

## پتروژنز و سن سنجی U-Pb متاریولیت‌های نئوپروتروزوئیک پسین مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد (جنوب شرق شاهرود): شاهدی بر تشکیل و توسعه حوضه‌های کشتی درون قاره‌ای در سرزمین‌های گندوانایی ایران

مرضیه ویس کرمی\*، محمود صادقیان، حبیب قاسمی، سکینه شکاری؛

دانشگاه صنعتی شاهرود

مینگو جای؛ دانشگاه نورث وست شیان

پذیرش ۹۷/۰۴/۲۵

دریافت ۹۶/۱۰/۱۲

### چکیده

متاریولیت‌های رخنمون یافته در مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد در جنوب شرق شاهرود و در لبه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده‌اند. متاریولیت‌ها بخش مهمی از طیف ترکیب این کمپلکس هستند که به شکل گنبد و یا میان‌لایه با مرمرهای کلسیتی و دلومیتی، متاپلیت‌ها و متاسامیت‌ها رخنمون دارند. در اثر دگرگونی و میلونیتی‌شدن، برگوارگی و خطوارگی بارزی در آن‌ها توسعه یافته است. بر اساس شواهد ژئوشیمیایی، متاریولیت‌ها دارای ماهیت کالک-آلکالن پتاسیم متوسط تا پتاسیم بالا هستند. این سنگ‌ها در نمودار عناصر نادر خاکی به‌هنگار شده به‌کندريت از عناصر نادر خاکی سبک (به استثنای Eu) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین غنی‌شدگی دارند، و در نمودار عنبکوتی به‌هنگار شده به‌گوشته اولیه از U, Th, Pb و K غنی‌شدگی و از Ti, P, Sr, Zr و Nb تهی‌شدگی نشان می‌دهند. متاریولیت‌ها به دسته ریولیت‌های خشک یا دمای زیاد تعلق دارند و در محیط‌های کشتی درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند. سن سنجی‌های انجام شده به‌روش U-Pb روی زیرکن‌های جدا شده از آن‌ها، نشان‌گر دامنه سنی ۵۸۷/۶ تا ۵۰۸ میلیون سال (نئوپروتروزوئیک پایانی-کامبرین‌زیرین) است؛ ولی با توجه به سن توده‌های گرانیتوئیدی قطع‌کننده این مجموعه ( $553 \pm 3$ ) میلیون سال، سن نئوپروتروزوئیک پایانی (ادیاکارن) برای آن‌ها منطقی‌تر است و تعلق آن‌ها را به مناطق پی‌سنگی و گندوانایی ایران تأیید می‌کند.

**واژه‌های کلیدی:** متاریولیت، نئوپروتروزوئیک پایانی، محیط‌های کشتی درون قاره‌ای، ماجراد، شاهرود.

### مقدمه

سنگ‌های گرانیتوئیدی و معادل بیرونی آن‌ها یعنی ریولیت‌ها، مهم‌ترین سازندگان پوسته بالایی هستند. به‌رغم پژوهش‌های گسترده در زمینه گرانیتوئیدها، درک پتروژنز ماگماهای سیلیکاته به‌ویژه ماگماهای ریولیتی چالش مهمی در علم پتروژن‌شناسی محسوب می‌شود. به‌طور کلی دو سازوکار مهم برای تشکیل ماگما از گوشته شناخته شده است که شامل: ۱. ذوب بخشی آبدار در حضور آب: نظیر ذوب گوه گوشته‌ای تحت تأثیر مواد فرار آزاد شده از ورقه فرورو [۱]، [۲] [۳]، [۴]، ۲. ذوب خشک یا بدون حضور آب که شامل بالا آمدن ستون‌های گوشته‌ای، کاهش فشار و تشکیل مذاب در مناطقی مانند نقاط داغ، کافت‌های درون قاره‌ای و پشته‌های میان‌اقیانوسی است [۵]. پژوهش‌گران مختلف سازوکارهای متفاوتی را برای تشکیل ریولیت‌ها بیان کرده‌اند که مهم‌ترین آن‌ها شامل:

۱. تبلور تفریقی ماگماهای گوشته‌ای [۶]، [۷]، [۸].

۲. ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای در اثر گرمای ناشی از تزریق ماگماهای بازیک [۹]، [۱۰].

۳. ذوب هیبرید با مشارکت ماگماهای گوشته‌ای و مواد برگرفته شده از پوسته قاره‌ای [۱۱]، [۱۲].

کریستینسن [۱۳] بر این باور است که ریولیت‌ها شامل دو دسته هستند: (آ) ریولیت‌های داغ، خشک و احیایی که در کافت‌های قاره‌ای و نقاط داغ تشکیل می‌شوند و (ب) ریولیت‌های سرد، مرطوب و اکسیدی که در زون‌های فروانش تشکیل می‌شوند. مجموعه‌های دگرگونی-آذرین دلبز، بندهازچاه بیارجمند، شترکوه، جنوب دوجاه و ماجراد در جنوب-شرق شاهرود، از جمله مناطق پی‌سنگی ایران هستند که در سالیان اخیر، بررسی‌های زیادی روی آن‌ها انجام گرفته است. این پژوهش‌ها، گام‌های ارزشمندی در شناخت تحولات بازه زمانی نئوپروتروزویک پایانی-اوایل کامبرین و همچنین شناخت و بازسازی قلمرو ابرقاره گندوانا در ایران محسوب می‌شوند [۱۴]، [۱۵]، [۱۶]، [۱۷]، [۱۸]، [۱۹] [۲۰]، [۲۱]، [۲۲].

مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد طیف متنوعی از سنگ‌های دگرگونی شامل متاکربنات، متاپلیت، متاسندستون، متابازیت و متاریولیت را شامل می‌شود که در برخی مناطق به‌وسیله توالی رسوبی-تخریبی دارای میان‌لایه‌های بازالتی به سن تریاس پایانی-ژوراسیک آغازین پوشیده شده‌اند. توالی ژوراسیک، دگرگونی درجه پایینی در حد رخساره شیست سبز را متحمل شده است و به اسلیت، فیلیت، میکاشیست، آهک‌های دوباره تبلور یافته و شیست سبز (متابازیت‌های حاصل از دگرگونی بازالت‌ها) تحول یافته‌اند. در برخی نقاط، ماگماتیسزم بازی-حدواسط اواخر تریاس-ژوراسیک میانی به‌صورت توده‌های نفوذی کوچک گابرویدیوریتی یا دسته دایک‌های دیابازی متعلق به ژوراسیک میانی، مجموعه‌های دگرگونی نئوپروتروزویک پایانی و همچنین توالی رسوبی-تخریبی (یا مجموعه دگرگونی) ژوراسیک را قطع کرده‌اند. از آن‌جاکه مجموعه ماجراد از واحدهای مختلف سنگی تشکیل شده و هر کدام از این واحدها مانند حلقه‌های زنجیر به هم پیوسته‌اند، بررسی دقیق هر کدام از این واحدها می‌تواند به رسیدن دید جامع و کامل در مورد تحولات سرزمین‌های نئوپروتروزویک پسین مؤثر باشد. از آن‌جاکه متاریولیت‌ها به‌صورت بین‌لایه‌ای با سایر واحدهای سنگی مجموعه ماجراد ظاهر شده‌اند و همچنین در نقشه‌های زمین‌شناسی هیچ اشاره‌ای به این واحدها نشده است، در این نوشتار، با تکیه بر پژوهش‌های دقیق صحرایی، سنگ‌نگاری، شیمی کانی، شیمی سنگ کل و به‌ویژه سن‌سنجی به‌روش اورانیم-سرب روی زیرکن‌های استخراج شده از متاریولیت‌ها، به بررسی دقیق این سنگ‌ها می‌پردازیم.

## روش انجام پژوهش

پژوهش حاضر بر مبنای برداشت‌های دقیق صحرایی، بررسی مقاطع نازک میکروسکوپی، تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی، سن‌سنجی ایزوتوپی به‌روش U-Pb و پردازش و تفسیر این داده‌ها انجام شده است. در این راستا، ۴ نمونه متاریولیتی در آزمایشگاه ژئوشیمی مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین تجزیه شیمیایی شد، مقادیر عناصر اصلی به‌روش XRF و عناصر کمیاب به‌روش ICP-MS تعیین شدند. تعیین سن و اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپ‌های U و Pb به‌روش LA-ICP-MS<sup>۱</sup> و تجزیه مایکروپروپ کانی‌ها (EPMA) با استفاده از دستگاه ریزپردازنده

1. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry

نوع JXA-8230 در شرایط آزمایش شامل ولتاژ 15kV، جریان ریزکاو 10nA در آزمایشگاه State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Northwest University Xian, China انجام شده است.

## زمین‌شناسی

مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد با روند شمال شرق-جنوب غرب تا شرقی-غربی با طول تقریبی ۱۵۰ و عرض ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر در جنوب شرق شاهرود در لبه شمالی ایران مرکزی رخنمون دارند (شکل ۱). این مجموعه شامل طیف گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی و آذرین است، سنگ‌های دگرگونی آن شامل مجموعه‌ای از متاپسامیت‌ها، متاپلیت‌ها، متابازیت‌ها و متاریولیت‌ها هستند. متاپلیت‌ها شامل فیلیت، میکاشیست، گنیس و گارنت گنیس هستند. شرایط دما و فشار دگرگونی حاکم بر گنیس‌ها به بروز آناتکسی و تشکیل گرانیته منجر شده است که آثار ذوب‌شدگی به صورت لایه‌های نازک آپلیتی، بسته‌ها و رگه‌های پگماتیتی، آپوفیزهای کوچک و توده‌های کوچک مقیاس رخنمون دارند. متاکرینات‌ها شامل مرمهرهای آهکی و دولومیتی هستند که در بالاترین بخش توالی‌های سنگی اولیه، ضخامت چشم‌گیری را به خود اختصاص داده‌اند. در برخی مناطق مانند معدن فیروزه ماجراد، کانه‌زایی مس با ترکیب کانی-شناسی مالاکیت و آزوریت همراه این مرمهرها مشاهده می‌شود. متابازیت‌ها که حجم عمده‌ای از دگرگونی‌های منطقه را به خود اختصاص داده‌اند نیز شامل شیست‌سبز، آمفیبولیت و گارنت‌آمفیبولیت هستند. سنگ‌مادر متابازیت‌ها شامل روانه‌های بازالتی زیردریایی، آتشفشانی-تخریبی‌های وابسته، اجتماعات دایکی دیابازی و توده‌های نفوذی بازیک کوچک بوده‌اند.

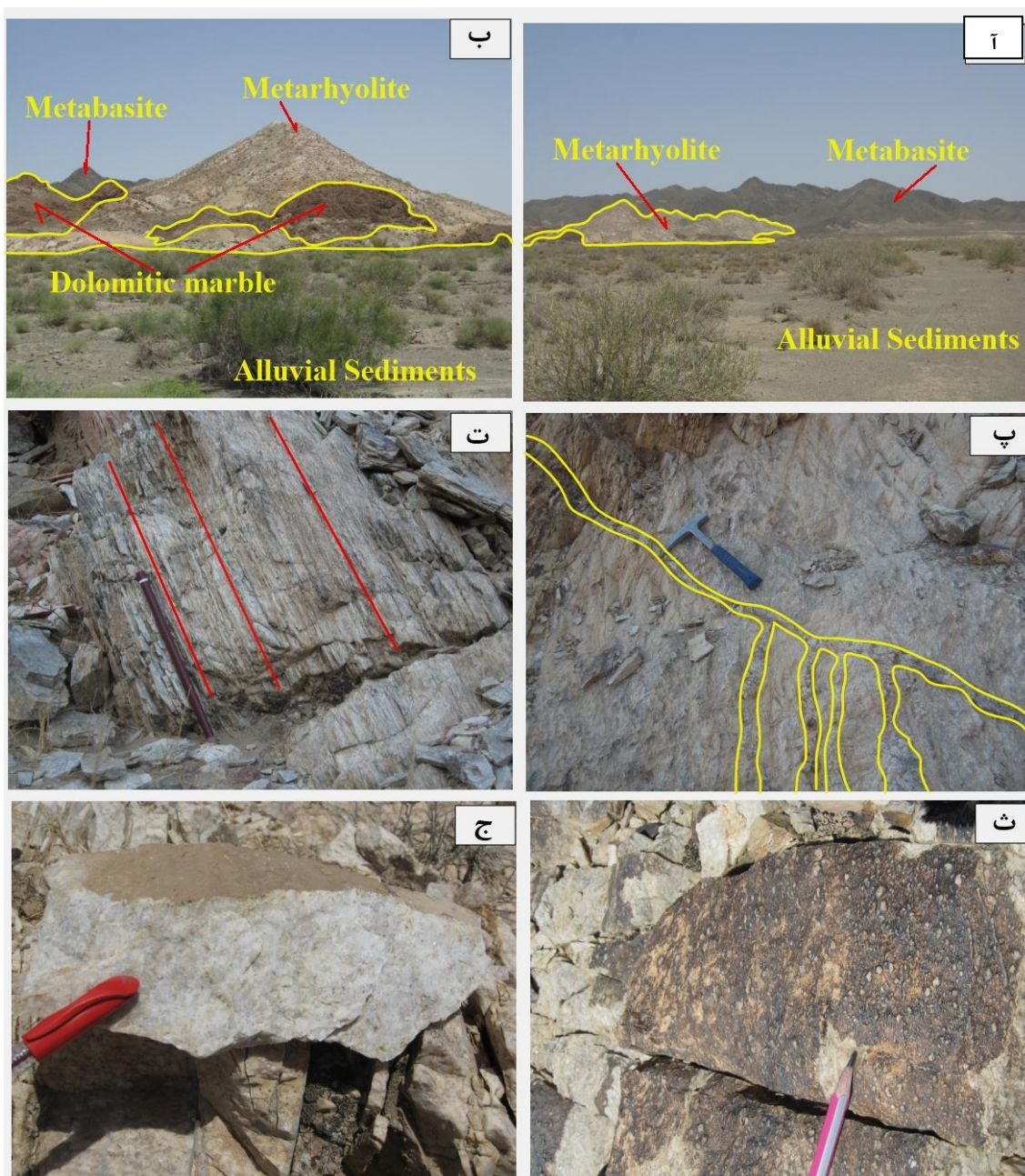
در شمال تنگه ماجراد متاریولیت‌ها به شکل گنبد یا میان لایه با متابازیت‌ها و متاکرینات‌ها رخنمون دارند که در برخی نقاط توسط کنگلومرای قاعده‌ای ژوراسیک که سرشار از قطعات سنگ‌های آذرین و دگرگونی نظیر گنیس، گرانیته و میکاشیست است به ضخامت حدود ۱۵۰-۵۰ متر پوشیده شده‌اند (شکل ۲-الف و ب). متاریولیت‌ها به رنگ سفید تا کرم هستند و برگوارگی بارزی نشان می‌دهند. در سطوح برگوارگی این سنگ‌ها، بلاستوفیرهای درشت کوارتز به خوبی قابل مشاهده است. در برخی نقاط، رگه‌های سیلیسی با مقیاس میلیمتری تا دسیمتری به موازات یا عمود بر سطوح برگوارگی متاریولیت‌ها مشاهده می‌شوند. در سطح برخی متاریولیت‌ها دگرسانی پیریت به هماتیت رنگ قرمز آجری به سنگ بخشیده است (شکل ۲ پ تا ج).

## پتروگرافی

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده متاریولیت‌ها شامل کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز هستند. بافت غالب این سنگ‌ها بلاستوفیری، پورفیریک با خمیره فلسیک و دانه‌ریز و کمی جهت‌یافته است. در متاریولیت‌ها در اثر تبدیل آلکالی فلدسپار به سریسیت بافت لپیدوبلاستیک ناشی از جهت‌یافتگی سریسیت‌ها به‌ویژه در اطراف بلاستوفیرهای کوارتز و آلکالی فلدسپار مشاهده می‌شود (شکل ۳ ث و ج). آلکالی فلدسپارها که اغلب سانیدین هستند به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با مرزهای نامنظم و سرنیزه‌ای به صورت درشت بلور یا بلاستوفیر و با خاموشی مویی مشاهده می‌شوند (شکل ۳ پ، ت و ث). پلاژیوکلازها به صورت نیمه‌شکل‌دار با شکستگی‌های فراوان دیده می‌شوند که شکستگی‌ها آن‌ها اغلب با کوارتز پر شده‌اند (شکل ۳ ب). کوارتز نیز به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل با خلیج-



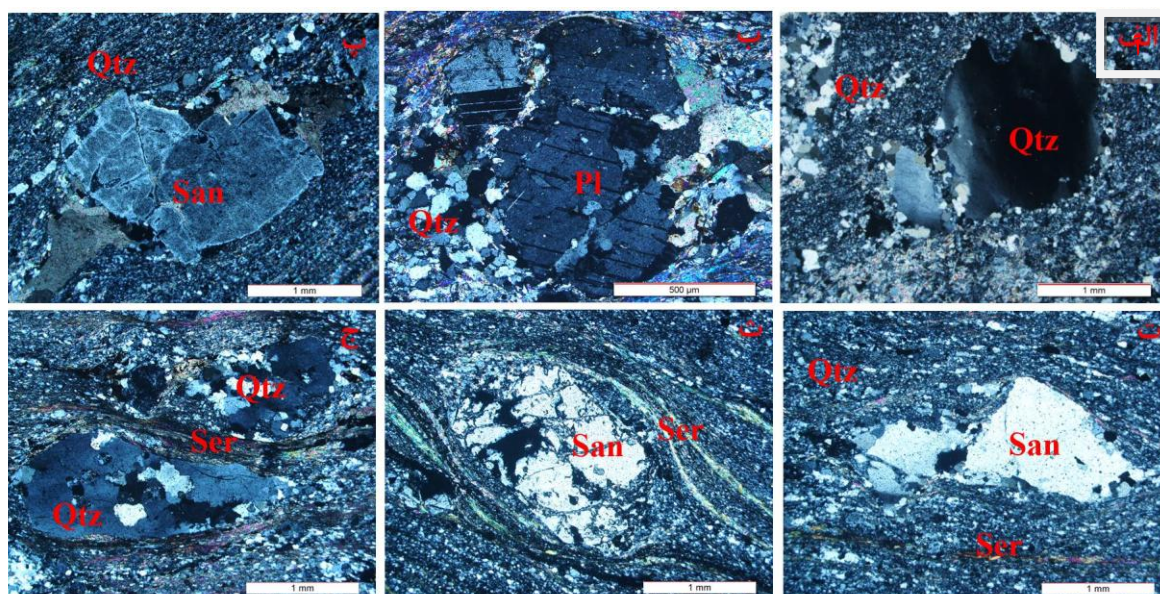




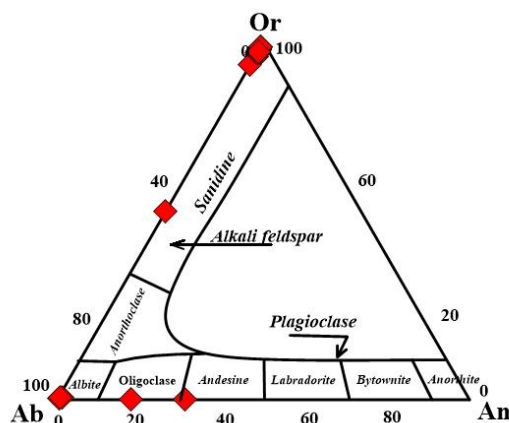
شکل ۲. تصاویری از ویژگی‌های بارز متاریولیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد: آ و ب) دورنمایی از رخنمون‌های متاریولیت‌ها به شکل گنبد و میان لایه با مرمرهای دولومیتی و متابازیت‌ها. پ) حضور رگچه‌های سیلیسی در متاریولیت‌ها. ت) خطوارگی و برگوارگی بارز در متاریولیت‌ها. ث و ج) نمایی از بلاستوفیرهای کوارتز که در سطح متاریولیت‌ها به خوبی قابل مشاهده هستند.

به‌منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده متاریولیت‌های مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد، ۲۶ نقطه از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها مورد تجزیه نقطه‌ای (مایکروپروب) قرارگرفت (جدول ۱). براساس نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای (مایکروپروب) کانی‌ها و براساس رده‌بندی دیور و همکاران [۲۲] ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در حد آلبیت و الیگوکلاز است و آلکالی فلدسپارها نیز از نوع سانیدین (معادل ارتوکلاز) هستند (شکل ۴).





شکل ۳. آ) کوارتز با بافت خلیج خوردگی که به وسیله موزائیکی از دانه های تبلوردوباره یافته احاطه شده است. ب) شکستگی بلور پلاژیوکلاز تحت تأثیر میلونیتی شدن که شکستگی ها به وسیله کوارتزهای تبلور مجدد یافته پر شده اند. پ، ت و ث) تصاویری از حضور بلاستوفیرهای سانیدین و نیز تشکیل سربیسیت در حاشیه های آن ها به خاموشی موجی، دانه ریز شدن (ساب گرین شدن)، بافت لپیدوبلاستی ناشی از حضور سربیسیت ها، و دیگر تغییرات مکانیکی این سنگ ها در جریان میلونیتی شدن توجه نمایید، ج) تبلور دوباره کوارتز در حاشیه و درون پورفیروکلاست های کوارتز. (تمامی تصاویر در نور پلاریزه متقاطع تهیه شده اند، نشانه های اختصاری کانی ها عبارتند از Qtz کوارتز، Pl پلاژیوکلاز، Ser سربیسیت و San سانیدین)



شکل ۴. آ) ترکیب شیمیایی فلدسپارها بر اساس رده بندی [۲۳].

بررسی های میکروسکوپی نشان می دهند که متاریولیت ها متحمل فرایندهای دگرگونی و دگرریختی شده و ریزساخت های حاصل از این فرایندها در نمونه های بررسی شده مشاهده می شوند. بررسی های پتروگرافی نشان می دهند که فنوکریست های کوارتز دارای خاموشی موجی و سطوح تماس منحنی یا کنگره دار هستند (شکل ۳ آ و ج). در دماهای کم، شکستگی شکن، انحلال فشاری و حمل مواد از سازوکارهای دگرریختی در کوارتز هستند [۲۴]. ساختارهای تشکیل شده در دماهای اندک شامل شکستگی دانه ها، خاموشی موجی، خم شدگی، انحلال فشاری و رسوب گذاری دوباره به شکل رگه هستند، که اغلب این شواهد در متاریولیت های بررسی شده مشاهده می شوند.

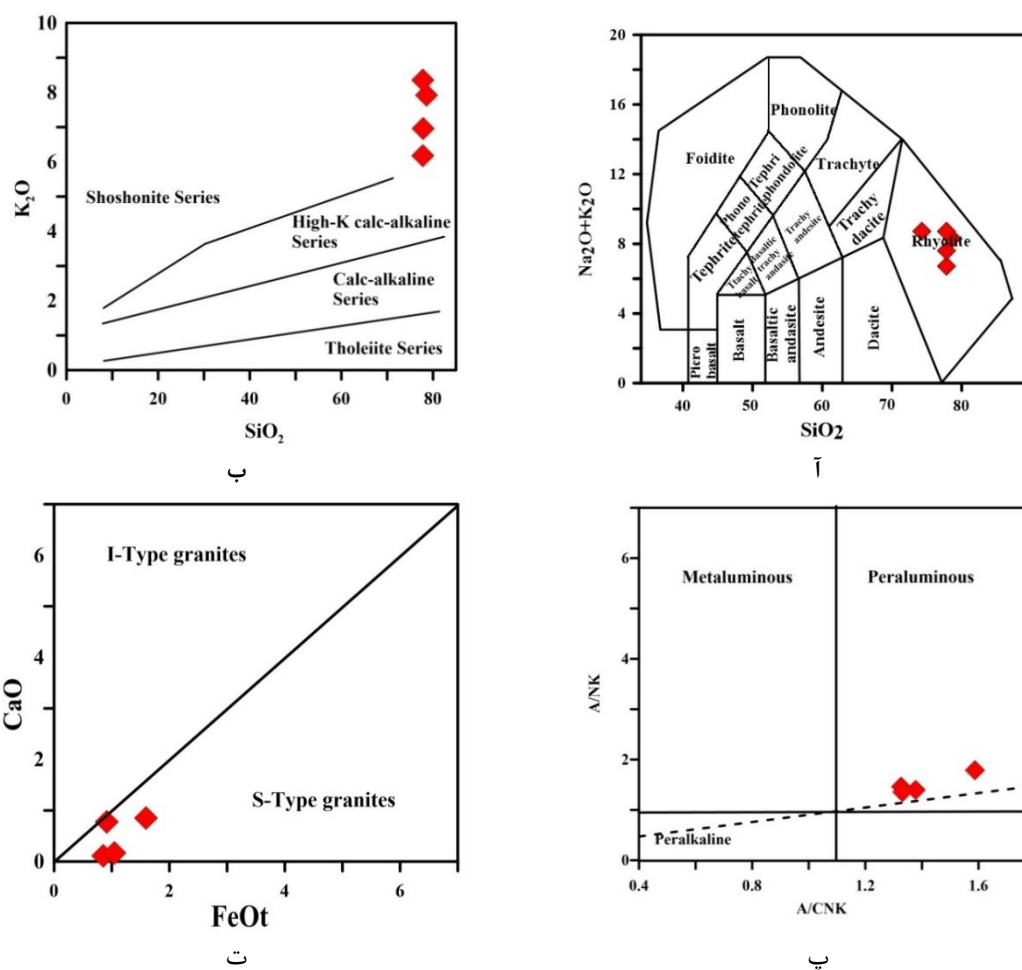
آلکالی فلدسپارها به صورت بلاستوفیرهای عدسی شکل با پوششی از دانه‌های ریز حاصل از ساب‌گرین‌شدن مشاهده می‌شوند. در برخی موارد، برگوارگی در اطراف آن‌ها چرخیده و نشان می‌دهد که این کانی رفتار شکل‌پذیر و خمیری داشته و به صورت عدسی شکل در آمده است. این رفتار، بر زیاد بودن دما در زون‌های بُرشی دلالت دارد و نشان می‌دهد که حداقل دمای حاکم بر دگرریختی حدود ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد بوده است [۲۵]. در سایه‌های فشاری دو سوی این بلاستوفیرها، و به دور از تنش‌های حاکم، ته‌نشست کوارتزهای ریزدانه انجام شده است. در برخی موارد، فلدسپارها به انبوه‌هایی ریز دانه و غنی از سربیسیت دگرسان شده‌اند و خمیره ریزدانه پیرامون درشت‌بلورها را فرا گرفته‌اند (شکل ۳ ث و ج). دگرریختی فلدسپار به شرایط دگرگونی وابسته است. در درجه‌های پایین دگرگونی، فلدسپارها با شکستگی و دگرریختی شکنا همراه هستند. در درجه‌های کمی بیش‌تر، در حدود ۳۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد، هنوز هم دگرریختی با ایجاد ریزشکستگی‌های داخلی همراهی می‌شود، اما با جابه‌جایی لغزشی ضعیفی نیز همراهی دارد. در این درجه‌ها، ماکل‌های دگرریختی نوک تیز، ماکل‌های خمیده، خاموشی موجی، نوارهای دگرریختی و نوارهای پیچ و تاب خورده با مرزهای تیز نیز ممکن است وجود داشته باشند [۲۶].

### ژئوشیمی

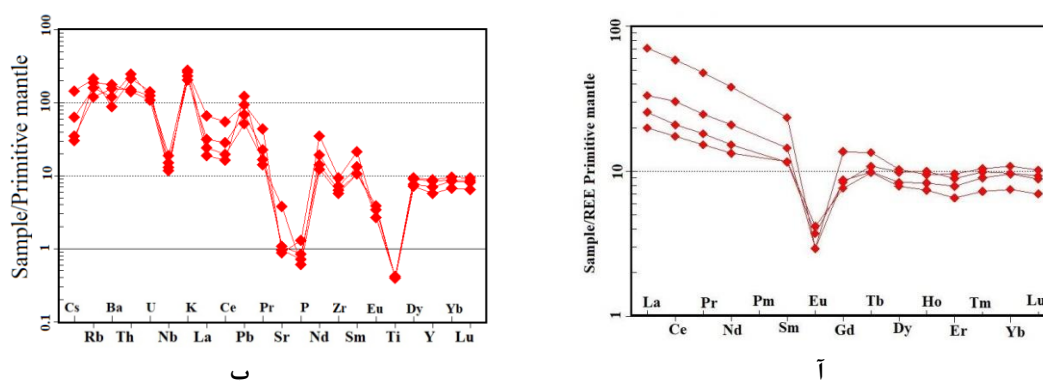
نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی (عناصر کمیاب و نادر خاکی) ۴ نمونه متاریولیتی در جدول ۲ ارائه شده است. نمونه‌های بررسی شده با ترکیب ریولیتی [۲۷] در سری کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی قرار می‌گیرند [۲۸]. در نمودار درجه اشباع از آلومین شاند [۲۹]، نیز نمونه‌ها در محدوده پراآلومین قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها در نمودار CaO در برابر  $FeO^t$  هسیه و همکاران [۳۰] در گستره گرانیتهای نوع S (معادل درونی متاریولیت‌ها) قرار می‌گیرند که نشان‌گر منشأ ذوب پوسته قاره‌ای برای ماگمای سازنده آن‌ها است (شکل ۵).

در الگوی تغییرات عناصر نادرخاکی بهنجار شده به گوشته اولیه سان و مک‌دونوف [۳۱]، متاریولیت‌های مجموعه ماجراد غنی‌شدگی از عناصر نادرخاکی سبک (LREEs) نسبت به عناصر نادرخاکی سنگین (HREEs) و ناهنجاری منفی Eu نشان می‌دهند (شکل ۶ آ). کانی‌های کلسیم‌دار به‌ویژه پلاژیوکلاز و آمفیبول میزبان عنصر یورپیم هستند و چون این کانی‌ها در متاریولیت‌ها حضور ندارند یا مقدار آن‌ها بسیار کم است، بنابراین در الگوی بهنجار شده نسبت به کندریت این سنگ‌ها تهی‌شدگی از این عنصر مشاهده می‌شود. عناصر LREEs در جریان ذوب‌بخشی، زودتر از بقیه عناصر وارد فاز مذاب می‌شوند، از این رو، محصولات اولیه ذوب‌بخشی، (به‌ویژه محصولات با نرخ ذوب‌بخشی کم)، غنی‌شدگی از این عناصر را نشان می‌دهند [۳۲].

الگوی تغییرات در نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده به گوشته اولیه سان و مک‌دونوف [۳۱]، نشان می‌دهد که متاریولیت‌های ماجراد از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILEs) مانند Cs, Rb, K, Ba و Th غنی‌شدگی و از عناصر با پتانسیل یونی زیاد (HFSEs) مانند Nb و Zr تهی‌شدگی نشان می‌دهند. آنومالی منفی Ti و Nb به‌همراه غنی‌شدگی از U, Th, Pb و K حاکی از نقش سنگ‌های پوسته‌ای در تشکیل ماگما است (شکل ۶ ب) [۳۳]، [۳۴]، [۳۵].



شکل ۵. موقعیت نمونه‌های متاریولیتی مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد در نمودارها: (آ)  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  میدلموست و همکاران [۲۷]، (ب)  $\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  پکسریلو و همکاران [۲۸]، (پ)  $\text{A/NK}$  در مقابل  $\text{A/CNK}$  شاند [۲۹]، (ت)  $\text{CaO}$  در برابر  $\text{FeOt}$  هسیه و همکاران [۳۰]

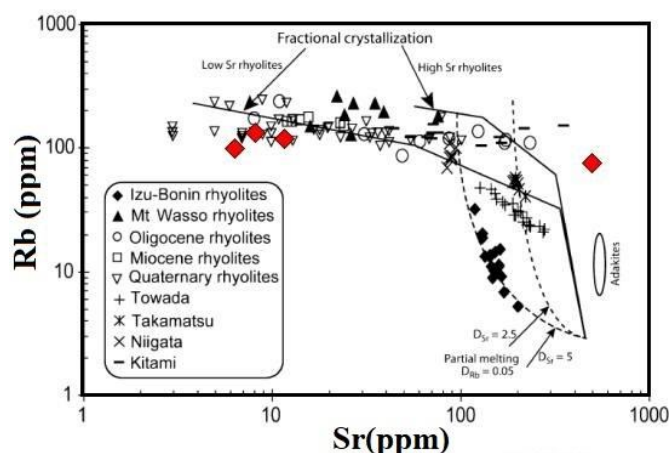


شکل ۶. الگوهای تغییرات فراوانی عناصر کمیاب و خاکی نادر در متاریولیت‌های موجود در مجموعه‌های دگرگونی جنوب شرق شاهرود. (آ) الگوی عناصر خاکی نادر به‌هنجار شده به گوشته اولیه سان و مک‌دونوف [۳۱]، (ب) نمودار چند عنصری به‌هنجار شده به گوشته اولیه سان و مک‌دونوف [۳۱]

نمونه‌های متاریولیتی ماجراد در نمودار آیالو و ایشیواتاری [۳۶] رفتاری مشابه نمونه‌های متعلق به ریفتهای قاره‌ای و کمان‌های قاره‌ای را نشان می‌دهند. در این نمودار نمونه‌های متعلق به ریفتهای قاره‌ای و کمان‌های قاره‌ای روند



افقی و نمونه‌های متعلق به کمان‌های جزایر اقیانوسی روندی نزدیک به عمودی نشان می‌دهند (شکل ۷). روندهای تقریباً عمودی مشاهده شده در این نمودار معرف ماگماهای ریولیتی است که از طریق ذوب‌بخشی حاصل شده و تمرکز عناصر فرعی ناسازگار در آن‌ها تغییرات زیادی نشان می‌دهد. در مقابل ریولیت‌های مرتبط با ریفت‌های قاره‌ای و کمان قاره‌ای از لحاظ مقدار Sr تغییرات زیادی نشان می‌دهند در حالی که تغییرات Rb در آن‌ها محدود است. این امر معرف وقوع تبلور تفریقی در این گونه ماگماها است که تمرکز عناصر فرعی سازگار را تحت تأثیر قرار می‌دهد. به‌طور کلی می‌توان نتیجه گرفت که تبلور تفریقی فرآیند غالب در ریفت‌های قاره‌ای و کمان قاره‌ای است در حالی که در ریولیت‌های کمان‌های جزایر اقیانوسی فرآیند حاکم ذوب‌بخشی است [۳۶]. چنان‌که مشاهده می‌شود نمونه‌های متاریولیتی ماجراد روندی مشابه با ریفت‌های قاره‌ای نشان می‌دهند که تأییدی بر تشکیل این سنگ‌ها در محیط مشابه محیط‌های کششی درون قاره‌ای و غالب بودن تبلور تفریقی در تشکیل این سنگ‌ها است.

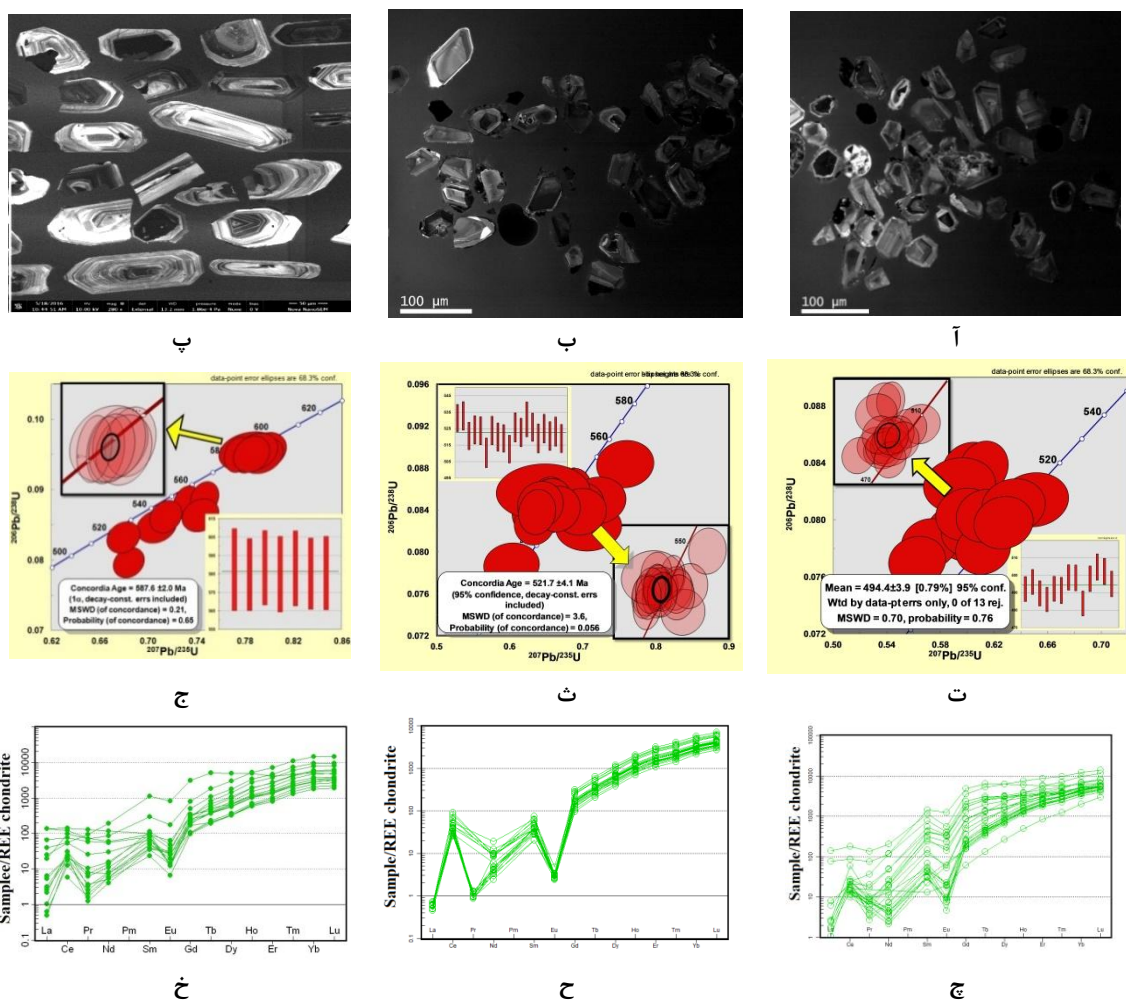


شکل ۷. نمودار Rb در برابر Sr برای ریولیت‌های ریفت قاره‌ای، کمان قاره‌ای و کمان جزایر اقیانوسی از آیالو و ایشیواتاری [۳۶] (متاریولیت‌های ماجراد با لوزی قرمز رنگ مشخص شده‌اند).

### سنسنجی U-Pb

تصاویر کاتدولومینسانس زیرکن‌های جدا شده از متاریولیت‌های مجموعه ماجراد نشان می‌دهند که زیرکن‌ها دارای اشکال منشوری کوتاه تا طویل هستند بعضی از آن‌ها نیز منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند. اغلب زیرکن‌ها خود شکل تا نیمه‌خود شکل بوده و اندازه آن‌ها حدود ۵۰ تا ۱۰۰ میکرون است. تجزیه دانه‌های زیرکن جدا شده از سه نمونه متاریولیتی نشان می‌دهد که مقدار U از ۵۶ تا ۲۶۴۹ ppm و مقدار Th از ۴۴ تا ۳۵۱۲ ppm متغیر است. هم‌چنین نسبت Th/U در گستره ۰/۳۱ تا ۰/۷۶ قرار می‌گیرد. نتایج تجزیه شیمیایی اورانیوم-سرب روی زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های متاریولیتی در جدول ۳ ارائه شده و در ترسیم نمودارهای سازگاری از آن‌ها استفاده شده است. نمونه‌های متعلق به مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد (KM-169 و KM-196) سن‌های سازگار  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  در حدود ۴ تا  $521/7 \pm 3/9$  و  $494/4 \pm 3/9$  میلیون سال نشان می‌دهند. برای مقایسه از یک نمونه متاریولیتی مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه نیز برای تعیین سن استفاده شد (SS-222) که این نمونه، سن سازگاری  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  حدود  $587/6 \pm 2$  میلیون سال، معادل نئوپروتروزویک پایانی (ادیاکارن) را نشان می‌دهد (شکل ۸ تا ج). با توجه به بررسی‌های انجام

شده روی این مناطق به نظر می‌رسد بازه زمانی به دست آمده از نمونه متاریولیتی شترکوه به واقعیت نزدیک تر بوده است و اندک تفاوت مشاهده شده در سن‌های متاریولیت‌های ماجراد را می‌توان به حوادث بعدی تحمیل شده بر این سنگ‌ها (دگرگونی و دگرریختی میلونیتی) و از دست رفتن اورانیم و سرب سنگ، نسبت داد. نتایج سن‌سنجی به دست آمده برای متاریولیت‌های دیگر مجموعه‌های پی‌سنگی ایران مانند متاریولیت‌های منطقه برنورد به سن  $(4/73 \pm 552/23)$  [۳۷] و هرمز به سن‌های  $(15 \pm 567)$  و  $(6/7 \pm 558)$  [۳۸] نیز تأییدی بر این مطلب است. لازم به یادآوری است که در منطقه دوجاه در همین ناحیه در جنوب شرق شاهرود، تعدادی توده‌های گرانیتوئیدی لوکوکرات به درون مجموعه‌های دگرگونی-آذرین نئوپروتروزوییک پایانی نفوذ کرده‌اند که تعیین سن انجام شده به روش U-Pb بر روی آن‌ها، سن  $3/8 \pm 553$  معادل آشکوب ادیاکارن (نئوپروتروزوییک پایانی) را نشان می‌دهد [۱۸]. از آن‌جاکه این گرانیت‌ها، جوان‌ترین واحدهای سنگی مجموعه هستند، دامنه سنی ۵۸۰-۵۶۰ معادل با اواخر نئوپروتروزوییک (ادیاکارن) برای متاریولیت‌ها منطقی تر است.



شکل ۸. الف، ب و پ) تصاویر کاتادلومینسانس از زیرکن‌های استخراج شده از متاریولیت‌های ماجراد و شترکوه. ت، ث و ج) نمودارهای سازگاری مبتنی بر نتایج سن‌سنجی به روش U-Pb. چ، ح، خ) نمودارهای تغییرات عناصر خاکی-نادر به‌هنگار شده نسبت به کندریت بونیتون [۳۹] برای زیرکن‌های استخراج شده از نمونه‌های متاریولیتی ماجراد.

از مقادیر تمرکز عناصر خاکی نادر زیرکن‌های استخراج شده از متاریولیت‌ها در ترسیم نمودار REE به‌هنگار شده نسبت به کندریت بوبینتون [۳۹]، استفاده شده است. الگوهای مشاهده شده دارای طرح‌های پرشیب، آنومالی مثبت Ce و آنومالی منفی Eu هستند (شکل ۸ چ تا خ) که از ویژگی‌های شاخص سنگ‌های آذرین است [۴۰] و [۴۱] (شکل ۸ ث). کانی‌ها و سنگ‌های آذرین معمول، غالباً آنومالی منفی Ce نشان نمی‌دهند، با این حال به‌نظر می‌رسد به‌علت تشابه شعاع یونی سریم ( $Ce^{+4}(0.96\text{\AA})$ ) با شعاع یونی زیرکونیم ( $Zr^{+4}(0.84\text{\AA})$ ) کانی زیرکن به‌عنوان محلی برای جمع‌شدن  $Ce^{+4}$  در مذاب عمل می‌کنند. از طرف دیگر به‌علت این‌که  $Eu^{+2}$  حالت پایدار عنصر Eu در شرایط احيایی در سنگ‌های آذرین است آنومالی منفی Eu غالباً در سنگ‌های آذرین مشاهده می‌شود.

جدول ۱. نتایج تجزیه میکروپروب (EPMA) فلدسپارهای نمونه متاریولیتی (KM-196) مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد.

Spots	Core to rim				Core to rim				Core to rim				Core to rim			
SiO <sub>2</sub>	۶۵/۵۳	۶۴/۵۰	۶۴/۹۱	۶۴/۷۷	۶۴/۲۷	۶۵/۳۵	۶۴/۴۲	۶۸/۷۵	۶۴/۸۷	۶۵/۰۰	۶۵/۴۵	۶۴/۶۴	۶۴/۹۷	۶۵/۳۰	۶۵/۸۵	
TiO <sub>2</sub>	۰/۰۱۲	۰/۰۴۷	۰/۰۰۲	۰/۰۱۹	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۱۸	۰/۰۱۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۳۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۷/۹۴	۱۷/۶۵	۱۷/۶۶	۱۷/۶۴	۱۷/۱۰	۱۷/۸۹	۱۷/۹۰	۱۸/۸۵	۱۷/۹۳	۱۸/۰۷	۱۷/۶۶	۱۸/۰۲	۱۷/۷۸	۱۷/۹۸	۱۷/۹۸	
FeO	۰/۰۱۰	۰/۰۲۰	۰/۰۴۵	۰/۳۵۳	۰/۰۳۰	۰/۰۳۸	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۲۰	۰/۰۱۸	۰/۰۲۸	۰/۰۰۲	۰/۰۰۶	
CaO	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	
Na <sub>2</sub> O	۰/۱۶	۰/۲۹	۰/۳۳	۰/۳۷	۰/۴۰	۰/۲۰	۰/۲۴	۱۱/۶۶	۰/۲۹	۰/۱۴	۰/۲۹	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۳۴	۰/۳۱	
K <sub>2</sub> O	۱۶/۸۵	۱۶/۳۴	۱۶/۷۸	۱۶/۰۴	۱۵/۵۰	۱۶/۸۵	۱۶/۵۲	۰/۰۹	۱۶/۳۵	۱۶/۶۷	۱۶/۵۲	۱۶/۶۵	۱۶/۶۰	۱۶/۳۳	۱۶/۷۷	
BaO	۰/۴۵	۰/۵۷	۰/۵۷	۰/۶۲	۰/۶۰	۰/۴۵	۰/۳۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۳۰	۰/۱۳	۰/۰۰	۰/۱۱	۰/۵۵	۰/۰۰	
Total	۱۰۰/۹۴	۹۹/۴۲	۱۰۰/۳۷	۹۹/۸۲	۹۷/۹۷	۱۰۰/۷۸	۹۹/۴۸	۹۹/۴۰	۹۹/۴۸	۱۰۰/۲۱	۱۰۰/۱۵	۹۹/۶۵	۹۹/۷۷	۱۰۰/۵۱	۱۰۰/۹۴	
Si	۳/۰۱	۳/۰۱	۳/۰۱	۳/۰۱	۳/۰۴	۳/۰۱	۳/۰۱	۳/۰۲	۳/۰۱	۳/۰۱	۳/۰۲	۳/۰۰	۳/۰۲	۳/۰۱	۳/۰۲	
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	
Al	۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۹۵	۰/۹۷	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۹۸	۰/۹۹	۰/۹۶	۰/۹۹	۰/۹۷	۰/۹۸	۰/۹۷	
Na	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۹۹	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	
K	۰/۹۹	۰/۹۷	۰/۹۹	۰/۹۵	۰/۹۳	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۰۱	۰/۹۷	۰/۹۸	۰/۹۷	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۹۶	۰/۹۸	
Ba	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	
Or (K+Ba)	۹۸/۶۰	۹۷/۳۶	۹۶/۷۹	۹۶/۵۷	۹۵/۹۷	۹۸/۲۲	۹۷/۷۱	۰/۵۰	۹۷/۲۳	۹۸/۶۸	۹۷/۰۶	۹۷/۳۵	۹۷/۷۵	۹۶/۹۵	۹۷/۱۷	
Ab (Na)	۱/۴۰	۲/۵۹	۲/۸۴	۳/۳۵	۳/۶۸	۱/۷۸	۲/۱۱	۹۹/۳۰	۲/۶۱	۱/۲۵	۲/۵۵	۲/۳۵	۲/۲۵	۳/۰۵	۲/۷۲	
An (Ca+Mn+Mg)	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۳۷	۰/۰۸	۰/۳۵	۰/۰۰	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۵	۰/۰۷	۰/۳۹	۰/۳۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۱	

### تعیین منشأ و جای‌گاه زمین‌ساختی متاریولیت‌ها

بازه زمانی نئوپروتروزوئیک پایانی-کامبرین با رشد ابرقاره گندوانا شناخته می‌شود. رشد ابرقاره گندوانا دارای تاریخچه‌ای طولانی از حوادث کوهزایی است که از شکسته شدن ابرقاره رودینیا (در ۸۰۰-۸۷۰ میلیون سال قبل) شروع شده و در کامبرین با چسبیدن قطعات جدا شده به یک‌دیگر، پایان یافته است [۴۲]، [۴۳]، [۴۴]، [۴۵]، [۴۶]. پیدایش ماگماتیسیم عظیم مرتبط با فروانش کادومین (ادیاکارن-کامبرین) در سرزمین‌های پی‌سنگی هیمالیا تا ایران،

ترکیه و یونان، تأییدی بر ماگمازایی در حاشیه فعال قاره‌ای نوع آندی در امتداد حاشیه شمالی ابرقاره گندوانا است [۲۲]، [۴۷]، [۴۷]، [۴۸]، [۴۹]، [۵۰]، [۵۱]، [۵۲]، [۵۳].

بر اساس یافته‌های جدید و بررسی‌های دقیقی که روی برخی از مناطق پی‌سنگی جنوب‌شرق شاهرود انجام شده است، تحولات سنگ‌شناسی در این مناطق را می‌توان به دو بخش کلی تقسیم کرد:

الف) ماگمازایی هم‌زمان با تشکیل حوضه‌های بازشونده درون قاره‌ای (از نوع پشت کمانی یا کافتی).

ب) فعالیت‌های ماگمایی مرتبط با بسته شدن حوضه‌های آتشفشانی-رسوبی قدیمی در اوج شرایط دما و فشار دگرگونی.

جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل متاریولیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد به روش‌های XRF و ICP-MS. اکسیدهای عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی) و مقادیر عناصر فرعی بر حسب قسمت در میلیون (می-باشند)

Sample name	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	L.O.I	Total
KM167	۷۴/۱۲	۰/۰۸۲۳	۱۱/۴۷	۱/۵۲	۰/۰۲	۰/۸۲	۰/۸۱	۰/۵۲۸۱	۵/۸۹	۰/۰۱۵	۱/۹۶	۹۷/۲۳
KM196	۷۷/۴۱	۰/۰۸۸۹	۱۱/۴۶	۰/۸۴	۰/۰۱	۰/۳۲	۰/۱۱	۰/۴۰۸۲	۷/۸۰	۰/۰۲۸	۰/۷۶	۹۹/۲۳
KM288	۷۵/۹۶	۰/۰۸۴۸	۱۱/۵۳	۱/۰۲	۰/۰۱	۰/۳۷	۰/۱۶	۰/۳۳۸۶	۸/۱۶	۰/۰۱۸	۵/۸۲	۱۰۳/۴۷
KM169	۷۵/۹۱	۰/۰۸۳۴	۱۰/۸۲	۰/۸۹	۰/۰۲	۰/۳۴	۰/۷۶	۰/۶۱۰۹	۶/۷۸	۰/۰۱۳	۱/۲۲	۹۷/۴۵
	Cr	Cu	Li	Be	Sc	V	Co	Ni	Zn	Ga	Rb	Sr
KM167	۱۱/۴	۴/۲۷	۱۴/۸	۱/۹۳	۱۱/۱	۴/۰۹	۰/۶۱۶	۲/۱	۱۱/۲	۱۵/۵	۱۳۶	۲۰/۳
KM196	۱۷/۶	۵/۳۶	۵/۸۲	۰/۶۱	۸/۳۵	۳/۳۲	۰/۷۷۱	۲/۹	۸/۴۴	۱۳/۷	۱۰۲	۱۸/۷
KM288	۱۹/۲	۵/۶۱	۴/۷۷	۰/۷۹	۱۱/۹	۴/۵۳	۰/۶۴	۲/۵۵	۱۹	۱۶/۱	۱۲۰	۲۲/۹
KM169	۲۶/۹	۶/۳۹	۳/۸۵	۰/۶۴	۹/۷۵	۴/۰۶	۱/۰۶	۴/۳۸	۹/۵۲	۱۴/۳	۷۷/۱	۷۹/۷
	Y	Mo	Cd	In	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm
KM167	۳۲	۰/۵۷	۰/۰۵۶	۰/۰۷۷	۰/۶۴	۱/۱۴	۶۱۳	۲۱/۶	۵۰/۷	۶/۲۷	۲۶/۱	۵/۸۹
KM196	۴۰/۱	۰/۹۳	۰/۰۲۴	۰/۰۲۷	۰/۷۵	۰/۵۰	۸۳۷	۴۵/۷	۹۷/۹	۱۲/۱	۴۷/۶	۹/۵۶
KM288	۳۸/۵	۰/۶۲	۰/۰۴۶	۰/۰۴۶	۰/۷۳	۰/۲۴	۱۲۳۹	۱۶/۶	۳۵	۴/۶۲	۱۹	۴/۷
KM169	۲۶/۳	۰/۵۹	۰/۰۳۸	۰/۰۲۹	۰/۸۷	۰/۲۸	۱۱۰۷	۱۲/۹	۲۹/۱	۳/۸۷	۱۶/۶	۴/۷۴
	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	W	Re	Tl
KM167	۰/۴۵	۴/۷۲	۰/۹۸۱	۵/۶۳	۱/۲۴	۳/۴۴	۰/۶۱	۴/۲۱	۰/۶۰۳	۲/۴۶	<۰/۰۰۲	۰/۳۱
KM196	۰/۴۵	۷/۴۳	۱/۳۳	۶/۹۶	۱/۴۲	۴/۲	۰/۷۱۱	۴/۷۷	۰/۶۹۱	۱/۲۸	<۰/۰۰۲	۰/۳۵۹
KM288	۰/۵۷۳	۴/۵۶	۱/۰۷	۶/۶۴	۱/۴۹	۳/۹۱	۰/۶۷۱	۴/۲۵	۰/۶۳۴	۱/۵۸	<۰/۰۰۲	۰/۳۶۴
KM169	۰/۶۴۴	۴/۱۶	۰/۹۶۹	۵/۳۲	۱/۱	۲/۸۷	۰/۴۹۶	۳/۳۱	۰/۴۷۶	۲/۳۶	<۰/۰۰۲	۰/۲۶
	Pb	Bi	Th	U	Nb	Ta	Zr	Hf				
KM167	۴/۸۹	۰/۰۳۳	۱۸/۳	۲/۹۷	۱۰/۸	۱/۰۸	۸۰/۳	۳/۹۸				
KM196	۶/۶۶	۰/۰۱۴	۲۱	۲/۶۴	۱۳/۴	۱/۵	۱۰۵	۴/۳				
KM288	۳/۶۷	۰/۰۳۴	۱۲/۲	۲/۲۸	۸/۴۲	۰/۹۰	۷۰/۸	۳/۸۵				
KM169	۸/۷۳	<۰/۰۰۲	۱۲/۹	۲/۶۶	۹/۲۳	۰/۸۶	۶۳/۷	۳/۲۹				



جدول ۳. نسبت‌های ایزوتوپی و سن سنجی U-Pb به روش LA-ICPMS بر روی زیرکن‌های نمونه‌های ریولیتی مجموعه‌های دگرگونی-آذرین ماجراد و شترکوه.

Isotopic ratio								
Sample spots	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm \sigma \%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm \sigma \%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm \sigma \%$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm \sigma \%$
KM169-01	۰/۰۵۴۲۲	۰/۰۰۱۶۸	۰/۵۹۴۸۴	۰/۰۱۶۰۳	۰/۰۷۹۳۵	۰/۰۰۱۱۹	۰/۰۱۹۸۵	۰/۰۰۰۴
KM169-02	۰/۰۵۵۳۹	۰/۰۰۱۶	۰/۶۱۲۶۲	۰/۰۱۴۹۶	۰/۰۸۰۰۲	۰/۰۰۱۱۹	۰/۰۲۶۳۸	۰/۰۰۰۴۹
KM169-03	۰/۰۵۵۳۶	۰/۰۰۱۷۳	۰/۶۰۳۴۷	۰/۰۱۶۳۳	۰/۰۷۸۹۲	۰/۰۰۱۲	۰/۰۲۳۹۲	۰/۰۰۰۴۸
KM169-04	۰/۰۵۲۹۱	۰/۰۰۱۵۱	۰/۵۷۲۴۷	۰/۰۱۳۷۷	۰/۰۷۸۳۶	۰/۰۰۱۱۶	۰/۰۲۴۰۶	۰/۰۰۰۴۶
KM169-05	۰/۰۵۲۳۵	۰/۰۰۱۴۷	۰/۶۰۳۸۹	۰/۰۱۴۲۴	۰/۰۸۳۶	۰/۰۰۱۲۴	۰/۰۲۷۶۸	۰/۰۰۰۴۷
KM169-06	۰/۰۶۹۶۹	۰/۰۰۵۱۴	۰/۲۱۸۳۸	۰/۰۱۵۵۶	۰/۰۲۲۷۲	۰/۰۰۰۴۳	۰/۰۱۰۹۲	۰/۰۰۰۴۱
KM169-07	۰/۰۵۲۹۹	۰/۰۰۱۵۵	۰/۵۶۳۴۵	۰/۰۱۳۹۵	۰/۰۷۷۱۳	۰/۰۰۱۱۶	۰/۰۲۲۴۱	۰/۰۰۰۴۱
KM169-08	۰/۰۵۳۱۴	۰/۰۰۱۳۱	۰/۶۱۳۰۴	۰/۰۱۱۸۳	۰/۰۸۳۷۱	۰/۰۰۱۲۲	۰/۰۲۴۳۴	۰/۰۰۰۳۸
KM169-09	۰/۰۵۱۸	۰/۰۰۱۸	۰/۵۱۴۹۹	۰/۰۱۵۹۴	۰/۰۷۲۲۲	۰/۰۰۱۱۲	۰/۰۱۶۲۱	۰/۰۰۰۳۳
KM169-10	۰/۰۵۵۵۲	۰/۰۰۱۴۴	۰/۶۰۶۴۹	۰/۰۱۲۵۶	۰/۰۷۹۳۵	۰/۰۰۱۱۸	۰/۰۲۰۶۳	۰/۰۰۰۳۳
KM169-11	۰/۰۵۲۴۳	۰/۰۰۱۷۶	۰/۵۹۴۹۱	۰/۰۱۷۵۷	۰/۰۸۲۴۴	۰/۰۰۱۲۸	۰/۰۲۴۶۳	۰/۰۰۰۵۱
KM169-12	۰/۰۵۶۰۳	۰/۰۰۱۹۹	۰/۶۱۰۵۸	۰/۰۱۹۳	۰/۰۷۹۲	۰/۰۰۱۲۵	۰/۰۲۳۹۵	۰/۰۰۰۵۵
KM169-13	۰/۰۵۶۲۷	۰/۰۰۱۴۸	۰/۶۲۲۷۳	۰/۰۱۳۱۶	۰/۰۸۰۴۴	۰/۰۰۱۲	۰/۰۲۴۵۴	۰/۰۰۰۴۱
KM169-14	۰/۰۵۴۲	۰/۰۰۱۵۷	۰/۵۹۹۲۹	۰/۰۱۴۵۸	۰/۰۸۰۴	۰/۰۰۱۲۲	۰/۰۲۴۸۵	۰/۰۰۰۴۴
KM169-15	۰/۰۵۷۱۳	۰/۰۰۱۵۴	۰/۶۱۲۵۱	۰/۰۱۳۴۶	۰/۰۷۷۹۷	۰/۰۰۱۱۷	۰/۰۲۲۹۲	۰/۰۰۰۴
KM169-16	۰/۰۴۶۵۷	۰/۰۰۷۴	۰/۱۵۵۹۷	۰/۰۲۴۵۴	۰/۰۲۴۳۶	۰/۰۰۰۵۵	۰/۰۰۷۷	۰/۰۰۰۵
KM169-17	۰/۰۵۵۶۱	۰/۰۰۱۵۷	۰/۶۱۴۰۹	۰/۰۱۴۳۱	۰/۰۸۰۳۱	۰/۰۰۱۲۲	۰/۰۲۳۵۱	۰/۰۰۰۴۱
KM169-18	۰/۰۵۷۶۲	۰/۰۰۱۹۱	۰/۵۷۹۵۶	۰/۰۱۶۸۱	۰/۰۷۳۱۶	۰/۰۰۱۱۵	۰/۰۲۲۳۴	۰/۰۰۰۴۵
KM169-19	۰/۰۵۸۱۱	۰/۰۰۱۷۸	۰/۶۵۰۴۶	۰/۰۱۶۹۶	۰/۰۸۱۴۴	۰/۰۰۱۲۶	۰/۰۲۵۱۲	۰/۰۰۰۴۷
KM169-20	۰/۰۵۷۰۴	۰/۰۰۱۶۷	۰/۶۳۵۲۱	۰/۰۱۵۶۲	۰/۰۸۱۰۲	۰/۰۰۱۲۵	۰/۰۲۳۵	۰/۰۰۰۴۳
KM169-21	۰/۰۵۷۲	۰/۰۰۱۶	۰/۶۲۷۶۶	۰/۰۱۴۴۳	۰/۰۷۹۸۲	۰/۰۰۱۲۲	۰/۰۲۳۳	۰/۰۰۰۳۹
KM169-22	۰/۰۵۸۱۳	۰/۰۰۱۶	۰/۶۹۷۷۴	۰/۰۱۵۶۳	۰/۰۸۷۳۲	۰/۰۰۱۳۳	۰/۰۲۴۶۵	۰/۰۰۰۴۱
KM169-23	۰/۰۴۸۰۲	۰/۰۰۵۵۱	۰/۱۴۶۶۴	۰/۰۱۶۵۶	۰/۰۲۲۲۱	۰/۰۰۰۴۴	۰/۰۰۶۸۱	۰/۰۰۰۳۱
KM169-24	۰/۰۵۶۱۸	۰/۰۰۴۸۸	۰/۱۸۰۹۷	۰/۰۱۵۲۷	۰/۰۲۳۴۳	۰/۰۰۰۴۸	۰/۰۰۹۹۷	۰/۰۰۰۵۵
KM169-25	۰/۰۵۶۸	۰/۰۰۱۸۵	۰/۶۸۳۲۶	۰/۰۱۹۳۲	۰/۰۸۷۴۷	۰/۰۰۱۳۹	۰/۰۱۸۳	۰/۰۰۰۳۶
KM169-26	۰/۰۶۲۳۳	۰/۰۰۲۲۱	۰/۶۴۵۱۶	۰/۰۲۰۲۶	۰/۰۷۵۲۵	۰/۰۰۱۲۲	۰/۰۲۱۶۴	۰/۰۰۰۴۶
KM169-27	۰/۰۶۲۹	۰/۰۰۲۴۵	۰/۶۸۲۲	۰/۰۲۴	۰/۰۷۸۸۵	۰/۰۰۱۳۱	۰/۰۲۲۹۳	۰/۰۰۰۵۱
KM196-01	۰/۱۳۸۱	۰/۰۰۴۴۲	۱/۱۷۱۶۸	۰/۰۴۷۲۶	۰/۰۹۰۴۵	۰/۰۰۱۵۳	۰/۰۶۹۲۴	۰/۰۰۱۴۸
KM196-02	۰/۰۷۱۴۹	۰/۰۰۲۳۵	۰/۸۳۲۷۱	۰/۰۲۴۱۲	۰/۰۸۴۶۶	۰/۰۰۱۳۸	۰/۰۳۲۰۹	۰/۰۰۰۶۹
KM196-03	۰/۰۸۰۰۵	۰/۰۰۲۴۲	۰/۹۴۴۱۶	۰/۰۲۴۵۳	۰/۰۸۵۷	۰/۰۰۱۳۸	۰/۰۳۷۶۴	۰/۰۰۰۷۵
KM196-04	۰/۰۸۸۵۸	۰/۰۰۲۹۱	۱/۱۴۱۸۶	۰/۰۳۲۹۶	۰/۰۹۳۶۴	۰/۰۰۱۵۶	۰/۰۴۹۹۲	۰/۰۰۱۱
KM196-05	۰/۰۶۲۳۱	۰/۰۰۲۲۳	۰/۷۵۸۵۹	۰/۰۲۵۶۸	۰/۰۸۸۴۱	۰/۰۰۱۴۹	۰/۰۲۲۴۳	۰/۰۰۰۷۵
KM196-06	۰/۰۵۸۰۶	۰/۰۰۱۶۶	۰/۶۸۷۴	۰/۰۱۶۹	۰/۰۸۵۹۲	۰/۰۰۱۳۷	۰/۰۲۷۵۹	۰/۰۰۰۵۳
KM196-07	۰/۰۹۰۳۳	۰/۰۰۲۶۶	۱/۰۶۹۰۲	۰/۰۲۷۱۹	۰/۰۸۵۸۵	۰/۰۰۱۴	۰/۰۴۱۰۶	۰/۰۰۰۸
KM196-08	۰/۱۵۷۳۷	۰/۰۰۴۳۸	۲/۰۶۹۱۶	۰/۰۴۸۵۸	۰/۰۹۵۳۷	۰/۰۰۱۵۸	۰/۰۸۱۳۵	۰/۰۰۱۵۵
KM196-09	۰/۱۱۵۳۶	۰/۰۰۳۲۳	۱/۵۱۴۹۹	۰/۰۳۶۱۱	۰/۰۹۵۲۳	۰/۰۰۱۵۶	۰/۰۵۷۹۴	۰/۰۰۱۱۱
KM196-10	۰/۰۵۵۱۲	۰/۰۰۱۹۵	۰/۶۵۴۸۲	۰/۰۲۱۰۳	۰/۰۸۶۱۳	۰/۰۰۱۴۳	۰/۰۲۷۲۱	۰/۰۰۰۶۲
KM196-11	۰/۰۵۴۵۹	۰/۰۰۱۷۹	۰/۶۳۳۷۷	۰/۰۱۸۷۵	۰/۰۸۴۱۱	۰/۰۰۱۳۸	۰/۰۲۵۲۴	۰/۰۰۰۵۳
KM196-12	۰/۰۵۵۵۲	۰/۰۰۲۴۴	۰/۶۰۳۸۵	۰/۰۲۴۹	۰/۰۷۸۷۸	۰/۰۰۱۳۹	۰/۰۲۵۳۱	۰/۰۰۰۷۱
KM196-13	۰/۰۵۹۳۴	۰/۰۰۲۰۳	۰/۶۹۴۱۳	۰/۰۲۱۶	۰/۰۸۴۷۳	۰/۰۰۱۴۲	۰/۰۲۸۱۷	۰/۰۰۰۶۱
KM196-14	۰/۰۵۶۲۲	۰/۰۰۱۸۹	۰/۶۵۷۱۹	۰/۰۲۰۱۲	۰/۰۸۴۶۵	۰/۰۰۱۴۱	۰/۰۲۵۴۲	۰/۰۰۰۵۵
KM196-15	۰/۰۶۲۲۸	۰/۰۰۲۷۷	۰/۷۰۸۸۳	۰/۰۲۹۵۷	۰/۰۸۲۴۱	۰/۰۰۱۵	۰/۰۲۵۵۴	۰/۰۰۰۷۴
KM196-16	۰/۰۵۷۱	۰/۰۰۱۹۴	۰/۶۶۷۷۲	۰/۰۲۰۶۶	۰/۰۸۴۶۷	۰/۰۰۱۴۲	۰/۰۲۵۱۸	۰/۰۰۰۵۶
KM196-17	۰/۰۵۶۵۷	۰/۰۰۱۹۳	۰/۶۵۶۳۴	۰/۰۲۰۵	۰/۰۸۳۹۸	۰/۰۰۱۴۲	۰/۰۲۴۰۱	۰/۰۰۰۵۴
KM196-18	۰/۰۵۴۳	۰/۰۰۱۵۹	۰/۶۲۹۲۲	۰/۰۱۶۴۹	۰/۰۸۳۸۷	۰/۰۰۱۳۸	۰/۰۲۵۷۹	۰/۰۰۰۴۸
KM196-19	۰/۰۵۵۵۴	۰/۰۰۱۷۷	۰/۶۳۵۳۶	۰/۰۱۸۳۳	۰/۰۸۲۷۹	۰/۰۰۱۳۹	۰/۰۲۵۰۵	۰/۰۰۰۵
KM196-20	۰/۰۶۱۴۴	۰/۰۰۲۳۱	۰/۷۲۱۵۳	۰/۰۲۵۲۹	۰/۰۸۴۹۸	۰/۰۰۱۴۷	۰/۰۲۷۱۲	۰/۰۰۰۶۵
KM196-21	۰/۰۵۹۷۲	۰/۰۰۲۰۳	۰/۶۹۷۰۳	۰/۰۲۱۷۳	۰/۰۸۴۴۷	۰/۰۰۱۴۴	۰/۰۲۷۰۱	۰/۰۰۰۶
KM196-22	۰/۰۵۴۵۴	۰/۰۰۳۶۵	۰/۶۴۶۵۷	۰/۰۴۱۹۹	۰/۰۸۵۷۸	۰/۰۰۱۷۶	۰/۰۱۵۰۲	۰/۰۰۰۵۳

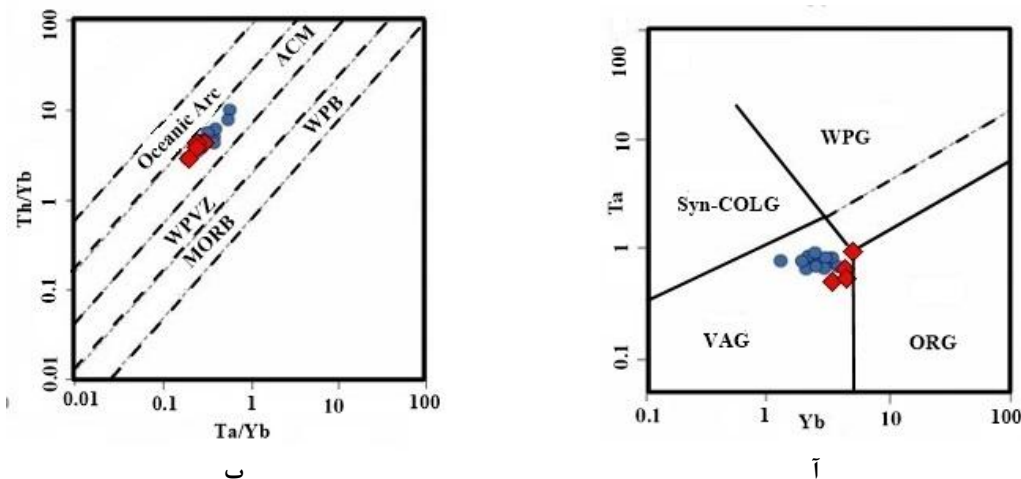
Isotopic ratio								
Sample spots	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm \sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm \sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm \sigma \%$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	$\pm \sigma \%$
KM196-23	۰/۰۵۵۷۴	۰/۰۰۱۶۱	۰/۶۵۴۸۳	۰/۰۱۷۱۱	۰/۰۸۵	۰/۰۰۱۴۳	۰/۰۲۴۹۴	۰/۰۰۰۴۷
KM196-24	۰/۰۶۰۲۳	۰/۰۰۲۱۳	۰/۶۹۸۱۳	۰/۰۲۲۹۵	۰/۰۸۳۸۶	۰/۰۰۱۴۶	۰/۰۲۴۵۶	۰/۰۰۰۵۸
KM196-25	۰/۰۵۶۰۱	۰/۰۰۱۷۹	۰/۶۵۶۸۷	۰/۰۱۹۳۲	۰/۰۸۴۸۵	۰/۰۰۱۴۵	۰/۰۲۴۷۷	۰/۰۰۰۵
KM196-26	۰/۰۵۷۳۵	۰/۰۰۱۸۷	۰/۶۶۶۷۲	۰/۰۲۰۱۵	۰/۰۸۴۱۲	۰/۰۰۱۴۵	۰/۰۲۴۵۹	۰/۰۰۰۵۳
KM196-27	۰/۰۵۵۰۴	۰/۰۰۱۸۷	۰/۶۴۲۹۹	۰/۰۲۰۴	۰/۰۸۴۵۴	۰/۰۰۱۴۷	۰/۰۲۴۱۴	۰/۰۰۰۵۲
KM196-28	۰/۰۵۵۱۱	۰/۰۰۱۵۸	۰/۶۳۸۶۲	۰/۰۱۶۷۲	۰/۰۸۳۸۵	۰/۰۰۱۴۲	۰/۰۲۲۹۸	۰/۰۰۰۴۲
SS-222-01	۰/۰۵۹۶	۰/۰۰۱۴	۰/۷۸۳۶	۰/۰۱۶۶	۰/۰۹۵۴	۰/۰۰۲	۰/۰۳۲۴	۰/۰۰۰۸
SS-222-02	۰/۰۵۹۷	۰/۰۰۰۷	۰/۷۸۱۴	۰/۰۰۸۱	۰/۰۹۵	۰/۰۰۲	۰/۰۲۸۳	۰/۰۰۰۴
SS-222-03	۰/۰۶۰۵	۰/۰۰۰۹	۰/۷۹۷۵	۰/۰۱۰۸	۰/۰۹۵۶	۰/۰۰۲	۰/۰۲۳	۰/۰۰۰۴
SS-222-04	۰/۰۶۰۶	۰/۰۰۱	۰/۷۹۳۲	۰/۰۱۱۹	۰/۰۹۵	۰/۰۰۲	۰/۰۲۸۲	۰/۰۰۰۶
SS-222-05	۰/۰۶۰۲	۰/۰۰۰۷	۰/۷۳۲۳	۰/۰۰۷۴	۰/۰۸۸۳	۰/۰۰۲	۰/۰۲۷۴	۰/۰۰۰۴
SS-2220-6	۰/۰۶۲۳	۰/۰۰۰۹	۰/۶۸۴۲	۰/۰۰۸۵	۰/۰۷۹۷	۰/۰۰۱	۰/۰۲۱۱	۰/۰۰۰۴
SS-222-07	۰/۰۶۰۴	۰/۰۰۱	۰/۷۰۷۱	۰/۰۱۰۹	۰/۰۸۴۸	۰/۰۰۲	۰/۰۲۸۳	۰/۰۰۰۶
SS-222-08	۰/۰۵۹۲	۰/۰۰۰۹	۰/۶۷۹۸	۰/۰۰۹	۰/۰۸۳۳	۰/۰۰۲	۰/۰۲۴۶	۰/۰۰۰۴
SS-222-09	۰/۰۶۱	۰/۰۰۰۷	۰/۷۴۶۶	۰/۰۰۷۷	۰/۰۸۸۹	۰/۰۰۲	۰/۰۲۶۸	۰/۰۰۰۴
SS-222-10	۰/۰۶	۰/۰۰۰۹	۰/۷۹۰۱	۰/۰۱۱۲	۰/۰۹۵۵	۰/۰۰۲	۰/۰۳۱۱	۰/۰۰۰۶
SS-222-11	۰/۰۶۲۴	۰/۰۰۰۹	۰/۷۴۳۲	۰/۰۱	۰/۰۸۶۵	۰/۰۰۲	۰/۰۲۴۲	۰/۰۰۰۴
SS-222-12	۰/۰۶۰۱	۰/۰۰۰۸	۰/۷۱۴۷	۰/۰۰۸۸	۰/۰۸۶۲	۰/۰۰۲	۰/۰۲۷۹	۰/۰۰۰۵
SS-222-13	۰/۰۵۹۱	۰/۰۰۰۶	۰/۷۷۴۳	۰/۰۰۷۴	۰/۰۹۵	۰/۰۰۲	۰/۰۲۷۷	۰/۰۰۰۴
SS-222-14	۰/۰۵۹۹	۰/۰۰۰۸	۰/۷۸۵۴	۰/۰۰۹۸	۰/۰۹۵۱	۰/۰۰۲	۰/۰۲۸۴	۰/۰۰۰۵

Age estimated										
Sample spots	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm \sigma \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm \sigma \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm \sigma \%$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	$\pm \sigma \%$	$^{232}\text{Th}$	$^{238}\text{U}$
KM169-01	۳۷۹/۸	۶۸/۱	۴۷۴	۱۰/۲۱	۴۹۲/۲	۷/۱	۳۹۷/۲	۷/۸۵	۴۵۴/۲۵	۸۰۶/۹
KM169-02	۴۲۷/۷	۶۲/۶۲	۴۸۵/۲	۹/۴۲	۴۹۶/۲	۷/۰۹	۵۲۶/۳	۹/۷۳	۴۷۳/۶۱	۱۰۶۶/۲
KM169-03	۴۲۶/۶	۶۷/۷۹	۴۷۹/۴	۱۰/۳۴	۴۸۹/۷	۷/۱۴	۴۷۷/۷	۹/۴۹	۶۵۱/۰۷	۱۳۴۷/۹۶
KM169-04	۳۲۵/۱	۶۳/۵۱	۴۵۹/۶	۸/۸۹	۴۸۶/۳	۶/۹۶	۴۸۰/۶	۹/۰۸	۵۸۱/۴۹	۱۴۶۲/۷
KM169-05	۳۰۰/۸	۶۲/۸۱	۴۷۹/۷	۹/۰۲	۵۱۷/۶	۷/۳۷	۵۵۱/۹	۹/۱۵	۸۲۱/۴	۱۲۱۴/۳۳
KM169-06	۹۱۹/۳	۱۴۴/۷۱	۲۰۰/۶	۱۲/۹۷	۱۴۴/۸	۲/۷۱	۲۱۹/۵	۸/۲۲	۱۵۲/۲	۳۶۶/۵۱
KM169-07	۳۲۸/۵	۶۴/۹۹	۴۵۳/۸	۹/۰۶	۴۷۸/۹	۶/۹۲	۴۴۷/۹	۸/۰۷	۸۲۰/۴۶	۱۵۰۹/۰۷
KM169-08	۳۳۴/۶	۵۴/۸۹	۴۸۵/۵	۷/۴۵	۵۱۸/۲	۷/۲۸	۴۸۶/۲	۷/۴۷	۳۲۸۶/۷۴	۴۳۵۱
KM169-09	۲۷۶/۴	۷۷/۷۹	۴۲۱/۸	۱۰/۶۹	۴۹۹/۵	۶/۷۵	۳۲۵	۶/۵۶	۸۴۲/۵۵	۱۱۴۷/۷۹
KM169-10	۴۳۳/۱	۵۶/۳۷	۴۸۱/۳	۷/۹۴	۴۹۲/۳	۷/۰۲	۴۱۲/۷	۶/۵۹	۲۶۴۹/۱۲	۳۵۱۲/۱۷
KM169-11	۳۰۴/۴	۷۴/۵۶	۴۷۴	۱۱/۱۹	۵۱۰/۷	۷/۶۱	۴۹۱/۸	۱۰/۱۳	۴۱۹/۴۴	۹۱۰/۸۳
KM169-12	۴۵۳/۱	۷۶/۸۴	۴۸۳/۹	۱۲/۱۷	۴۹۱/۴	۷/۴۷	۴۷۸/۳	۱۰/۸۳	۴۹۴/۶۵	۱۱۸۱/۰۲
KM169-13	۴۶۲/۳	۵۷/۷۱	۴۹۱/۶	۸/۲۴	۴۹۸/۸	۷/۱۵	۴۹۰/۱	۸/۱۲	۷۷۶/۴۹	۱۶۷۵/۶۸
KM169-14	۳۷۹/۱	۶۳/۷۵	۴۷۶/۸	۹/۲۵	۴۹۸/۵	۷/۲۶	۴۹۶/۲	۸/۶۶	۷۰۲/۳	۱۳۴۴/۵۶
KM169-15	۴۹۵/۹	۵۹/۰۱	۴۸۵/۱	۸/۴۸	۴۸۴	۷	۴۵۸/۱	۷/۸۱	۷۸۱/۶۲	۱۷۱۴/۰۲
KM169-16	۲۷/۳	۳۴۲/۴۶	۱۴۷/۲	۲۱/۵۵	۱۵۵/۱	۳/۴۳	۱۵۵/۱	۹/۹۵	۱۴۷/۱۸	۳۲۷/۹۵
KM169-17	۴۳۶/۷	۶۱/۲۵	۴۸۶/۱	۹	۴۹۸	۷/۲۵	۴۶۹/۷	۸/۱۷	۶۳۴/۷۱	۱۳۰۵/۶۴
KM169-18	۵۱۵/۱	۷۱/۶۲	۴۶۴/۲	۱۰/۸۱	۴۵۵/۲	۶/۸۹	۴۴۶/۶	۸/۹۳	۷۶۲/۶۶	۱۵۱۵/۵۵
KM169-19	۵۳۳/۴	۶۶/۱۲	۵۰۸/۸	۱۰/۴۳	۵۰۴/۷	۷/۵	۵۰۱/۵	۹/۳۶	۴۳۳/۵۵	۹۶۵/۱۴
KM169-20	۴۹۲/۵	۶۳/۹۷	۴۹۹/۳	۹/۷	۵۰۲/۲	۷/۴۳	۴۶۹/۵	۸/۵۵	۵۴۶/۳	۱۲۳۰/۲
KM169-21	۴۹۸/۹	۶۰/۹۶	۴۹۴/۶	۹	۴۹۵/۱	۷/۲۸	۴۶۵/۵	۷/۸	۱۰۶۰/۹۵	۱۸۷۰/۴۲
KM169-22	۵۳۴/۱	۵۹/۶۸	۵۳۷/۴	۹/۳۵	۵۲۹/۷	۷/۹۱	۴۹۲/۲	۸/۱۴	۱۱۰۲/۲۵	۱۸۹۰/۴۸
KM169-23	۱۰۰/۴	۲۵۰/۸۹	۱۳۸/۹	۱۴/۶۷	۱۴۱/۶	۲/۷۹	۱۳۷/۱	۶/۲۴	۲۴۰/۶۶	۴۶۰/۴۶
KM169-24	۴۵۸/۶	۱۸۲/۵۵	۱۶۸/۹	۱۳/۱۳	۱۴۹/۳	۳	۲۰۰/۵	۱۰/۹۶	۱۵۴/۱۸	۶۵۸/۵۸
KM169-25	۴۸۳/۳	۷۱/۱۳	۵۲۸/۷	۱۱/۶۶	۵۲۰/۵	۸/۲۳	۳۶۶/۶	۷/۱۷	۱۴۷۶/۳۶	۲۱۱۷/۸۶
KM169-26	۶۸۵/۶	۷۳/۹۸	۵۰۵/۵	۱۲/۵۱	۴۶۷/۷	۷/۲۲	۴۳۲/۶	۹/۰۷	۶۲۲/۰۷	۱۱۱۷/۰۱
KM169-27	۷۰۴/۸	۸۰/۷۷	۵۲۸/۱	۱۴/۴۸	۴۸۹/۲	۷/۸۱	۴۵۸/۳	۱۰/۰۷	۴۲۱/۶۴	۶۸۱/۷۵
KM196-01	۲۲۰۳/۵	۵۴/۵۱	۱۰۱۵/۲	۱۷/۶۶	۵۵۸/۲	۹/۰۷	۱۳۵۳/۲	۲۷/۹۷	۳۷۰/۴۸	۷۷۷/۱۹

Age estimated										
Sample spots	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm \sigma \%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm \sigma \%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm \sigma \%$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm \sigma \%$	$^{232}\text{Th}$	$^{238}\text{U}$
KM196-02	۹۷۱/۴	۶۵/۷۵	۶۱۵/۱	۱۳/۳۶	۵۳۲/۹	۸/۲۱	۶۳۸/۳	۱۳/۵۸	۴۰۷/۸۱	۸۱۴/۴۷
KM196-03	۱۱۹۸/۳	۵۸/۴۵	۶۷۵/۱	۱۲/۸۱	۵۳۰	۸/۲۲	۷۴۶/۸	۱۴/۶۲	۶۰۵/۵۵	۱۱۴۲/۶۸
KM196-04	۱۳۹۵/۱	۶۱/۵۹	۷۷۳/۴	۱۵/۶۲	۵۷۷	۹/۱۷	۹۸۴/۶	۳۱/۱۳	۲۸۷/۲۸	۶۹۱/۹۴
KM196-05	۶۸۴/۸	۷۷/۷۶	۵۷۳/۲	۱۴/۸۳	۵۴۶/۱	۸/۸۴	۶۴۵/۱	۱۴/۶۱	۷۷۱/۲۶	۱۳۸۲/۰۸
KM196-06	۵۳۱/۴	۶۲/۲	۵۳۱/۲	۱۰/۱۷	۵۳۱/۴	۸/۱۳	۵۵۰	۱۰/۳۷	۶۶۸/۰۱	۱۳۰۶/۴
KM196-07	۱۴۳۲/۵	۵۵/۳۳	۷۳۸/۳	۱۳/۳۵	۵۳۱	۸/۳۲	۸۱۳/۴	۱۵/۴۷	۵۸۱/۹۹	۱۱۰۸/۶۱
KM196-08	۲۴۲۷/۶	۴۶/۴۶	۱۱۳۸/۷	۱۶/۰۷	۵۸۷/۲	۹/۳۱	۱۵۸۰/۹	۲۹	۴۷۷/۷۵	۱۰۲۹/۹۶
KM196-09	۱۸۸۵/۵	۴۹/۵۸	۹۳۶/۵	۱۴/۵۸	۵۸۶/۴	۹/۱۷	۱۱۳۸/۴	۲۱/۲	۴۱۷/۹۳	۹۰۴/۲۶
KM196-10	۴۱۶/۹	۷۶/۶۶	۵۱۱/۴	۱۲/۹	۵۳۲/۶	۸/۵	۵۴۲/۵	۱۲/۲	۳۳۶/۰۷	۷۵۶/۳۲
KM196-11	۳۹۵/۴	۷۱/۲۱	۴۹۸/۴	۱۱/۶۵	۵۲۰/۶	۸/۲۳	۵۰۳/۷	۱۰/۵۱	۳۹۷/۷۴	۸۴۳/۵۶
KM196-12	۴۳۳/۱	۹۴/۹۲	۴۷۹/۷	۱۵/۷۶	۴۸۸/۸	۸/۳۳	۵۰۵/۲	۱۴/۰۹	۳۳۲/۹۹	۸۰۹/۷۸
KM196-13	۵۷۹/۵	۷۲/۶۶	۵۳۵/۳	۱۲/۹۵	۵۲۴/۳	۸/۴۵	۵۶۱/۴	۱۲/۰۷	۴۳۵/۳۴	۸۹۸/۸۵
KM196-14	۴۶۰/۳	۷۳/۲۵	۵۱۲/۹	۱۲/۳۳	۵۲۳/۸	۸/۳۸	۵۰۷/۴	۱۰/۹۱	۳۷۲/۴۴	۸۰۰/۱۸
KM196-15	۶۸۳/۶	۹۲/۱	۵۴۴	۱۷/۵۷	۵۱۰/۵	۸/۹۴	۵۰۹/۷	۱۴/۵۲	۳۴۷/۷۴	۷۱۴/۳۳
KM196-16	۴۹۴/۷	۷۳/۶۴	۵۱۹/۳	۱۲/۵۸	۵۲۳/۹	۸/۴۶	۵۰۲/۶	۱۱/۱۲	۳۷۱/۴۵	۸۱۶/۹۶
KM196-17	۴۷۴/۱	۷۴/۴۷	۵۱۲/۴	۱۲/۵۷	۵۱۹/۹	۸/۴۴	۴۷۹/۵	۱۰/۵۹	۳۱۹/۴۶	۶۸۴/۲
KM196-18	۳۸۳/۳	۶۴/۴۶	۴۹۵/۶	۱۰/۲۸	۵۱۹/۲	۸/۳۳	۵۱۴/۶	۹/۵۲	۷۹۳/۹	۱۳۸۵/۳۷
KM196-19	۴۳۳/۹	۶۹/۱۴	۴۹۹/۴	۱۱/۳۸	۵۱۲/۷	۸/۲۸	۵۰۰/۲	۹/۸۱	۹۶۶/۹۵	۱۵۸۰/۲۵
KM196-20	۶۵۴/۸	۷۸/۷۴	۵۵۱/۶	۱۴/۹۲	۵۲۵/۸	۸/۷۳	۵۴۰/۹	۱۲/۸۳	۲۲۷/۵۶	۶۱۰
KM196-21	۵۹۳/۵	۷۱/۶۴	۵۳۷	۱۳	۵۲۲/۷	۸/۵۵	۵۳۸/۶	۱۱/۷۲	۳۵۵/۱۱	۷۸۰/۹۵
KM196-22	۳۹۳/۵	۱۴۳/۱	۵۰۶/۴	۲۵/۸۹	۵۳۰/۵	۱۰/۴۵	۳۰۱/۳	۱۰/۴۸	۲۳۷/۳۲	۵۷۶/۴۴
KM196-23	۴۴۱/۸	۶۲/۹۶	۵۱۱/۴	۱۰/۵	۵۲۵/۹	۸/۴۹	۴۹۸	۹/۳۹	۹۳۳/۲	۱۵۵۹/۰۱
KM196-24	۶۱۱/۹	۷۴/۵۱	۵۳۷/۷	۱۳/۷۲	۵۱۹/۲	۸/۶۸	۴۹۰/۴	۱۱/۳۷	۳۲۷/۳۸	۶۸۲/۳۹
KM196-25	۴۵۲/۶	۶۹/۵۱	۵۱۲/۷	۱۱/۸۴	۵۲۵	۸/۶۱	۴۹۴/۵	۹/۸۹	۴۳۸/۹۷	۹۳۱/۳۵
KM196-26	۵۰۴/۶	۷۰/۷۵	۵۱۸/۷	۱۲/۳۷	۵۲۰/۶	۸/۶	۴۹۱/۱	۱۰/۵۲	۴۰۰/۴۹	۸۷۳/۸
KM196-27	۴۱۳/۶	۷۳/۸۲	۵۰۴/۲	۱۲/۶۱	۵۲۳/۲	۸/۷۱	۴۸۲/۲	۱۰/۳۵	۴۶۳/۲۶	۹۴۱/۴۱
KM196-28	۴۱۶/۶	۶۲/۳۸	۵۰۱/۵	۱۰/۳۶	۵۱۹/۱	۸/۴۷	۴۵۹/۲	۸/۳۸	۱۴۳۱/۳۷	۲۰۴۹/۹۵
SS-222-01	۵۸۸/۳	۴۹/۴	۵۸۷/۵	۱۱/۱	۵۸۷/۶	۹/۵	۶۴۴/۹	۱۶	۵۵/۶	۱۰۹/۷
SS-222-02	۵۹۲/۸	۲۳/۸	۵۸۴/۸	۹/۸	۵۸۶/۳	۴/۶	۵۶۳/۵	۷/۹	۱۶۵۳	۲۶۰۶/۷
SS-222-03	۶۲۲	۳۱/۷	۵۸۸/۵	۱۰/۲	۵۹۵/۴	۶/۱	۴۵۹/۴	۷/۹	۳۵۷/۳	۵۰۳/۲
SS-222-04	۶۲۳/۷	۳۵/۱	۵۸۵	۱۰/۳	۵۹۳	۶/۷	۵۶۲/۸	۱۱/۱	۲۰۱/۹	۴۲۰
SS-222-05	۶۰۹/۵	۲۳/۹	۵۴۵/۴	۹/۱	۵۵۷/۹	۴/۳	۵۴۶	۷/۸	۹۲۵/۴	۲۰۹۷
SS-222-06	۶۸۲/۷	۲۹	۴۹۴/۵	۸/۵	۵۲۹/۳	۵/۱	۴۲۱/۴	۷/۳	۵۰۱/۸	۱۰۲۶/۷
SS-222-07	۶۱۹/۴	۳۶	۵۲۵	۹/۳	۵۴۳	۶/۵	۵۶۴/۶	۱۰/۸	۱۶۹/۷	۳۳۳/۳
SS-222-08	۵۷۴/۸	۳۱/۴	۵۱۵/۷	۸/۹	۵۲۶/۶	۵/۵	۴۹۰/۵	۸/۵	۱۸۳/۵	۳۴۳/۴
SS-222-09	۶۳۷/۹	۲۴/۱	۵۴۸/۷	۹/۲	۵۶۶/۳	۴/۵	۵۳۴/۳	۸/۱	۵۱۰/۲	۱۶۲۳/۴
SS-222-10	۶۰۳/۷	۳۳/۳	۵۸۸/۱	۱۰/۲	۵۹۱/۲	۶/۴	۶۱۸/۹	۱۱/۳	۱۵۶/۴	۳۲۸/۹
SS-222-11	۶۸۶/۲	۳۱/۲	۵۳۴/۶	۹/۳	۵۶۴/۳	۵/۸	۴۸۲/۶	۸/۶	۲۱۳/۲	۳۹۱/۶
SS-222-12	۶۰۸/۱	۲۸/۹	۵۳۳/۲	۹/۱	۵۴۷/۶	۵/۲	۵۵۵/۵	۹	۲۴۴/۵	۵۰۰/۳
SS-222-13	۵۷۰/۷	۲۳	۵۸۵/۳	۹/۷	۵۸۲/۲	۴/۳	۵۵۱/۹	۷/۷	۶۰۰/۹	۱۶۴۸/۴
SS-222-14	۶۰۰/۲	۲۹/۵	۵۸۵/۶	۱۰	۵۸۸/۶	۵/۶	۵۶۶/۶	۹/۳	۲۸۷	۵۱۶/۴

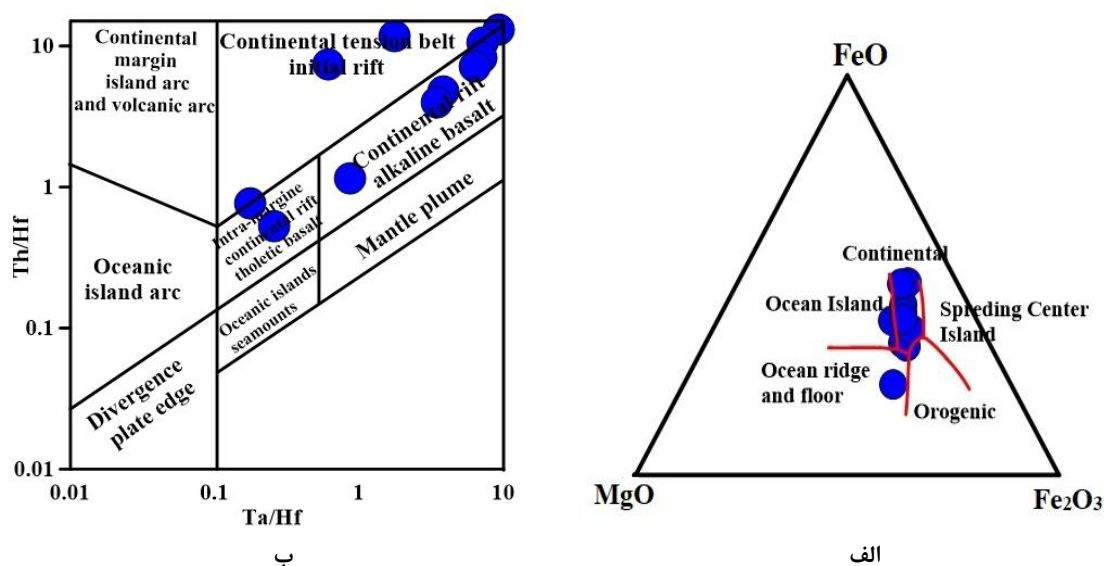
اغلب فعالیت‌های ماگمایی که از آن‌ها به‌عنوان فعالیت‌های ماگمایی حاشیه قاره‌ای نوع آندی یاد می‌شود، در واقع فعالیت‌های محیط‌های برخوردی و یا مرتبط با فروران‌های ناقص هستند. اگرچه در نمودارهای ژئوشیمیایی، بخشی از این سنگ‌ها شواهد ماگماتیسزم حاشیه قاره‌ای نشان می‌دهند ولی بررسی‌های دقیق صحرایی این موضوع را تأیید نمی‌کنند. به‌عنوان مثال، میان لایه‌ها و گنبد‌های ریولیتی هم‌زمان با کشش و توسعه حوضه‌های رسوبی اواخر نئوپروتروزوئیک که غالباً به‌صورت بین لایه‌ای با کربنات‌ها (متاکربنات‌های کنونی) یافت می‌شوند، در نمودارهای

ژئوشیمیایی شواهد محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند. در شکل ۹ موقعیت متاریولیت‌های مجموعه ماجراد و ریولیت‌های مشابه در جزیره هرمز روی نمودارهای تعیین جای‌گاه تکتونیکی مشخص شده است که همگی نمونه‌ها جای‌گاه کمان آتشفشانی و حاشیه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند.



شکل ۹. موقعیت متاریولیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد (لوزی قرمز) و ریولیت‌های جزیره هرمز (دایره آبی) [۳۸] روی: الف) نمودار Ta در برابر Yb [۵۴]. ب) نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb [۵۵]

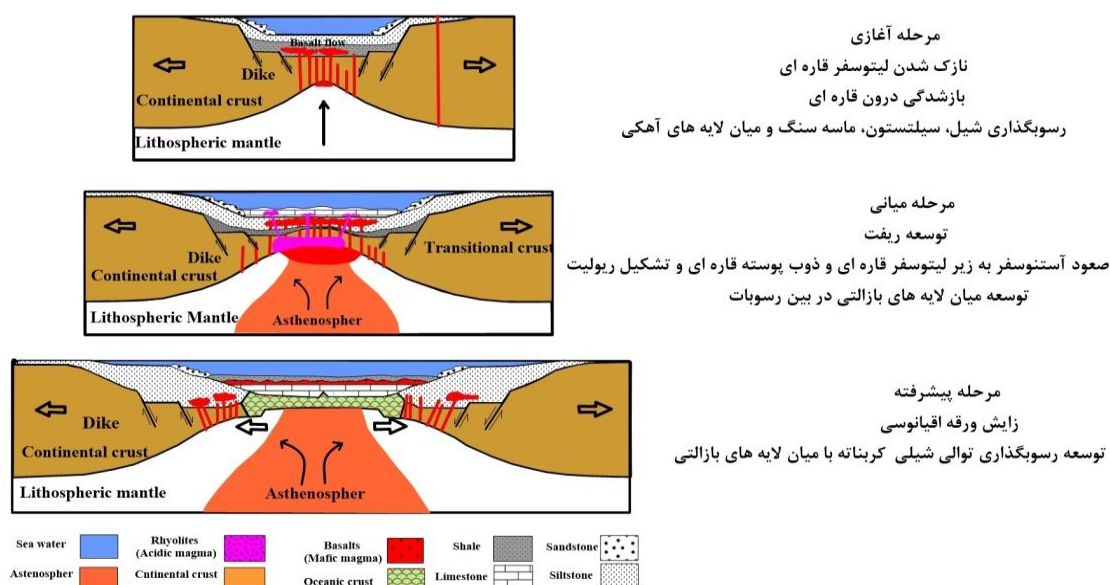
در حالی که ویژگی‌های ژئوشیمیایی سایر سنگ‌های آذرین یا دگرگونی همراه نظیر متابازیت‌ها که به صورت میان لایه با متاریولیت‌ها مشاهده می‌شوند، این موضوع را به طور آشکار نقض می‌کنند و محیط‌های زمین‌ساختی کششی پشت کمانی تا کافتی را برای سنگ‌های آذرین والد متابازیت‌ها نشان می‌دهند (شکل ۱۰)، که با شواهد صحرایی و توالی سنگی اواخر نئوپروتروزوییک کاملاً سازگار است [۲۰]. بنابراین در استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی برای تعیین جای‌گاه زمین‌ساختی سنگ‌های دگرگونی اواخر نئوپروتروزوییک باید با احتیاط عمل شود.



شکل ۱۰- موقعیت نمونه‌های سنگ مادر متابازیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد در: الف- نمودار  $MgO-Al_2O_3-FeO^T$  [۵۶]. ب. نمودار Th/Hf در برابر Ta/Hf [۵۶].



از آن جاکه متاریولیت‌های بررسی شده در این مقاله به صورت بین لایه‌ای با متاکرینات‌ها، متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها یافت می‌شوند، در نتیجه جای‌گاه زمین‌ساختی تشکیل آن‌ها در واقع همان جای‌گاه تشکیل حوضه‌های آتشفشانی-رسوبی درون قاره‌ای از نوع پشت کمان تا کافتی است [۲۰]. جمیع شواهد ارائه شده در مورد محیط تکتونیکی و ویژگی‌های متاریولیت‌های ماجراد با متاریولیت‌های خشک و احیایی عنوان شده به وسیله کریستینسن مطابقت دارد. نتایج سن سنجی انجام شده روی متاریولیت‌ها، متابازیت‌ها و گنیس‌های این مجموعه دگرگونی، بازه‌های زمانی نزدیک به هم برای تشکیل این سنگ‌ها را تأیید می‌کند. به علت پیچیدگی زیاد تحولات تحمیل شده بر مجموعه‌های پی‌سنگی پرکامبرین، در صورتی که پژوهش‌های صحرایی صورت گرفته بر اساس شواهد صحرایی و زمین‌شناسی دقیق استوار نباشد، امکان نتیجه‌گیری و ارائه تفسیرهای اشتباه بسیار زیاد است و ارائه تفسیر درست در مورد آن‌ها نیازمند بررسی دقیق و نگاه همه جانبه است. در شکل ۱۱ الگوی زمین‌ساختی نمادین مجموعه دگرگونی ماجراد در بازه زمانی نئوپروتروزوئیک پایانی نمایش داده شده است.



شکل ۱۱. مدل زمین‌ساختی نمادین برای تحولات زمین‌ساختی مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد در بازه زمانی نئوپروتروزوئیک پایانی با الهام از [۵۷]

### برداشت

با توجه به شواهد صحرایی نظیر وضعیت میان‌لایه‌ای متاریولیت‌ها، همراهی آن‌ها با متاکرینات‌ها، متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها و همچنین شواهد به دست آمده از بررسی دقیق متابازیت‌های این مجموعه می‌توان ادعان داشت که این سنگ‌ها در حوضه‌ای کششی درون قاره‌ای (حوضه کششی پشت‌کمانی یا کافتی) تشکیل شده‌اند. با توجه به داده‌های ژئوشیمیایی الگوی تغییرات عناصر کمیاب و نادر خاکی به هنجار شده به گوشته اولیه، این سنگ‌ها از عناصر نادر خاکی سبک LREEs و عناصر لیتوفیل بزرگ یون LHLEs غنی‌شدگی و از عناصر با قدرت میدانی زیاد HFSEs تهی‌شدگی نشان می‌دهند. مجموعه شواهد صحرایی و ژئوشیمیایی حاکی از تشکیل متاریولیت‌ها از ذوب بخشی پوسته قاره‌ای زیرین تحت تأثیر گرمای آزاد شده از جای‌گزینی ماگماهای بازیک در اعماق پوسته است. با توجه به نتایج سن سنجی انجام شده روی متاریولیت‌های مجموعه‌های دگرگونی ماجراد و شترکوه که برای اولین بار انجام شده است و همچنین

سن‌سنجی گرانیت‌های قطع کننده این مجموعه، دامنه سنی اواخر نئوپروتروزویک (ادیاکارن) برای این متاریولیت‌ها منطقی‌تر است و پژوهش‌های انجام شده روی سایر مناطق پی‌سنگی نیز این مطلب را تأیید می‌کنند.

### منابع

1. Davies J. H. Stevenson D. J., "Physical model of source region of subduction zone volcanics", Journal of geophysical Research, 92 (1992) 2037-2070.
2. Schmiedel T., Breitzkreuz C., Götz I., Ehling B.C., "Geometry of laccolith margins: 2D and 3D models of the Late Paleozoic Halle Volcanic Complex (Germany)", International Journal of Earth Sciences, 104 (2015) 323-333.
3. Ulmer P., "Partial melting in the mantle-wedge the role of H<sub>2</sub>O in the genesis of mantle-derived 'arc-related' magmas", Physics of the Earth and Planetary Interiors, 127 (2001) 581-593.
4. Parman S.W., Grove T. L., "Harzburgite melting with and without H<sub>2</sub>O: Experimental data and predictive modeling", Journal of Geophysical Research, 109 (2004) B02201.
5. Kushiro I., "Partial melting experiments on peridotite and origin of mid-ocean ridge basalt", Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 29 (2001) 71-107.
6. Chen S. S., Shi R. D., Gong X. H., Liu D. L., Huang Q. S., Yi G. D., Wu K., Zou H. B., "A syn-collisional model for Early Cretaceous magmatism in the northern and central Lhasa subterranean". Gondwana Research, 41 (2017) 93-109.
7. Zou H. B., Fan Q. C., Zhang H. F., "Rapid development of the great Millennium Eruption of Changbaishan (Tianchi) volcano: Evidence from U-Th zircon dating. Lithos 119, 289-296.
8. Hildreth, W., Moorbath, S., "Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile", Contributions to Mineralogy and Petrology, 98 (1988) 455-489.
9. Samuel M. D., Moussa H. E., Azer M. K., "A-type volcanic in Central Eastern Sinai, Egypt", Journal of African Earth Sciences, 47 (2007) 203-226.
10. Dufek J., Bergantz G. W., "Lower crustal magma genesis and preservation: a stochastic framework for the evaluation of Basalt-crust interaction", Journal of Petrology, 46 (2005) 2167-2195.
11. Sylvester P. J., "Post-collisional strongly peraluminous granites", Lithos, 45 (1998) 29-44.
12. Karsli O., Caran Ş., Dokuz A., Çoban H., Chen B., Kandemir R., "A-type granitoids from the Eastern Pontides, NE Turkey: Records for generation of hybrid A-type rocks in a subduction-related environment", Tectonophysics, 530-531 (2012) 208-224.

13. Christiansen E. H., "Contrasting processes in silicic magma chambers: evidence from very large volume ignimbrites", *Geological Magazine*, 142 (2005) 669-681.
14. Hassanzadeh J., Stockli D. F., Horton B. K., Axen G. J., Stockli L. D., Grove M., Schmitt A. K., and Walker J. D., "U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic -Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement", *Tectonophysics*, 451 (2008) 71-96.
15. Hosseini H., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., "Petrology, geochemistry and Zircon U-Pb dating of Band-e-Hezar Chah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana", *Chemie der Erde*, 75 (2015) 207-218.
16. Balaghi Einaloo M., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., Mohajjel M., "Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of schists, gneisses and granites in Delbar metamorphic-igneous Complex, SE of Shahrood (Iran)", *Journal of Asian Earth Science*, 92 (2014) 92-124.
17. Rahmati-Ilkhchi M., Jerabek P., Faryad S. W., Koyi H. A., "Mid-Cimmerian, Early Alpine and Late Cenozoic orogenic events in the Shotor Kuh Metamorphic complex, Great Kavir Block, NE Iran", *Tectonophysics* 494 (2010) 101-117.
۱۸. ویس‌کرمی م.، صادقیان م.، شکاری س.، "ژئوکرونولوژی گرانیتوئیدهای نئوپروتروزوئیک پایانی شمال آغل کندو (جنوب دو چاه - جنوب شرق شاهرود)"، بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران (۱۳۹۵).
۱۹. صادقیان م.، حسینی س. ح.، همتی ع.، شکاری س.، "سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی، زمین زمان‌سنجی گرانیتوئیدهای جنوب-باختر میامی"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۰۳، (۱۳۹۵)، ۴۱-۶۰.
۲۰. ویس‌کرمی م.، صادقیان م.، قاسمی ح.، جای م.، "پتروولوژی، ژئوشیمی و سن‌سنجی متابازیت‌های پروتروزوئیک پایانی مجموعه دگرگونی ماجراد (جنوب شرق شاهرود): گامی به سوی شناخت تحولات ژئودینامیکی سرزمین‌های گندوانایی ایران، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، در دست چاپ.
۲۱. شکاری س.، صادقیان م.، جای م.، قاسمی ح.، "شیمی کانی و پتروژنز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود) شاهدی بر تکوین حوضه‌های ریفتی اواخر نئوپروتروزوئیک"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۰۵، (۱۳۹۶) ۱۶۷-۱۸۲.
22. Rossetti F., Nozaem R., Lucci F., Vignaroli G., Gerdes A., Nasrabadi M., Theye T., "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*, (2014) 1-21.
23. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals", Longman Ltd, (1992) 528.
24. Dunlap W. J., Hirth G., Teyssier C., "Thermo mechanical evolution of ductile duplex", *Tectonics*, 16 (1997) 983-1000.

25. Passchier C. W., "Flow in the natural shear zones: the consequences of spinning flow regimes", *Earth and planetary Science Letters*, 77 (1986) 70-80.
26. Prior D. J., "Sub- critical fracture and associated retrogression of crystal misorientation axes for small angular misorientation, using electron back scatter diffraction in the SEM", *J Microsc*, 195 (1993) 217-225.
27. Middlemost E. A. K., "Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology", Longman Group U.K, (1985) 73-86.
28. Peccerillo R., Taylor S. R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey", *Contrib Mineral, Petrol*, 58 (1976) 63-81.
29. Shand S. J., "Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to deposits", Thomas Murby and co, London, (1943) 488.
30. Hsieh P. S., Chen C. H., Yang H. J., Lee C. Y., "Petrogenesis of the Nanling Mountains granites from South China: constraints from systematic apatite geochemistry and whole-rock geochemical and Sr-Nd isotope compositions", *Journal of Asian Earth Sciences*, 33 (2008) 428-451.
31. Sun S. S., Mc Donough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: A.D., Saunders and M. J., Norry (Eds): *Magmatism in ocean basins*", Geological Society of London, U.K Special Publication, 42 (1989) 313-345.
32. Hoskin P. W., Kinny P. D., Wyborn D., Chappell B. W., "Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: an integrated approach", *Journal of Petrology*, 41 (2000) 1356-1396
33. Almeida M. E., Macambira M. J. B., Oliveira E. C., "Geochemistry and zircon geochronology of the I-Type high K calc-alkaline and S-Type granitoid rocks from Southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence", (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana shield". *Precambrian Research*, 155 (2007) 69-97.
34. Harris N., Inger S., Massey J., "The role of fluids in the formation of High Himalayan leucogranites", In: M. P. Searle and P. J. Treloar (Eds.), *Himalayan Tectonics*", Geological Society of London, Special Publications, 74 (1993) 391-400.
35. Thuy N. T. B., Satir M., Siebel W., Vennemann, "T and Long, T.V., "Geochemical and isotopic constrains on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam", *Journal of Asian Earth Sciences*, 23 (2004) 467-482.
36. Ayalew D., Ishiwatari A., "Comparison of rhyolites from continental rift, continental arc and oceanic island arc: Implication for the mechanism of silicic magma generation", *Island Arc*, 20 (2011) 78-93.



37. Monazzami Bagherzadeh R., Karimpour M. H., Lang Farmer G., Stern C.R., Santos J. F., Rahimi B., Heidarian Shahri M.R., "U-Pb Zircon geochronology petchemical and Sr-Nd isotopic characteristic of late Neoproterozoic granitoid of the Bornaward complex (Bardaskan NE Iran) ", *Journal of Earth Sciences*, 111 (2015) 54-71.
38. Faramarzi N., Amini S., Schmitt A.K., Hassanzadeh J., Gregor B., McKeegan K., Razavi S.M.H., Mortazavi S.M., "Geochronology and geochemistry of rhyolites from Hormuz Island, southern Iran: A new record of Cadomian arc magmatism in the Hormuz Formation", *Lithos*, 236–237 (2015) 203-211.
39. Boynton W. V., "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed), *Rare Earth Element Geochemistry*", Elsevier, (1984) 63-114.
40. Rubatto D., "Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism", *Chemical Geology*, 184 (2002) 123-138.
41. Belousova E. A., Kostitsyn Y. A., Griffin W. L., Begg G. C., O'Reilly S. Y., Pearson N. J., "The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data", *Lithos*, 119 (2010) 457-466.
42. Boger S. D., Miller J. M., "Terminal suturing of Gondwana and the onset of the Ross Delamerian Orogeny: the cause and effect of an Early Cambrian reconfiguration of plate motions", *Earth Planetary Science Letters*, 219 (2004) 35-48.
43. Meert J. G., Lieberman B. S., "The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran-Cambrian radiation", *Gondwana Res*, 14(2008) 5-21.
44. Cawood P. A., "Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic", *Earth-Science. Review*, 69 (2005) 249-279.
45. Dalziel I.W. D., "Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent", *Geology*, 19 (1991) 598-601.
46. Ramezani J., Tucker R. D., "The Saghand Region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics", *American Journal of Science*, 303 (2003) 622-665.
47. Berberian M., King G. C. P, "Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian Journal of Earth Sciences* 18(1981) 210-265.
48. Stampfli G. M., "Tethyan oceans. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area*", Geological Society London Special Publications, 173 (2000) 1-23.

49. Verdel C., Wernicke B. P., Ramezani J., Hassanzadeh J., Renne P. R., Spell T. L., "Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran", Geological Society of America Bulletin, 119 (2007) 961-977.
50. Samani B. A., "Metallogeny of the Precambrian in Iran", Precambrian Research, 39(1988) 85-106.
51. Haghipour A., "Precambrian in central Iran: lithostratigraphy, structural history and petrology", Iranian Petroleum Institute Bulletin, 81(1981) 1-17.
52. Bagheri S., Stampfli G. M., "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications", Tectonophysics, 451 (2008) 123-155.
- 53 Malekpour-Alamdari A. Axen G. Heizler M. Hassanzadeh J, "Largemagnitude continental extension in the northeastern Iranian Plateau: Insight from Kfeldspar  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology from the Shotor Kuh–Biarjmand metamorphic core complex", Geosphere, 13 (2017) 1207-1233.
54. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks". Journal of Petrology, 25 (1984) 956 -983
55. Schandl E. S., Gorton M. P., "Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments". Economic Geology, 97 (2002) 629-642.
56. Pearce J. A., "Statistical analyses of major element patterns in basalts", J. Petrol 17 (1976) 15-43.
57. Rasul Najeeb M. A., Stewart Ian C. F., "The Red sea The Formation, Morphology, Oceanography and Environment of a Young Ocean Basin", Springer Earth System Sciences, (2015) 638.