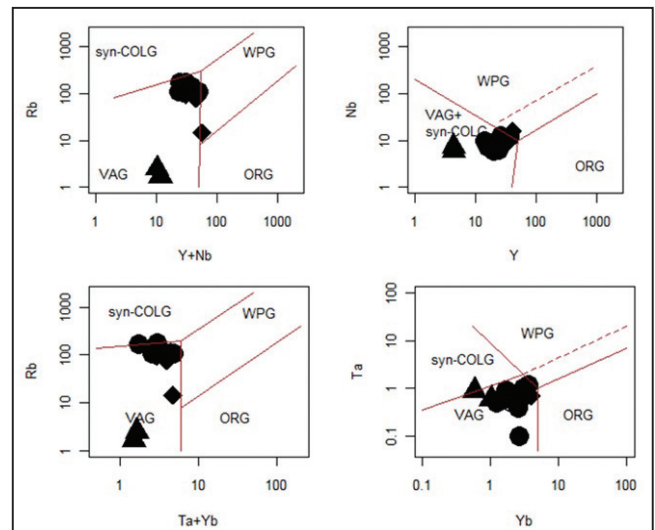
شکل ۸- الف) نمودار $(Na_2O+K_2O)-CaO$ در برابر SiO_2 (Frost et al., 2001)؛ ب) نمودار ACF (Chappell and White, 1992) (نشانه‌ها همانند شکل ۵).



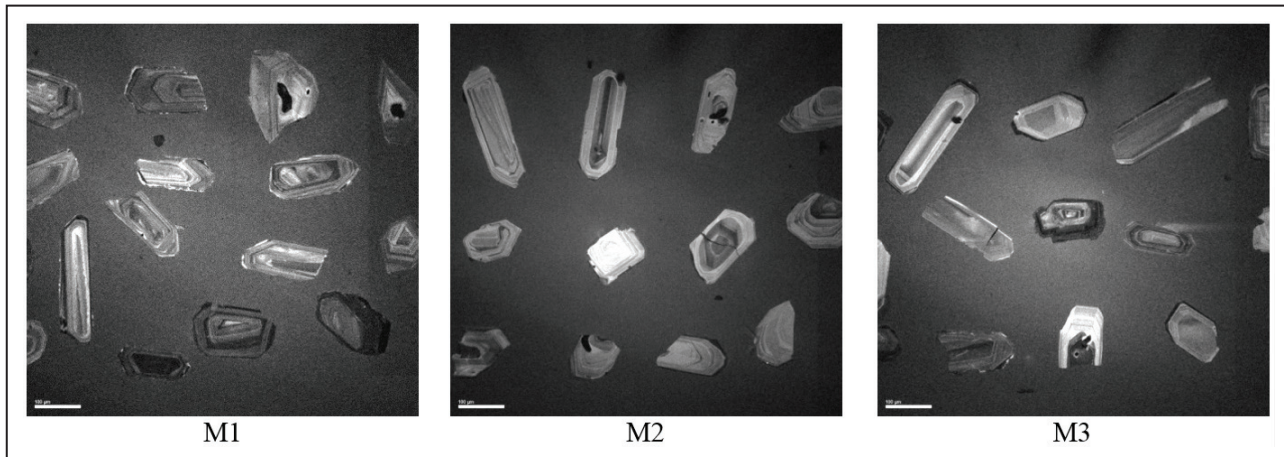
شکل ۹- الف) نمودار Ba/Sr در برابر Rb/Sr (Zhang et al., 2012)؛ ب) نمودار مولار $Al_2O_3/(MgO+FeO)$ در برابر $CaO/(MgO+FeO)$ (Altherr et al., 2000) برای نمونه‌های گرانیتویدی جنوب باختر میامی (نشانه‌ها همانند شکل ۵).



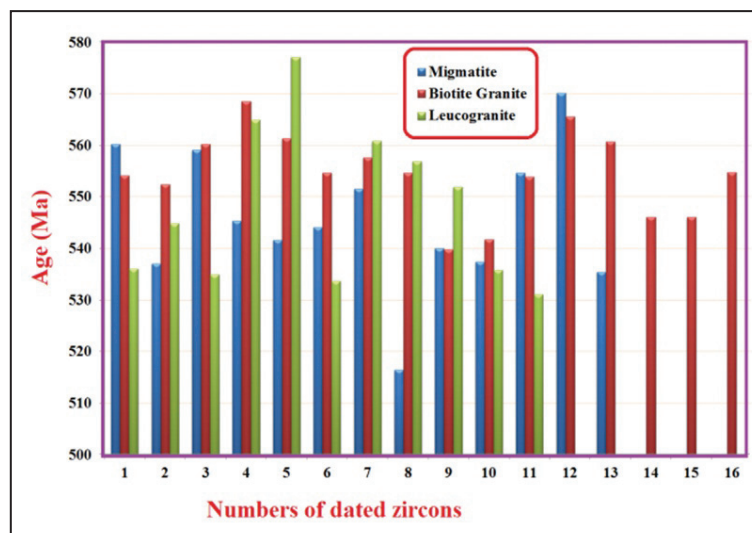
شکل ۱۱- نمودارهای تعیین کننده محیط زمین ساختی به گرانیتویدهای جنوب باختر میامی با توجه به معیارهای مطرح شده توسط Schandle and Gorton (2002).



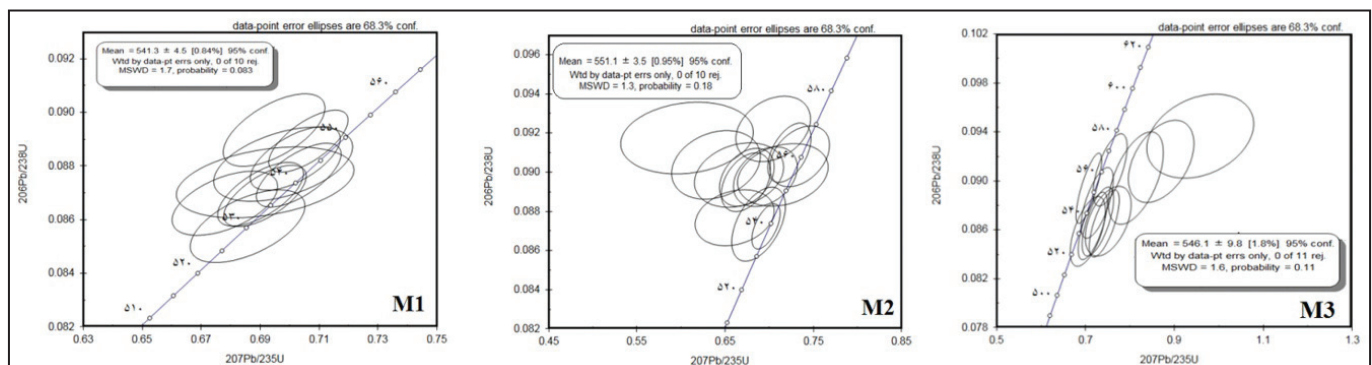
شکل ۱۰- نمودارهای متمایز کننده محیط زمین ساختی گرانیتویدها (Pearce et al., 1984). به موقعیت قرارگیری نمونه‌های سنگی متعلق به گرانیتویدهای جنوب باختر میامی در این نمودارها توجه شود.



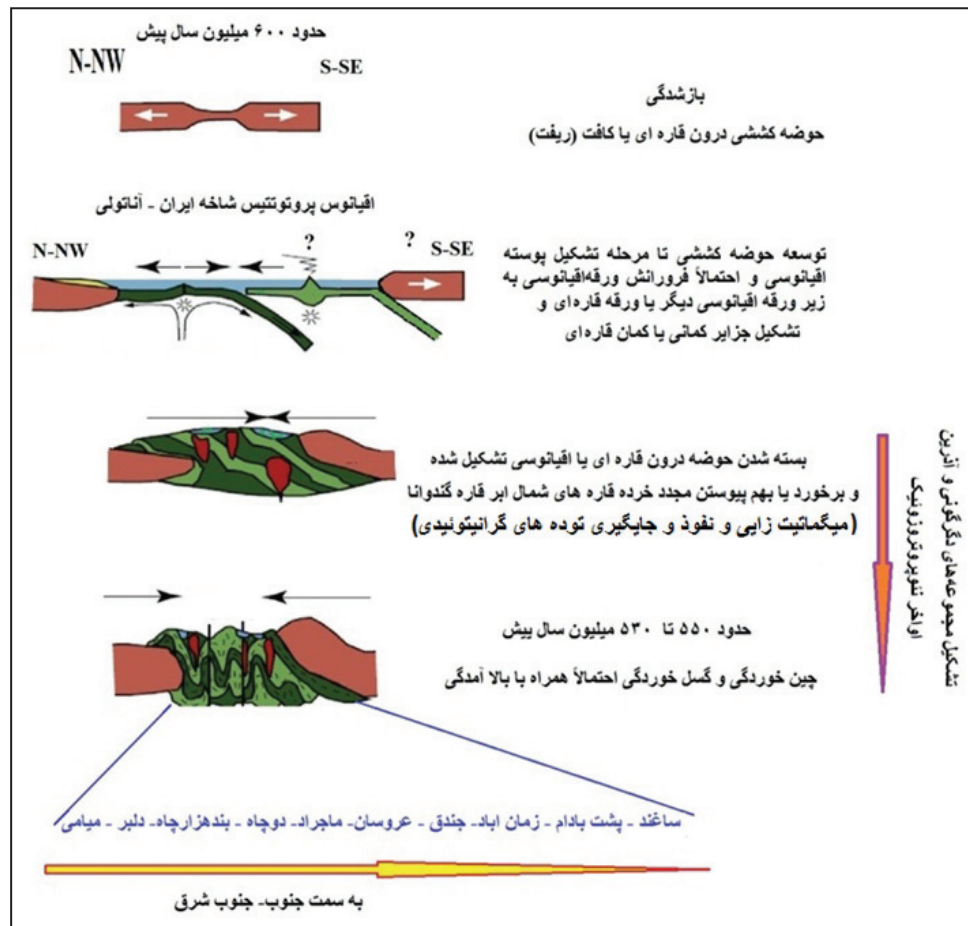
شکل ۱۲- تصاویر CI (Cathodoluminescence) برخی زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های منتخب توده‌های گرانیتوئیدی جنوب باختر میامی؛ M1=میگماتیت؛ M2=بیوتیت‌گرانیت؛ M3=لوکوگرانیت.



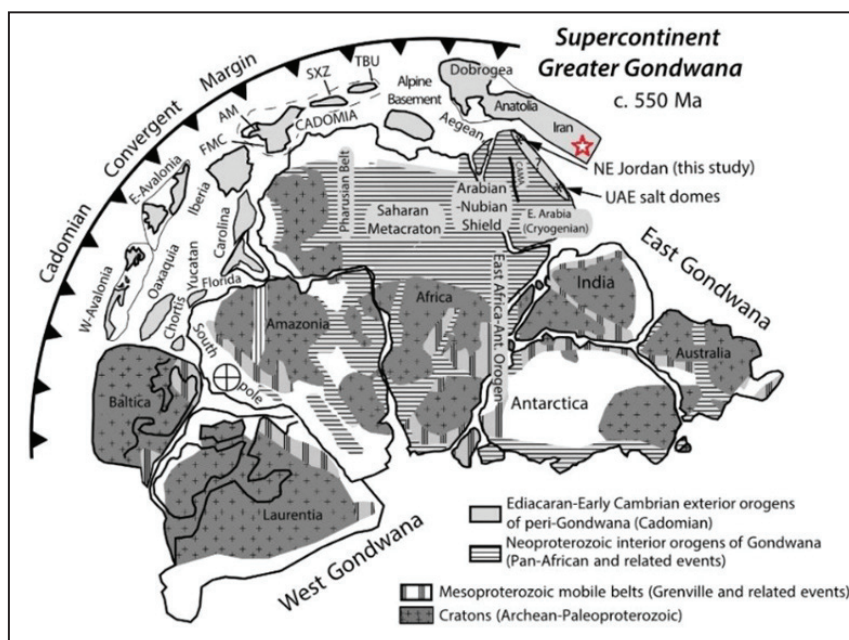
شکل ۱۳- تغییرات مقادیر سنی به دست آمده برای زیرکن‌های تعیین سن شده به ازای هر دانه (بر حسب میلیون سال).



شکل ۱۴- نمودارهای سازگاری سن‌های اورانیم-سرب زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های منتخب تعیین سن شده متعلق به توده‌های گرانیتوئیدی جنوب باختر میامی؛ M1=میگماتیت؛ M2=بیوتیت‌گرانیت؛ M3=لوکوگرانیت.



شکل ۱۵- الگوی نمادین نزدیک به واقعیت تشکیل حوضه های کششی درون قاره ای تا تشکیل پوسته اقیانوسی و سپس بسته شدن همه آنها (با الهام از طرح نمادین ارائه شده توسط Abd-Allah et al. (2014) همراه با تغییرات).



شکل ۱۶- جغرافیای دیرینه حاشیه فعال کادومین - آوالونین و عمده سرزمین های پری گندوانایی در تقریباً ۵۵۰ میلیون سال پیش (برگرفته از (Linnemann et al. (2010)؛ AM = آرموریکن ماسیف؛ FMC = ماسیف سانتال فرانسه؛ SXZ = پهنه ساکسو - تورینگن (بخشی از ماسیف بوهمیا)؛ TBU = واحد تپلا برندن (بخشی از ماسیف بوهمیا). شمال صفحه عربی بخشی دارای پوسته کادومین است، چون گنبد های نمکی (گنبد های نمکی امارت متحده عربی) دارد که قطعاتی از سنگ های کادومین را به سوی سطح زمین آورده اند (Thomas et al., 2015 در Stern et al., 2016). به موقعیت سرزمین ایران که با نشانه ستاره در شمال - شمال خاور این نقشه مشخص شده است؛ توجه شود.

جدول ۱- نتایج تعیین سن انجام شده به روش U-Pb روی زیرکن‌های جدا شده از برخی سنگ‌های مجموعه‌های دگرگونی- آذرین اواخر نئوپروتریویک - اوایل کامبرین بخش‌های شمالی و میانی پهنه ساختاری ایران مرکزی (با تأکید بر توده‌های گرانیتوئیدی آنها).

ردیف	مرجع	منطقه یا مجموعه مورد مطالعه	سن ایزوتوپی (بر حسب میلیون سال)
۱	Hassanzadeh et al. (2008)	مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر (جنوب خاور شاهرود)	۵۳۴ تا ۵۵۶
۲	Hassanzadeh et al. (2008)	گرانیتوئید سفیدسنگ (جنوب خاور شاهرود)	۵۴۴
۳	Hassanzadeh et al. (2008)	گرانیتوئیدهای بند هزارچاه (جنوب خاور شاهرود)	۵۲۷ تا ۶۰۱
۴	Hassanzadeh et al. (2008)	گرانیتوئیدهای شترکوه (جنوب خاور شاهرود)	۵۵۶
۵	Hassanzadeh et al. (2008)	مجموعه دگرگونی زنجان- نکاب	۵۴۸ تا ۵۶۸
۶	Bagheri and Stampfli (2008)	مجموعه دگرگونی- آذرین جندق (گرانیت آیرکان)	۵۴۹
۷	Rahmati-Ilkchi et al. (2011)	مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب خاور شاهرود)	۵۴۷
۸	Shafaii Moghadam et al. (2013)	مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب خاور شاهرود)	۵۲۹ تا ۵۴۸
۹	Balaghi et al. (2014)	مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر (جنوب خاور شاهرود)	۵۴۱ تا ۵۴۷
۱۰	Rossetti et al. (2014)	مجموعه گرانیتوئیدهای کوه سرهنگی (جنوب باختر بردسکن)	۵۳۵ تا ۵۷۵
۱۱	Hosseini et al. (2015)	گرانیتوئیدهای بند هزارچاه (جنوب خاور شاهرود)	۵۲۹ تا ۵۵۳
۱۲	Monazzami Bagherzadeh et al. (2015)	مجموعه گرانیتوئیدی برنورد (شمال باختر بردسکن)	۵۴۰ تا ۵۵۰
۱۳	Shafaii Moghadam et al. (2016)	مجموعه دگرگونی زنجان- نکاب	۴۹۱ تا ۵۴۳
۱۴	Jamshidi Badr et al. (2010 and 2013)	مجموعه دگرگونی سورات باختر نکاب	۵۳۷ تا ۵۴۳
۱۵	همین مقاله	گرانیتوئیدهای جنوب باختر میامی	۵۴۱ تا ۵۵۱
۱۶	ویسکرمی و همکاران (۱۳۹۵)	گرانیتوئیدهای دو چاه (شمال خاور طرود)	۵۴۷
۱۷	شکاری و همکاران (۱۳۹۵)	گابرویدوریت‌های شترکوه (جنوب خاور شاهرود)	۵۲۹ تا ۵۷۰
۱۸	منتشر نشده	گنیس‌های باختر رضآباد خارتوران (جنوب خاور شاهرود)	۵۵۲

*: به علت اختصار نویسی، در این جدول از بیان دامنه خطای تعیین سن‌های انجام شده، چشم‌پوشی شده است. برای اطلاع بیشتر به مراجع مربوط مراجعه شود.

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و نورم (CIPW) نمونه‌های سنگی متعلق به توده‌های گرانیتوئیدی جنوب باختر میامی، پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO (همتی، ۱۳۹۲).

Sample No.	Mh-46	47-Mh	Mh-49	Mh-50	Mh-57	Mh-59	60-Mh	Mh-64	66-Mh	Mh-67	Mh-98	Mh-102
Lithology	Gr										Lgr	Mig
SiO ₂	73.15	73.44	73.58	74.02	73.25	73.01	72.76	73.54	69.09	68.61	71.23	71.05
Al ₂ O ₃	13.87	14.97	13.59	13.52	13.63	13.96	13.56	13.80	18.76	18.82	14.18	14.03
FeOtotal	3.26	3.30	3.09	2.89	3.14	3.02	3.69	2.84	0.29	0.47	4.45	4.79
FeO	1.63	1.65	1.55	1.45	1.57	1.51	1.85	1.42	0.15	0.24	2.23	2.40
Fe ₂ O ₃	1.63	1.65	1.54	1.44	1.57	1.51	1.84	1.42	0.14	0.23	2.22	2.39
MgO	0.66	0.74	0.66	0.64	0.74	0.77	0.83	0.67	0.65	0.98	1.13	1.06
CaO	1.91	1.68	1.77	1.87	1.69	1.76	1.88	1.65	0.46	0.45	2.05	1.88
Na ₂ O	3.48	3.53	3.04	2.99	2.98	3.22	3.17	3.13	3.29	3.00	3.45	3.32
K ₂ O	4.41	4.10	3.91	3.74	4.24	3.85	3.66	4.02	0.11	0.12	2.93	3.27
TiO ₂	0.23	0.26	0.24	0.23	0.23	0.22	0.27	0.22	0.25	0.23	0.40	0.45
P ₂ O ₅	0.05	0.08	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.09	0.09	0.10	0.10
MnO	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.06	0.06	0.00	0.00	0.06	0.05
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sc	6	6	5	6	7	7	8	6	9	8	12	13
Ba	735	660	688	644	1168	936	835	860	13	17	598	528
Be	3	4	1	1	1	1	4	1	3	1	1	1
Co	3.8	3.8	3.5	3.9	3.5	3.0	4.7	3.2	0.5	3.4	6.8	7.4

ادامه جدول ۲

Sample No.	Mh-46	47 -Mh	Mh-49	Mh-50	Mh-57	Mh-59	60 -Mh	Mh-64	66- Mh	Mh-67	Mh-98	Mh-102
Lithology	Gr									Lgr	Mig	
Cs	2.9	3.6	3.0	3.5	1.9	1.8	2.6	1.9	0.1	0.1	4.2	6.0
Ga	14.6	14.3	15.1	15.2	14.4	15.5	16.7	1.41	12.7	12.7	14.3	15.5
Hf	3.2	3.2	3.9	3.0	4.0	4.0	3.9	3.0	4.1	4.5	4.4	3.5
Nb	6.5	6.7	6.9	6.6	7.1	7.8	7.9	5.8	7.3	5.9	6.2	6.3
Rb	120.6	116.9	111.7	124.2	114.0	108.9	115.8	111.2	1.7	2.5	93.1	122.5
Sn	2	2	1	3	1	1	1	1	11	9	3	3
Sr	181.4	188.4	185.5	75.4	213.8	237.7	236.5	200.3	69.2	74.8	126.4	109.8
Ta	0.6	0.7	0.8	0.6	0.7	1.0	0.8	0.6	0.9	0.6	0.5	0.5
Th	16.3	15.0	16.7	9.7	14.3	16.9	23.0	11.8	20.8	24.5	10.2	8.9
U	4.7	4.1	4.4	1.5	2.6	2.9	3.4	1.9	2.6	3.7	1.8	1.7
V	27	24	38	36	35	32	40	29	13	14	44	56
W	0.5	3.2	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	1.3	1.8	0.5	0.5
Zr	111.2	115.5	127.7	125.4	127.1	120.6	136.3	115.4	129.7	125.7	129.4	141.8
Y	19.9	18.6	18.9	18.6	24.4	24.3	30.6	19.6	4.3	4.3	24.1	23.2
Mo	1.1	0.8	0.9	0.3	0.9	0.2	0.9	0.3	0.3	0.8	1.0	0.8
Cu	2.8	2.1	3.1	1.7	2.8	1.3	2.3	1.9	1.1	1.7	11.4	4.1
Pb	12.4	10.3	9.6	7.0	11.8	10.4	10.5	14.2	3.4	3.8	2.7	4.1
Zn	25	38	17	16	24	23	26	27	4	2	44	34
Ni	20	20	20	36	20	20	20	20	20	20	20	20
As	0.6	0.8	0.7	0.6	1.2	1.3	1.3	0.5	0.5	1.8	0.7	0.6
La	28.5	26.5	32.0	40.0	36.8	32.4	58.7	31.4	1.2	2.8	23.3	25.2
Ce	53.1	50.0	60.4	75.7	72.2	65.3	113.4	58.8	2.2	6.7	49.4	48.4
Pr	5.42	5.09	6.14	7.70	7.58	6.96	11.44	6.13	0.34	0.74	5.69	5.48
Nd	19.2	18.4	21.3	26.9	26.0	25.5	37.7	19.9	1.4	3.3	18.3	20.8
Sm	3.65	3.32	3.56	4.85	4.90	4.69	6.87	3.76	0.39	0.73	4.52	3.92
Eu	0.65	0.76	0.67	0.76	0.75	0.79	0.77	0.77	0.07	0.08	0.94	0.84
Gd	3.35	3.13	3.32	3.65	4.14	4.02	5.53	3.01	0.43	0.55	4.42	4.09
Tb	0.60	0.53	0.56	0.57	0.73	0.69	0.93	0.57	0.09	0.13	0.77	0.70
Dy	3.14	3.25	2.98	3.19	3.82	3.84	4.70	3.36	0.54	0.66	4.29	4.03
Ho	0.69	0.68	0.63	0.75	0.92	0.84	1.13	0.74	0.15	0.14	0.90	0.87
Er	2.24	1.96	1.89	1.98	2.65	2.47	3.13	2.15	0.46	0.55	2.75	2.47
Tm	0.35	0.34	0.33	0.32	0.43	0.46	0.55	0.35	0.09	0.08	0.40	0.39
Yb	2.24	2.06	2.03	2.08	2.87	3.00	3.58	1.98	0.58	1.03	2.44	2.76
Lu	0.37	0.34	0.36	0.38	0.49	0.49	0.65	0.42	0.15	0.16	0.45	0.43

Gr=گرانیت - بیوتیت گرانیت، Lgr=لوکوگرانیت، Mig=میگماتیت (در نمودارهای رده بندی سنگ های آذرین درونی در قلمرو ترکیبی گرانودیوریت جانمایی می شود).

جدول ۳- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی نمونه‌های سنگی متعلق به توده‌های گرانیتوئیدی جنوب باختر میامی، پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت (بر گرفته از عابدی، ۱۳۸۸).

Sample No.	A-17-2	A-47-1	A-53-6	A- 54-3	A-55-2	A-55-4	A-35-3	A-36-1	A-38-1	A- 104-1	A-37-3
Lithology	Gr						Gd				Af Gr
SiO ₂	76.22	76.36	76.9	75.23	73.65	75.4	71.09	67.59	68.06	72.72	77.41
Al ₂ O ₃	13.27	12.91	12.16	13.59	13.15	13.67	14.03	14.88	15.18	13.95	12.22
FeO _t	1.37	1.45	1.91	2.06	3.09	1.37	4.29	6.57	5.82	3.17	1.62
FeO	0.92	0.97	1.27	1.37	2.06	0.91	1.93	4.11	3.64	1.43	1.08
Fe ₂ O ₃	0.45	0.48	0.64	0.69	1.03	0.46	2.36	2.46	2.18	1.74	0.54
MgO	0.13	0.14	0.48	0.23	0.41	1.18	0.89	0.94	1.02	0.58	0.12
CaO	0.97	1.23	1.02	1.38	0.36	0.27	2.94	4.38	4.63	2.54	0.25
Na ₂ O	3.22	3.96	5.08	3.54	4.18	5.19	3.22	3.26	3.07	3.5	4.2
K ₂ O	4.79	3.78	2.43	4.25	4.94	2.74	3	1.63	1.41	3.13	4.16
TiO ₂	0.06	0.11	0.08	0.13	0.14	0.14	0.38	0.54	0.48	0.28	0.03
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.03	0.04	0.01	0.08	0.11	0.1	0.05	0.01
MnO	0.05	0.03	0.02	0.05	0.02	0.02	0.06	0.09	0.07	0.04	0.01
Cr ₂ O ₃	0	0.01	0	0	0.01	0.01	0.008	0	0	0.003	0
Sc	3	6	6	3	3	4	12	19	19	9	8
Ba	518	1217	396	960	1023	405	230	388	329	934	310
Co	2.5	1	1.3	2	1.7	1.1	19.9	7	7.2	6	0.4
Cs	2.5	1.4	0.3	2	2.2	0.4	1.1	3.2	2.7	2.9	0.4
Ga	14.2	16	14.6	13.6	15.3	16.5	20.7	17.8	16.9	17.2	16.9
Hf	4	5.4	4.6	3	3.5	4	8.1	4.6	4.5	6.6	3.5
Nb	12.5	7.6	7.1	10	7.1	6.4	16	8.6	7.5	10.7	12.2
Rb	142	104.9	174.3	172	108.8	134.1	14.5	146	122.5	77.2	108.4
Sr	152	80.7	45.6	129.7	183.8	36.1	553.8	136.4	131.5	316	33.2
Ta	0.1	0.7	0.5	0.5	0.9	0.4	0.7	0.5	0.5	0.8	1.2
Th	19	13.4	11.3	10.5	17.2	14.7	1.8	5.9	6.2	9.4	19.9
U	1.2	2.5	1.6	1.3	3.8	3.8	1.1	1	1	1.6	2.7
V	7	10	8	12	14	19	127	32	38	31	8
W	0.6	0.5	1	0.5	0.8	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.5
Zr	112.6	138.7	125.3	123.4	107.6	120.4	356.6	147	136.1	255.6	64.1
Y	26	21	23.2	14	15.7	24.1	40.9	19.5	20.4	34.4	37.2
Mo	0.6	1.5	0.2	0.9	1.4	0.9	0.3	0.3	0.2	0.8	0.2
Cu	8.6	7.9	29.9	6.8	80.1	5.6	9.9	4.5	3.6	2.5	3.2
Pb	2.5	4.5	2	4.1	4.5	2.1	1.4	4.5	4.3	3	3.4
Zn	9	14	5	18	15	16	50	39	35	71	6
Ni	20.06	20.27	20.27	20.1	20.2	24.27	20	20.31	20.41	20	20.07
La	33.8	29.5	29	34	23.9	31.4	30.5	13.2	14	51.8	12.8
Ce	25.5	60.2	59.9	53.6	47.8	63.9	76.1	28.8	26.4	105.4	32.4
Pr	3.65	7.31	6.82	6.03	5.22	7.15	10.18	3.63	4.23	11.71	4.28
Nd	25.6	26	25.6	24.8	18.7	24.9	44.2	15.4	16.1	47.1	18.8
Sm	2.45	4.9	4.66	4.35	3.11	4.34	9.84	3.16	3.78	8.84	5.61
Eu	0.51	1.13	0.72	0.75	0.72	0.73	2.76	1.1	1.15	1.64	0.3
Gd	3.59	4.43	4.03	4.55	2.63	3.79	9.53	3.24	3.13	8.34	6.3
Tb	0.48	0.69	0.69	0.39	0.43	0.66	1.56	0.56	0.64	1.35	1.2
Dy	3.72	3.73	4.06	2.8	2.53	3.88	7.34	3.51	3.41	6.11	6.87
Ho	0.67	0.72	0.84	0.81	0.49	0.76	1.57	0.72	0.68	1.47	1.32
Er	2.32	2.02	2.35	1.4	1.55	2.31	4.84	2.03	2	3.81	3.68
Tm	0.21	0.34	0.4	0.18	0.25	0.41	0.72	0.33	0.41	0.6	0.59
Yb	2.61	2.19	2.48	1.21	1.68	2.58	4	2.17	2.09	3.12	3.58
Lu	0.41	0.36	0.37	0.3	0.27	0.43	0.67	0.33	0.36	0.54	0.54

Gr = گرانیت - بیوتیت گرانیت، Gd = گرانودیوریت، AfGr = آلکالی فلدسپار گرانیت.

جدول ۴- نتایج حاصل از تجزیه ایزوتوپی به روش SIMS روی زیرکن های نمونه های گرانیتیویدی مورد مطالعه و مقادیر U، Th، U، Th و سن های U/Pb و Pb/Pb آنها. M1=میگماتیت؛ M2= بیوتیت گرانیت؛ M3= لو کو گرانیت.

Spot	ppm U	ppm Th	ppm 206Pb	232Th/238U	207Pb*/235U	±%	206Pb*/238U	±%	207Pb*/235Pb	±%	207Pb*/232Th	±%	207Pb/206Pb	±%	206Pb*/238U	±%	207Pb/206Pb	208Pb/232Th	206Pb/238U
M1-1.1	960	319	73.4	0.34	0.7064	1.3	0.08893	0.86	0.05761	0.92	0.7315	1.1	0.05848	0.77	0.08914	0.86	515 ±20	525.1 ±7.3	550.4 ±4.8
M1-2.1	604	230	44.7	0.39	0.686	1.9	0.08576	1.0	0.05799	1.6	0.805	1.4	0.06114	0.95	0.08676	1.0	530 ±34	430 ±11	536.3 ±5.7
M1-3.1	1653	533	131	0.33	0.7401	1.1	0.09214	0.83	0.05826	0.74	0.7728	1.0	0.05901	0.66	0.09242	0.83	539 ±16	535.8 ±6.2	569.8 ±4.7
M1-3.2	1128	363	81.5	0.33	0.6751	1.2	0.08409	0.84	0.05823	0.83	0.6918	1.1	0.05896	0.68	0.08423	0.84	538 ±18	504.0 ±6.7	521.3 ±4.4
M1-4.1	452	135	35.5	0.31	0.662	2.3	0.09080	0.94	0.0529	2.1	0.744	1.4	0.05729	1.1	0.09148	0.93	324 ±48	472 ±17	564.3 ±5.3
M1-5.1	800	259	59.8	0.33	0.6917	1.3	0.08689	0.87	0.05773	1.0	0.7297	1.2	0.05866	0.84	0.08721	0.87	520 ±22	499.5 ±7.6	539.0 ±4.7
M1-6.1	780	301	60.8	0.40	0.7236	1.3	0.09061	0.87	0.05792	1.0	0.7555	1.2	0.05889	0.85	0.09087	0.87	527 ±23	533.0 ±7.5	560.7 ±5.0
M1-7.1	630	255	47.8	0.42	0.702	1.4	0.08829	0.89	0.05766	1.1	0.7290	1.3	0.05791	0.96	0.08852	0.89	517 ±25	524.2 ±7.7	546.8 ±5.0
M1-8.1	594	192	44.8	0.33	0.7031	1.3	0.08766	0.90	0.05817	1.0	0.7231	1.3	0.05864	0.99	0.08783	0.90	536 ±22	521.8 ±7.3	542.7 ±4.9
M1-9.1	231	102	17.5	0.46	0.698	2.2	0.08807	1.0	0.0575	2.0	0.748	1.8	0.05981	1.6	0.08849	1.0	509 ±43	508 ±11	546.6 ±5.8
M1-9.2	672	190	51.7	0.29	0.695	1.6	0.08934	1.0	0.05640	1.3	0.7314	1.4	0.05853	0.93	0.08965	1.0	468 ±29	510 ±11	553.5 ±5.5
M1-10.1	252	80	18.2	0.33	0.610	3.2	0.08342	1.1	0.0530	3.0	0.686	1.9	0.05842	1.6	0.08406	1.1	329 ±68	439 ±20	520.3 ±5.7
M1-11.1	311	99	23.4	0.33	0.692	2.9	0.08739	1.0	0.0574	2.7	0.760	1.6	0.06059	1.3	0.08797	0.98	507 ±59	471 ±20	543.5 ±5.4
M1-11.2	607	162	45.4	0.28	0.6902	1.4	0.08695	0.90	0.05757	1.1	0.7071	1.3	0.05794	1.0	0.08710	0.90	513 ±23	517.0 ±8.4	538.3 ±4.9
M1-12.1	340	164	26.3	0.50	0.704	2.1	0.08985	0.97	0.0568	1.9	0.767	1.6	0.05889	1.3	0.09038	0.97	484 ±41	514 ±11	557.8 ±5.6
M1-12.2	970	328	77.2	0.35	0.719	1.5	0.09248	0.86	0.05637	1.2	0.7621	1.2	0.05853	0.79	0.09284	0.86	467 ±26	529.5 ±9.4	572.3 ±5.0
M1-13.1	540	129	40.3	0.25	0.678	1.7	0.08662	0.91	0.05678	1.5	0.7066	1.4	0.05872	1.1	0.08685	0.91	483 ±33	497 ±14	536.9 ±4.9
M2-57-1	840	221	63.0	0.27	0.696	1.5	0.08724	0.87	0.05865	1.1	0.696	1.5	0.05865	1.1	0.08724	0.87	526 ±27	519.2 ±9.5	540.0 ±4.7
M2-1.1	178	75	13.8	0.44	0.696	3.4	0.0898	1.1	0.0594	1.8	0.696	3.4	0.0594	1.8	0.0898	1.1	460 ±72	512 ±7.3	557.0 ±6.4
M2-2.1	185	74	14.3	0.41	0.673	2.7	0.08949	1.1	0.0594	1.8	0.673	2.7	0.0594	1.8	0.08949	1.1	395 ±56	502 ±15	555.7 ±6.3
M2-3.1	175	70	13.6	0.42	0.735	3.0	0.0908	1.1	0.0592	1.9	0.735	3.0	0.0592	1.9	0.0908	1.1	555 ±62	555 ±18	560.7 ±6.4
M2-3.2	143	69	11.4	0.50	0.704	4.0	0.0922	1.2	0.0594	2.0	0.704	4.0	0.0594	2.0	0.0922	1.2	429 ±84	542 ±22	570.7 ±7.0
M2-4.1	236	120	18.5	0.52	0.723	2.2	0.0910	1.1	0.05819	1.6	0.723	2.2	0.05819	1.6	0.0910	1.1	515 ±43	541 ±11	563.1 ±6.4
M2-5.1	172	67	13.4	0.40	0.715	4.7	0.0899	1.2	0.0620	1.9	0.715	4.7	0.0620	1.9	0.0899	1.2	520 ±100	514 ±30	557.2 ±6.5
M2-5.2	146	59	11.4	0.42	0.640	5.2	0.0904	1.3	0.0595	2.3	0.640	5.2	0.0595	2.3	0.0904	1.3	255 ±120	463 ±27	563.8 ±7.2
M2-6.1	151	63	11.8	0.43	0.666	5.0	0.0899	1.2	0.0600	2.0	0.666	5.0	0.0600	2.0	0.0899	1.2	360 ±110	482 ±28	559.4 ±6.8
M2-7.1	185	80	13.9	0.45	0.688	2.9	0.0874	1.4	0.0591	1.9	0.688	2.9	0.0591	1.9	0.0874	1.4	496 ±56	501 ±15	542.5 ±7.9
M2-8.1	238	126	18.1	0.55	0.661	4.5	0.08768	1.1	0.0620	2.0	0.661	4.5	0.0620	2.0	0.08768	1.1	398 ±98	486 ±19	546.5 ±6.0
M2-9.1	209	92	16.2	0.45	0.675	3.0	0.08974	1.1	0.0588	1.7	0.675	3.0	0.0588	1.7	0.08974	1.1	393 ±64	503 ±16	557.5 ±6.2
M2-10.1	154	60	12.4	0.41	0.607	8.2	0.0917	1.3	0.0688	1.4	0.607	8.2	0.0688	1.8	0.0917	1.3	98 ±190	409 ±48	575.4 ±7.4
M2-11.1	407	235	31.6	0.60	0.765	3.4	0.0905	2.1	0.05746	1.6	0.765	3.4	0.05746	1.6	0.0909	2.1	640 ±56	594 ±18	558 ±13
M2-12.1	202	85	15.3	0.44	0.740	4.4	0.0884	2.2	0.0592	2.2	0.740	4.4	0.0592	2.2	0.0884	2.2	630 ±83	541 ±26	546 ±12
M2-13.1	143	61	10.7	0.44	0.865	8.0	0.0884	3.2	0.0586	2.7	0.865	8.0	0.0586	2.7	0.0884	3.2	556 ±150	647 ±59	539 ±17
M2-14.1	164	86	12.4	0.54	0.890	7.2	0.0899	3.2	0.0571	2.6	0.890	7.2	0.0571	2.6	0.0899	3.2	580 ±130	642 ±47	547 ±18
M2-57-1	840	221	63.0	0.27	0.696	1.5	0.08724	0.87	0.05865	1.1	0.696	1.5	0.05865	1.1	0.08724	0.87	529 ±17	519.2 ±9.5	540.0 ±4.7
M3-GY-1.1	2258	837	159	0.38	0.654	2.2	0.0817	2.1	0.05799	0.76	0.663	2.2	0.05775	0.71	0.0818	2.1	1,258 ±150	499 ±11	507 ±11
M3-GY-2.1	123	38	9.83	0.32	1.091	8.0	0.0959	2.5	0.0825	7.6	0.723	3.9	0.0587	3.0	0.0929	2.3	702 ±85	966 ±110	573 ±14
M3-GY-3.1	323	151	23.9	0.48	0.751	4.6	0.0867	2.2	0.0628	4.0	0.700	2.8	0.0557	1.8	0.0863	2.2	593 ±54	570 ±27	534 ±12
M3-GY-4.1	299	98	22.6	0.34	0.726	3.3	0.0882	2.2	0.0597	2.5	0.709	2.8	0.0575	1.9	0.0881	2.2	681 ±46	561 ±22	544 ±12
M3-GY-5.1	754	287	55.7	0.39	0.742	3.0	0.0865	2.1	0.0622	2.2	0.701	2.4	0.05813	1.2	0.0862	2.1	896 ±100	568 ±19	533 ±11
M3-GY-6.1	229	99	17.8	0.45	0.870	5.6	0.0916	2.4	0.0689	5.0	0.713	3.2	0.0551	2.2	0.0903	2.4	1,046 ±160	678 ±43	557 ±14
M3-GY-7.1	135	71	10.7	0.54	0.958	8.3	0.0937	2.4	0.0742	7.9	0.717	3.8	0.0574	2.9	0.0917	2.3	610 ±47	718 ±61	565 ±14
M3-GY-8.1	606	157	44.8	0.27	0.716	3.0	0.0863	2.1	0.0602	2.2	0.695	2.5	0.05862	1.3	0.0851	2.1	613 ±56	560 ±23	533 ±11
M3-GY-9.1	411	103	32.0	0.26	0.755	3.3	0.0909	2.1	0.0603	2.6	0.730	2.8	0.0579	1.8	0.0907	2.1	785 ±88	594 ±27	560 ±12
M3-GY-10.1	329	144	25.3	0.45	0.813	5.0	0.0902	2.8	0.0654	4.2	0.751	3.3	0.0573	1.8	0.0897	2.7	510 ±35	601 ±33	554 ±16
M3-GY-11.1	820	221	50.7	0.28	0.571	2.6	0.0720	2.1	0.05749	1.6	0.578	2.6	0.05770	1.5	0.0721	2.1	506 ±37	440 ±12	448.6 ±9.5
M3-GY-12.1	502	121	38.5	0.25	0.707	2.7	0.0894	2.1	0.05737	1.7	0.706	2.7	0.05664	1.7	0.0894	2.1	635 ±52	553 ±15	552 ±12
M3-GY-13.1	361	122	26.8	0.35	0.728	3.2	0.0867	2.1	0.0609	2.4	0.710	2.7	0.05855	1.7	0.0855	2.1	587 ±65	552 ±21	535 ±12
M3-GY-14.1	313	134	23.1	0.44	0.705	3.7	0.0859	2.2	0.0595	3.0	0.669	2.9	0.0580	1.8	0.0856	2.2	515 ±20	557 ±21	529 ±12

کتابنگاری

ابتهاج، م.، ۱۳۹۳ - زمین شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک های دیابازی موجود در منطقه بند هزارچاه، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

اصغرزاده، ز.، ۱۳۹۲ - زمین شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک های دیابازی موجود در منطقه دلبر، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

امینی چهرق، م.، ر.، (نامعلوم) - نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

بخشی زاد، ف.، ۱۳۹۴ - ژئوکرونولوژی و ژئوشیمی سنگ های دگرگونی منطقه زنجان - تخت سلیمان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، ۹۹ ص.

بلاغی اینالو، ز.، ۱۳۹۳ - پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی - آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)، رساله دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

بلاغی اینالو، ز.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، ۱۳۹۰ - شواهد میگماتیت زایی در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)، پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم.

بلاغی اینالو، ز.، صادقیان، م.، ژای، م.، قاسمی، ح. و محجل، م.، ۱۳۹۳ - کانی شناسی، زمین شیمی و سن پرتوسنجی دایک های مافییک موجود در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)، مجله بلورشناسی و کانی شناسی، سال بیست و دوم، شماره سوم، صص. ۴۷۱ تا ۴۸۴.

بلاغی اینالو، ز.، صادقیان، م.، قاسمی، ح. و علیمحمدیان، ح.، ۱۳۹۲ - کاربرد شیمی کانی ها در دما- فشارسنجی سنگ های متاپلیتی مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)، اولین همایش زمین شیمی کاربردی، دانشگاه دامغان.

بلاغی اینالو، ز.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، محجل، م. و عمرانی، ه.، ۱۳۹۴ - پترولوژی، ترموبارومتري و سن سنجی U-Pb سنگ های متاپلیتی مجموعه دگرگونی دلبر، منطقه بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)، مجله پترولوژی، جلد ۶، شماره بیست و یک، صص. ۵۵ تا ۸۲.

چکنی مقدم، م.، ۱۳۹۱ - بررسی سازوکار توزیع مذاب در دایک های مافییک قطع کننده مجموعه دگرگونی آذرین دلبر (خاور بیارجمند) بوسیله روش AMS و تعیین موقعیت دیرینه مغناطیس آنها. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- حاجی حسینی، ع. و قاسمی، ع. ۱۳۸۲ - نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بسطام، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- حسینی، س. ح. ۱۳۷۴ - پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت بند هزارچاه بیارجمند، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تهران.
- حسینی، س. ح. ۱۳۹۴ - پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)، رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- حسینی، س. ح.، صادقیان، م. و قاسمی، ح. ۱۳۹۲ الف - اهمیت کنگلومرای سرشار از قطعات گرانیتی به سن اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک در تعیین جایگاه چینه‌شناسی توده‌های گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیارجمند، هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی.
- حسینی، س. ح.، صادقیان، م. و قاسمی، ح. ۱۳۹۲ ب - پترولوژی و ژئوشیمی اجتماعات دایک دیابازی قطع‌کننده توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه (جنوب خاور شاهرود)، اولین همایش زمین‌شیمی کاربردی ایران، دانشگاه دامغان.
- حسینی، س. ح.، صادقیان، م. و قاسمی، ح. ۱۳۹۲ ج - پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه چینه‌شناسی اجتماعات دایکی دیابازی قطع‌کننده توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه (جنوب خاور شاهرود) شاهدی بر ماگماتیسم سیرین‌میانی، مجله ژئوشیمی (دانشگاه آزاد اسلامی زرنده)، سال اول، شماره چهارم، تابستان ۱۳۹۳، صص. ۳۱۰ تا ۳۱۸.
- حسینی، س. ح.، صادقیان، م. و قاسمی، ح. ۱۳۹۳ - جایگاه تکنونیک مبتازیت‌های همراه با توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه (بیارجمند)، سی و سومین گردهمایی ملی علوم زمین.
- حسینی، س. ح.، صادقیان، م.، جای، م. و قاسمی، ح. ۱۳۹۵ الف - شیمی کانی، دما - فشارسنجی و پتروژنز فوج دایک بازیک بند هزارچاه (جنوب خاور شاهرود)، مجله پترولوژی، سال هفتم، شماره بیست و پنجم، صص. ۸۱ تا ۹۶.
- حسینی، س. ح.، صادقیان، م.، جای، م. و قاسمی، ح. ۱۳۹۵ ب - شیمی کانی، جایگاه زمین‌ساختی و سنگ‌زایی توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه (جنوب خاور شاهرود)، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و چهارم، شماره دوم، تابستان ۹۵، صص. ۲۵۹ تا ۲۷۲.
- خبره، د.، صادقیان، م. و قاسمی، ح. ۱۳۹۵ - بررسی شواهد میگماتیت‌زایی و میلونیت‌زایی در مجموعه دگرگونی رضاآباد (خارتوران) جنوب خاور شاهرود، مجموعه مقالات بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران (۶ و ۷ بهمن ماه)، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، صص. ۲۵۰ تا ۲۵۷.
- خلعتری، م.، (نامعلوم) - نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس‌آباد. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- رجب‌قطیعی، ا. ۱۳۹۳ - ژئوشیمی و پتروژنز توده گرانیتوئیدی هزاردره (جنوب خاور شاهرود)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان.
- رحمتی ایلخچی، م. ۱۳۸۲ - نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ارزوه، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- سامانی، ب.، ژویی، ج.، تائو، گ. و تائو، ک. ۱۳۷۲ - زمین‌شناسی پرکامبرین در ایران مرکزی: از دیدگاه چینه‌شناسی، ماگماتیسم و دگرگونی، فصلنامه علمی - پژوهشی علوم زمین، سال سوم، شماره دهم: صفحات ۴۰ تا ۶۳، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سلامتی، ر. ۱۳۷۸ - نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- شکاری، س.، صادقیان، م.، جای، م. و قاسمی، ح. ۱۳۹۵ - اولین گزارش سن‌سنجی از گابرویدیوریت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه (جنوب خاور شاهرود)، مجموعه مقالات بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران (۶ و ۷ بهمن ماه)، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، صص. ۲۷۸ تا ۲۸۴.
- شهرابی، م. ۱۳۶۹ - نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش گرگان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- صادقیان، م. ۱۳۹۵ - ویژگی‌های زمین‌شناسی بارز سرزمین‌های گندوانایی ایران به سن پروتروزوئیک پایانی - کامبرین زیرین به عنوان شاخص‌هایی برای شناخت بهتر و سریع‌تر آنها، مجموعه مقالات بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران (۶ و ۷ بهمن ماه)، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، صص. ۷۰ تا ۷۷.
- عابدی، ز. ۱۳۸۸ - پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی میامی (خاور شاهرود)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- عزیزی، م. ۱۳۹۱ - پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- علوی نائینی، م. و هوشمندزاده، ع. ۱۳۵۵ - نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- فتحعلیان، ن. ۱۳۹۳ - ژئوشیمی گرانیتوئیدهای باختر بیارجمند و مقایسه آنها با گرانیتوئیدهای میامی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شاهرود.
- قاسمی، ع. و حاجی حسینی، ع. ۱۳۸۳ - نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایی. سازمان زمین‌شناسی کشور.
- قاسمی، ح. و آسیابانها، ع. ۱۳۵۵ - معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب خاور بیارجمند، ایران مرکزی، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان. صص. ۲۳۱ تا ۲۴۷.
- کاظمی، ک. ۱۳۹۰ - پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی جنوب کی‌کی، جنوب باختر بیارجمند، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران.
- کریمی، م. ۱۳۸۲ - پتروژنز مجموعه دگرگونی دلبر (جنوب خاور بیارجمند)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ملک‌پور علمداری، ا. ۱۳۸۴ - مطالعه پتروفابریک و سن سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در کوه‌های علاءالدین و ملحدو، جنوب خاور شاهرود، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران.
- ناظر، ن. خ. ۱۳۷۱ - نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجریم. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- نواب مطلق، ا. ۱۳۸۳ - نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ابریشم‌رود، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- نوابی، ا.، صالحی‌راد، م. و مجیدی، ب. ۱۳۶۵ - نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ویس کریمی، م.، صادقیان، م.، شکاری، س. ۱۳۹۵ - ژئوکرونولوژی گرانیتوئیدهای پروتروزوئیک پایانی شمال آغل کندو (جنوب دوچاه - جنوب خاور شاهرود)، مجموعه مقالات بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران (۶ و ۷ بهمن ماه)، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، صص. ۳۹۲ تا ۳۹۸.
- همتی، ع. ۱۳۹۲ - پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی میامی (جنوب باختر میامی)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- هوشمندزاده، ع.، علوی نائینی، م.، حقی‌پور، ع. ۱۳۵۷ - تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه طرود (از پرکامبرین تا عهد حاضر)، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۸ ص.
- یوسفی، ف.، صادقیان، م.، ساداتی‌جمالی، س. ز.، منصوری مقدم، ب. و قاسمی، ح. ۱۳۹۵ الف - پتروژنز گنبدی‌های آداکیتی کم سیلیس سهل (جنوب شاهرود)، مجله پترولوژی، سال هفتم، شماره بیست و هشتم، صص. ۹۵ تا ۱۰۸.
- یوسفی، ف.، صادقیان، م.، سمیاری، س. و قاسمی، ح. ۱۳۹۵ ب - ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی گنبدی‌های آداکیتی پرسیلیس احمدآباد خارتوران (جنوب خاور شاهرود)، فصلنامه علمی - پژوهشی علوم زمین، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال بیست و پنجم، شماره ۱۰۰، صص. ۲۹۱ تا ۲۹۸.

References

- Abd-Allah, A. M. A., Ahmed, A. H., El-Fakharani, A., El-Sawy, E. K. and Ali, K. A., 2014- Fatima suture: A new amalgamation zone in the western Arabian Shield, Saudi Arabi, *Precambrian Research* 249, 57– 78.
- Altherr, R., Holl, A., Henger, E., Langer, C. and Kreuzer, H., 2000- High potassium, calc alkaline I-type plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and Northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, 50: 51-73.
- Bagheri, S. and Stampfli, G. M., 2008- The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451: 123–155.
- Balaghi, Z., Sadeghian, M., Ghasemi, H., Zhai, M. G. and Mohajjel, M., 2014- Zircon U–Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of central Iran. *J. Asian Earth Sci.*
- Batchelor, R. A. and Bowden, P., 1985- Petrologic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48, pp: 43- 55.
- Boynton, W. V., 1984- Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam: 63-114.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1992- I-type and S-type granites in the Lachlan Fold Belt". *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83: 1–26.
- Fritz, H., Abdelsalam, M., Ali, K. A., Bingen, B., Collins, A. S., Fowler, A. R., Ghebreab, W., Hauzenberger C. A., Johnson, P. R., Kusky, T. M., Macey, P., Muhongo, S., Stern, R. J. and Viola, G., 2013- Orogen styles in the East African Orogen: A review of the Neoproterozoic to Cambrian tectonic evolution, *Journal of African Earth Sciences* 86, 65–106.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Fllis, D. J. and Frost, C. D., 2001- A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42: 2033-2048
- Haghipour, A., 1974- Etude geologique de la region de Biabanak-Bafq (Iran Central); petrologie et tectonique du socle Precambrien et de sa couverture: These, Universite Scientifique et Medicale de Grenoble, France, 403 p.
- Harker, A., 1909- The natural history of igneous rocks. Methuen and co. London.
- Harris, N., Ayres, M. and Massey, J., 1995- Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas. *Journal of Geophysical Research* 100: 15767-15777.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D., Horton, B., Axen, G., Stockli, L., Grove, M., Shmitt, A. and Walker, D., 2008- U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic –Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics* 451: 71- 96.
- Horton, B. K., Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Axen, G. J., Gillis, R. J., Guest, B., Amini, A., Fakhari, M. D., Zamanzadeh, S. M. and Grove, M., 2008- Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics. *Tectonophysics* 451: 97-122.
- Hosseini, S. H., Sadeghian, M., Zhai M. and Ghasemi H., 2015- Petrology, geochemistry and zircon U–Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana, *Chemie der Erde* 75, 207–218.
- Hushmandzadeh, A., 1969- Metamorphisme et granitisation du massif Chapedony (Iran Central): These, Universite Scientifique et Medicale de Grenoble, France, 242p.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Sci.* 8: 523-548.
- Jamshidi Badr, M., Collins, A. S., Masoudi, F., Cox, G. and Mohajjel, M., 2013- The U–Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences* 22, 1– 31.
- Jamshidi Badr, M., Collins, A. and Masoudi Fariborz, S., 2010- The age of metasedimentary rocks and their regional metamorphism in the Soursat Complex, NW IRAN: U.Pb dating of zircon and monazite, using LA-ICP-MS., The 1 st International Applied Geological Congress, Department of Geology, Islamic Azad University - Mashad Branch, Iran, 26-28.
- Karimpour, M. H., Lang Farmer, G., Stern, C. R. and Salati, E., 2011- U-Pb zircon geochronology and Sr-Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic Bornaward granitoids (Taknar zone exotic block), Iran, *Iranian journal of crystallography and mineralogy*, 19 year, No 1. PP: 1-18.
- Linnemann, U., Romer, R. L., Gerdes, A., Jeffries, T. E., Drost, K. and Ulrich, J., 2010- The Cadomian orogeny in the Saxo-Thuringian zone. In: Linnemann, U., Romer, R. L. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen*. Schweizerbart, Stuttgart, pp.37–58.
- Maniar, P. D. and Picooli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoid, *Geo. Sco. Of Am. Bull.*, 101:635-643.
- Middlemost, E. A. K., 1985- Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology. Longman Group U.K.: 73-86.
- Moghadam, H. S., Li, X., Stern, R. J., Santos, J. F., Ghorbani, G. and Pourmohsen, M., 2016- Age and nature of 560–520 Ma calc-alkaline granitoids of Biarjmand, northeast Iran: insights into Cadomian arc magmatism in northern Gondwana, *International Geology Review*.
- Monazzami Bagherzadeh, R., Karimpour, M. H., Lang Farmer, G., Stern, C. R., Santos, J. F., Rahimi, B. and Heidarian Shahri, M. R., 2015- U–Pb zircon geochronology, petrochemical and Sr–Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic granitoid of the Bornaward Complex (Bardaskan-NE Iran), *Journal of Asian Earth Sciences* 111: 54 –71.

- Pearce J. A. and Cann J. R., 1973- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letter* 19: 290-300.
- Pearce, J. A., Harris, B. W. and Tindle, A. G., 1984- Trace element of discriminant 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. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58: 63-81.
- Rahmati-Ilkhchi, M., Faryad, S. W., Holub, F. V., Koşler, J. and Frank, W., 2011- Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic complex (central Iran). *Int. J. Earth. Sci.* 100: 45–62.
- Rahmati-Ilkhchi, M., Jera'bek, P., Faryad, S. W. and Kosler, J., 2008- Tectonometamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic core complex in the Central Iranian block. In: 6th Meeting of the Central European Tectonic Group, Upohlav Slovakia SlovTec.
- Rahmati-Ilkhchi, M., Jerabek, P., Faryad, S. W. and Koyi, H. A., 2010- Mid-Cimmerian, Early Alpine and Late Cenozoic orogenic events in the Shotur Kuh Metamorphic complex, Great Kavir Block, NE Iran. *Tectonophysics* 494: 101 – 117.
- 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.
- Ramezani, J., 1997 - Regional geology, geochronology and geochemistry of the igneous and metamorphic rock suites of the Saghand area, central Iran: Ph.D. thesis, Washington University, St. Louis, Missouri, 416 p.
- Rossetti, F., Nozaem R., Lucci F., Vignaroli G., Gerdes A., Nasrabadi, M. and Theye T., 2014- Tectonic setting and geochronology of the Cadomian (Ediacaran-Cambrian) magmatism in Central Iran, Kuh-e-Sarhangi region (NW Lut Block), *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 102, p. 24–44.
- Saki, A., 2010- Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. *Gondwana Res.* 17: 704–714.
- Samani, B. A., 1988- Metallogeny of the Precambrian in Iran: *Precambrian Research*, (39): 85–106.10.
- Schandle, E. S., and Gorton M. P., 2002- Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. *Economic Geology* 97: 629–642. 10.2113/gsecongeo.97.3.629 Published on May 2002, First Published on May 01, 2002.
- Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, H., Stern, R. J., Santos, J. F. and Wu, Y., 2013- Cadomian (Ediacaran Cambrian) arc magmatism in the Chah Jam–Biarjmand Metamorphic Complex (Iran): magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Gondwana Res.*
- Shafaii Moghadam, H., Li, H. X., Stern, R. J., Ghorbani, G. and Bakhshizad, F., 2016- Zircon U–Pb ages and Hf–O isotopic composition of migmatites from the Zanjan- Takab complex, NW Iran: Constraints on partial melting of metasediments, *Lithos* (240 –243): 34–48.
- Shand, S. J., 1943- Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to deposits. Thomas and Murby Co, London. 488p.
- Stern, R. J., Ali, K. A., Ren, M., Jarrar, G. H., Romere, R. L., Leybourne, M. I., Whitehouse, M. J. and Ibrahim, K. M., 2016- Cadomian (~560 Ma) crust buried beneath the northern Arabian Peninsula: Mineral, chemical, geochronological, and isotopic constraints from NE Jordan xenoliths, *Earth and Planetary Science Letters* 436, 31–42.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1981- The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. R. Soc. A* (301): 381-399.
- Thomas, R. J. and Ellison, R. A., Goodenough, K. M., Roberts, N. M. W., All, P. A., 2015- Salt domes of the UAE and Oman: probing eastern Arabia. *Precambrian Res.* 256, 1–16.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P. R., Spell, T. L., 2007- Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran. *Geological Society of America Bulletin* 119 (7 – 8): 961– 977.
- Zhang, J., Zhao, G., Li, S., Sum, M., Shen, W. and Luic, S., 2012- Structural pattern of the Wuati complex and it's constrains on the tectonic framework of the Trans – North China orogeny. *Precambrian research.* 222–223, pp: 212-219.

Petrology, geochemistry and geochronology of SW Mayamey granitoids

M. Sadeghian^{1*}, S. H. Hosseini², A. Hemmati³ and S. Shekari⁴

¹Associated Professor, Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology Shahrood, Iran

²Ph.D., Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology Shahrood, Iran

³M. Sc., Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology Shahrood, Iran

⁴Ph.D. Student, Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology Shahrood, Iran

Received: 2015 May 04

Accepted: 2016 July 03

Abstract

Granitoid plutons of SW Mayamey (60 Km east of Shahrood), located at the most northern margin of the central Iran structural zone, have granite composition (in general) and calc alkaline and peraluminous nature. In spite of coverage of these granitoids by Late Triassic – Early Jurassic sedimentary rocks, Late Neoproterozoic host gneiss are exposed in limited areas. These granitoids invaded by two series of the Late Neoproterozoic and middle Jurassic diabasic dikes. Although post – Liass, Pre- Dogger, younger than Jurassic and older than Cretaceous ages are considered for these granitoids, but for the first time U–Pb age dating on separated zircons indicates Late Neoproterozoic age (Late Ediacaran) (545±10 Ma) for them and they are a part of very ancient basement rocks of Iran. The studied rocks are similar Band -e-Hezar Chah, Sefid Sang, Delbar, Shotor Kuh, Reza Abad and Do Chah granitoids in age. Mayamey granitoids are resulted from partial melting of metapelites and metagraywackes, and they belong to S-type granitoids. SW Mayamey granitoids were generated in a collisional tectonic setting in the Late Neoproterozoic, in relation to closure of an intracontinental extensional basins, and metamorphism of the related rocks in greenschist up to amphibolite and rarely granulite facies, which finally, have been associated with granitization from S- type generation.

Keywords: Granitoid, U-Pb dating, Neoproterozoic, Central Iran, Mayamey, Shahrood

For Persian Version see pages 41 to 60

*Corresponding author: M. Sadeghian; E-mail: sadeghian@Shahroodut.ac.ir