پتروژنز و سنسنجی U-Pb متاریولیتهای نئوپروتروزوئیک پسین مجموعهٔ دگرگونی–آذرین ماجراد (جنوبشرق شاهرود): شاهدی بر تشکیل و توسعه حوضههای کششی درون قارهای در سرزمینهای گندوانایی ایران

> مرضیه ویس کرمی^{*}، محمود صادقیان، حبیب قاسمی، سکینه شکاری؛ دانشگاه صنعتی شاهرود مینگو جای؛ دانشگاه نورث وست شیان _{دریافت ۹۶/۱۰/۱۲} پذیرش ۹۷/۰۴/۲۵

چکیدہ

متاربولیتهای رخنمون یافته در مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد در جنوبشرق شاهرود و در لبهٔ شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شدهاند. متاربولیتها بخش مهمی از طیف ترکیب این کمپلکس هستند که به شکل گنبد و یا میانلایه با مرمرهای کلسیتی و دلومیتی، متاپلیتها و متاپسامیتها رخنمون دارند. در اثر دگرگونی و میلونیتیشدن، برگوارگی و خطوارگی بارزی در آنها توسعه یافته است. بر اساس شواهد ژئوشیمیایی، متاربولیتها دارای ماهیت کالک-آلکالن پتاسیم متوسط تا پتاسیم بالا هستند. این سنگها در نمودار عناصر نادر خاکی به هنجار شده به کندریت از عناصر آلکالن پتاسیم متوسط تا پتاسیم بالا هستند. این سنگها در نمودار عناصر نادر خاکی به منجار شده به کندریت از عناصر نادر خاکی سبک (به استثنای Eu) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین غنی شدگی دارند، و در نمودار عنکبوتی به هنجار شده به کندریت از عناصر شده به گوشتهٔ اولیه از U, Th, Pb و X غنیشدگی و از آنها، نشانگر دامنهٔ سنی ۶۸۷٫۶ تا ۵۰۸ میلیونسال به دسته ریولیتهای خان می دهند. متاربولیتها انجام شده به کوشتهٔ اولیه از U, Th, Pb و X غنیشدگی و از آنها، نشانگر دامنهٔ سنی ۸۷٫۶۶ تا ۵۰۸ میلیونسال به دسته ریولیتهای خان می درون قارهای تشکام تا می دهند. متاربولیتها انجام شده به گوشتهٔ اولیه از U, Th, Pb و X غنیشدگی و از آنها، نشانگر دامنهٔ سنی ۲۰۱٫۶۶ تا ۵۰۸ میلیونسال به دسته ریولیتهای خشکی یادان. وی به توجه به سن تودههای گرانیتوئیدی قطع کننده این مجموعه (/۳± ۵۵۳ ژنئوپروتروزوئیک پایانی-کامبرینزیرین) است؛ ولی با توجه به سن تودههای گرانیتوئیدی قطع کننده این مجموعه (/۳± ۵۵۳ گاردوانایی ایران تأیید میکانی این نیوروتروزوئیکپایانی (ادیاکارن) برای آنها منطقیتر است و تعلق آنها را به مناطق پیسنگی و گندوانایی ایران تأیید میکند.

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

مقدمه

سنگهای گرانیتوئیدی و معادل بیرونی آنها یعنی ریولیتها، مهمترین سازندگان پوستهٔ بالایی هستند. بهرغم پژوهشهای گسترده در زمینهٔ گرانیتوئیدها، درک پتروژنز ماگماهای سیلیکاته بهویژه ماگماهای ریولیتی چالش مهمی در علم پترولوژی محسوب میشود. بهطورکلی دو سازوکار مهم برای تشکیل ماگما از گوشته شناخته شده است که شامل: ۱. ذوببخشی 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].

پژوهش گران مختلف سازوکارهای متفاوتی را برای تشکیل ریولیتها بیان کردهاند که مهم ترین آنها شامل:

^{*}نویسنده مسئول veiskaramim@gmail.com

- 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 فرورانش تشکیل میشوند. مجموعههای دگرگونی-آذرین دلبر، بندهزارچاه بیارجمند، شترکوه، جنوب دوچاه 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 بازهٔ زمانی نئوپروتروزوییک پایانی-اوایل کامبرین و همچنین شناخت و بازسازی قلمرو ابرقاره گندوانا در ایران محسوب میشوند [۱۴]، [۱۵]، [۱۷]، [۱۸]، [۱۷]. [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 بهوسیلهٔ توالی رسوبی-تخریبی دارای میانلایههای بازالتی به سن تریاس پایانی-ژوراسیک آغازین پوشیده شدهاند. توالی ژوراسیک، دگرگونی درجهٔ پایینی در حد رخساره شیست سبز را متحمل شده است و به اسلیت، فیلیت، میکاشیست، آهکهای دوباره تبلوریافته و شیست سبز (متابازیتهای حاصل از دگرگونی بازالتها) تحول یافتهاند. در برخی نقاط، ماگماتیسم بازی-حدواسط اواخر تریاس- ژوراسیک میانی بهصورت تودههای نفوذی کوچک گابرودیوریتی یا دسته دایکهای دیابازی متعلق به ژوراسیکمیانی، مجموعههای دگرگونی نئوپروتروزوئیک پایانی و همچنین توالی رسوبی-تخریبی (یا مجموعهٔ دگرگونی) ژوراسیک را قطع کردهاند.

از آنجاکه مجموعهٔ ماجراد از واحدهای مختلف سنگی تشکیل شده و هر کدام از این واحدها مانند حلقهای زنجیر به هم پیوستهاند، بررسی دقیق هر کدام از این واحدها میتواند به رسیدن دید جامع و کامل در مورد تحولات سرزمینهای نئوپرتروزوئیکپسین 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، تجزیهٔ شیمیایی نمونههای سنگی، سنسنجی ایزوتوپی بهروش U-Pb و پردازش و تفسیر این دادهها انجام شده است. در این راستا، ۴ نمونهٔ متاریولیتی در آزمایشگاه ژئوشیمی مؤسسهٔ زمینشناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین تجزیهٔ شیمیایی شد، مقادیر عناصر اصلی بهروش XRF و عناصر کمیاب بهروش ICP-MS تعیین شدند. تعیین سن و اندازه گیری نسبتهای ایزوتوپهای U و Pb بهروش Pb بهروش LA-ICP-MS و تجزیهٔ مایکروپروپ کانیها (EPMA) با استفاده از دستگاه ریزپردازنده

^{1.} Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry

نوع JXA-8230 در شرايط آزمايش شامل ولتاژ 15kV، جريان ريزكاو 10nA در آزمايشگاه State Key Laboratory نوع JXA-8230 در شرايط آزمايش شامل ولتاژ Lithospheric Evolution, Northwest University Xian, China

زمینشناسی

مجموعهٔ 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 لبهٔ 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 گنیس ها به بروز آناتکسی و تشکیل گرانیت منجر شده است که آثار ذوب شدگی به صورت لایههای نازک آپلیتی، بستهها و رگههای پگماتیتی، آپوفیزهای کوچک و تودههای کوچک مقیاس رخنمون دارند. متاکربناتها شامل مرمرهای آهکی و دولومیتی هستند که در بالاترین بخش توالیهای سنگی اولیه، ضخامت چشم گیری را به خود اختصاص دادهاند. در برخی مناطق مانند معدن فیروزه ماجراد، کانهزایی مس با ترکیب کانی-شناسی مالاکیت و آزوریت همراه این مرمرها مشاهده می شود. متابازیتها که حجم عمدهای از دگرگونیهای منطقه را شناسی مالاکیت و آزوریت همراه این مرمرها مشاهده می شود. متابازیتها که حجم عمدهای از دگرگونیهای منطقه را به خود اختصاص دادهاند. در برخی مناطق مانند معدن فیروزه ماجراد، کانهزایی مس با ترکیب کانی-شایسی مالاکیت و آزوریت همراه این مرمرها مشاهده می شود. متابازیتها که حجم عمدهای از دگرگونیهای منطقه را به خود اختصاص دادهاند نیز شامل شیست سبز، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت هستند. سنگمادر متابازیت ها شامل به خود اختصاص دادهاند نیز شامل شیست سبز، آمفیبولیت و گارنت آمیبولیت هستند. سنگمادر متابازیت ها شامل به دود اختصاص داده اند نیز شامل شیست سبز، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت هستند. سنگ ماور متابازیک کوچک

در شمال تنگه ماجراد متاریولیتها به شکل گنبد یا میان لایه با متابازیتها و متاکربناتها رخنمون دارند که در برخی نقاط توسط کنگلومرای قاعدهای ژوراسیک که سرشار از قطعات سنگهای آذرین و دگرگونی نظیر گنیس، گرانیت 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 تشکیلدهندهٔ 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 بهصورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل با مرزهای نامنظم و سرنیزهای به صورت درشت بلور یا بلاستوفیر و با خاموشی موجی مشاهده می شوند (شکل ۳ پ، ت و ث). پلاژیوکلازها به صورت نیمه شکل دار با شکستگیهای فراوان دیده می شوند که شکستگیها آنها اغلب با کوارتز پرشدهاند (شکل ۳ ب). کوارتز نیز به صورت بلورهای شکل دار تا بی شکل با خلیج-



55 E

50 E Casian sea



شکل ۱. الف) موقعیت منطقهٔ بررسی شده در نقشهٔ پهنههای ساختاری و زمینشناسی ایران [۲۲] که با کادر قرمز مشخص شده است. ب) نقشهٔ زمینشناسی مجموعه دگرگونی- آذرین ماجراد که بر اساس تصاویر ماهوارهای گوگل-ارث و برداشتهای صحرایی تهیه شده است.



شکل ۲. تصاویری از ویژگیهای بارز متاریولیتهای مجموعهٔ 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.

به منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی های اصلی تشکیل دهندهٔ متاریولیت های مجموعه دگرگونی – آذرین ماجراد، ۲۶ نقطه از کانی های اصلی این سنگ ها مورد تجزیه نقطه ای (مایکروپروب) قرار گرفت (جدول ۱). براساس نتایج حاصل از تجزیهٔ نقطه ای (مایکروپروب) کانی ها و براساس رده بندی دییر و همکاران [۲۲] ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز ها در حد آلبیت و الیگوکلاز است و آلکالی فلدسپار ها نیز از نوع سانیدین (معادل ارتوکلاز) هستند (شکل ۴).



شکل ۳. آ) کوارتز با بافت خلیج خوردگی که بهوسیلهٔ موزائیکی از دانههای تبلوردوباره یافته احاطه شدهاست. ب) شکستگی بلور پلاژیوکلاز تحت تأثیر میلونیتی شدن که شکستگیها بهوسیلهٔ کوارتزهای تبلور مجدد یافته پرشدهاند. پ، ت و ث) تصاویری از حضور بلاستوفیرهای سانیدین و نیز تشکیل سریسیت در حاشیههای آنها به خاموشی موجی، دانهریز شدن (سابگرین شدن)، بافت لپیدوبلاستی ناشی از حضور سریسیتها، و دیگر تغییرات مکانیکی این سنگها در جریان میلونیتی شدن توجه نمایید، ج) تبلور دوباره کوارتز در حاشیه و درون پورفیروکلاستهای کوارتز. (تمامی تصاویر در نور پلاریزه متقاطع تهیه شدهاند، نشانههای اختصاری کانیها عبارتند ور فیروکلاستهای کوارتز. (تمامی تصاویر در نور پلاریزه متقاطع تهیه شدهاند، نشانههای اختصاری کانی ها عبارتند



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

بررسیهای میکروسکوپی نشان میدهند که متاریولیتها متحمل فرایندهای دگرگونی و دگرریختی شده و ریزساختهای حاصل از این فرایندها در نمونههای بررسی شده مشاهده می شوند. بررسیهای پتروگرافی نشان میدهند که فنوکریستهای کوارتز دارای خاموشی موجی و سطوح تماس منحنی یا کنگرهدار هستند (شکل ۳ آ و ج). در دماهای کم، شکستگی شکنا، انحلال فشاری و حمل مواد از سازوکارهای دگرریختی در کوارتز هستند [۲۴]. ساختارهای تشکیل شده در دماهای اندک شامل شکستگی دانهها، خاموشی موجی، خم شدگی، انحلال فشاری و مرل مواد از سازوکارهای در موجی در کوارتز هستند (۲۴]. ماهای کم، شکستگی شده می موجی و معل 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 متاریولیتهای بررسی شده مشاهده می شوند.

آلکالی فلدسپارها بهصورت بلاستوفیرهای عدسی شکل با پوششی از دانههای ریز حاصل از ساب گرینشدن مشاهده می شوند. در برخی موارد، بر گوارگی در اطراف آنها چرخیده و نشان می دهد که این کانی رفتار شکل پذیر و خمیری داشته و به صورت عدسی شکل در آمده است. این رفتار، بر زیاد بودن دما در زونهای بُرِشی دلالت دارد و نشان می دهد که حداقل دمای حاکم بر دگرریختی حدود ۴۰۰ درجهٔ سانتی گراد 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 سریسیت دگرسان شدهاند و خمیره ریزدانه انجام شده است. در برخی موارد، فلدسپارها به ثوریختی شکنا همراه هستند. در درجههای کمی بیش تر، در درجههای پایین دگرگونی، فلدسپارها با شکستگی و دگرریختی شکنا همراه هستند. در درجههای کمی بیش تر، در حدود ۳۰۰ تا ۴۰۰ درجهٔ سانتی گراد، هنوز هم دگرریختی با ایجاد ریزشکستگیهای داخلی همراهی می شود، اما با جابه جایی لغزشی ضعیفی نیز همراهی دارد. در این درجهها، ماکلهای دگرریختی نوک تیز، ماکلهای خمیده، خاموشی موجی، نوارهای دگرریختی و نوارهای پیچ و تاب درجهها، ماکلهای دگرریختی نوک تیز، ماکلهای خمیده، خاموشی موجی، نوارهای دگرریختی و نوارهای پیچ و تاب

ژئوشيمى

نتایج حاصل از تجزیهٔ 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 کالک آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی قرار می گیرند [۲۸]. در نمودار درجه اشباع از آلومین شاند [۲۹]، نیز نمونهها در محدوده پر آلومین قرار گرفتهاند. این سنگها در نمودار CaO در برابر ^۱FeO هسیه و همکاران [۳۰] در گسترهٔ گرانیتهای نوع S (معادل درونی متاریولیتها) قرار می گیرند که نشان گر منشأ ذوب پوسته قارهای برای ماگمای سازنده آنها است (شکل ۵).

در الگوی تغییرات عناصر نادرخاکی بهنجار شده به گوشتهٔ اولیه سان و مکدونوف [۳۱]، متاریولیتهای مجموعهٔ 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 بههنجار شده نسبت به کندریت این سنگها تهیشدگی از این عنصر مشاهده میشود. عناصر SLREEs در جریان ذوببخشی، زودتر از بقیهٔ 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 بههنجارشده به گوشتهٔ اولیه سان و مکدونوف [۳۱]، نشان میدهد که متاریولیتهای ماجراد از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILEs) مانند Cs, Rb, K, Ba و Th غنی شدگی و از عناصر با پتانسیل یونی زیاد (HFSEs) مانند Nb و Zr تهی شدگی نشان میدهند. آنومالی منفی Ti و Nb به همراه غنی شدگی از U, Th, Pb و K حاکی از نقش سنگهای پوستهای در تشکیل ماگما است (شکل ۶ ب) [۳۳]، [۳۴].







شکل ۶. الگوهای تغییرات فراوانی عناصر کمیاب و خاکینادر در متاریولیتهای موجود در مجموعههای دگرگونی جنوبشرق شاهرود. آ) الگوی عناصر خاکینادر بههنجار شده به گوشتهٔ 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 ذوب بخشی 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 dB در آنها محدود است. این امر معرف وقوع تبلور تفریقی در این گونه ماگماها است که تمرکز عناصرفرعی سازگار را تحت تأثیر قرار میدهد. به طورکلی می-توان نتیجه گرفت که تبلور تفریقی فرآیند غالب در ریفتهای قارهای و کمان قارهای است در حالی که در ریولیتهای کمانهای جزایر اقیانوسی فرآیند حاکم ذوب بخشی است [۳۶]. چنان که مشاهده می شود 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 در محیط مشابه محیطهای کششی



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 خودشکل اشکال منشوری کوتاه تا طویل هستند بعضی از انهانیز منطقهبندی ترکیبی نشان میدهند. اغلب زیرکنها خودشکل تا نیمهخودشکل بوده و اندازهٔ آنها حدود ۵۰ تا ۱۰۰ میکرون است. تجزیهٔ 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 متغیر است. همچنین نسبت Th/U در گسترهٔ ۳۱/۰ تا ۲۶/۰ قرار می گیرد. نتایج تجزیهٔ 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 (MI-196 و مقارهای سازگاری از آنها استفاده شده است. نمونههای خ۲/۲۲۱ و ۳/۹ ±۴۶/۴ 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 U تاجه به بررسیهای انجام میلیون سال، معادل نئوپروتروزوییک پایانی (ادیاکارن) را نشان میدهد (شکل ۸ ت تا ج). با توجه به بررسیهای انجام شده روی این مناطق بهنظر میرسد بازه زمانی بهدست آمده از نمونه متاریولیتی شتر کوه 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 بهدست آمده برای متاریولیتهای دیگر مجموعههای پیسنگی ایران مانند متاریولیتهای منطقهٔ برنورد به سن (۲۸۳ ±۴/۲۳) [۳۷] و هرمز به سنهای (۵۱ ± ۹۶۷) و (۶/۲ ± ۵۵۸) [۳۸] نیز تأییدی بر این مطلب است. لازم به یادآوری است که در منطقهٔ دوچاه در همین ناحیه در جنوب شرق شاهرود، تعدادی تودههای گرانیتوئیدی لوکوکرات به درون مجموعههای دگرگونی–آذرین نئوپروتروزوییکپایانی نفوذ کردهاند که تعیین سن انجام شده بهروش U-Pb بر روی آنها، سن ۸/۲ ±۳۵۵ معادل آشکوب ادیاکارن (نئوپروتروزوییکپایانی) را نشان میدهد [۸۸]. از آنجاکه این گرانیتها، جوانترین واحدهای سنگی مجموعه هستند، دامنهٔ سنی ۵۸۰–۵۶۰ معادل با اواخر نئوپروتروزوییک (ادیاکارن) برای متاریولیتها منطقیتر است.



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

از مقادیر تمرکز عناصر خاکینادر زیرکنهای استخراج شده از متاریولیتها در ترسیم نمودار REE بههنجارشده نسبت به کندریت بوینتون [۳۹]، استفاده شده است. الگوهای مشاهده شده دارای طرحهای پرشیب، آنومالی مثبت Ce نسبت به کندریت بوینتون [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 ثری منفی Eu منگهای آذرین است [۴۰] و [۴۱] (شکل ۸ می). کانیها و سنگهای آذرین است [۴۰] و [۴۱] (شکل ۸ ثری). کانیها و سنگهای آذرین معمول، غالباً آنومالی منفی Ce نشان نمیدهند، با این حال بهنظر می درسد به علت ثری). کانیها و سنگهای آذرین معمول، غالباً آنومالی منفی Ce نشان نمیدهند، با این حال بهنظر می درسد به علت تشابه شعاع یونی سریم (^{*}Ce) که از ویژگیهای منفی Ce نشان نمیدهند، با این حال بهنظر می درسد معمول، ثالباً آنومالی منفی Ce نشان نمیدهند، با این حال بهنظر می درسد به علت ثر). کانیها و سنگهای آذرین معمول، غالباً آنومالی منفی Ce نشان نمیدهند، با این حال بهنظر می درسد به علت تشابه شعاع یونی سریم (^{*}Ce) که از و آنهالی منفی Ce نشان نمیدهند، با این حال بهنظر می درسد به علت تشابه شعاع یونی سریم (^{*}Ce) کانی زیرکن به عنوان محلی برای حمابه شعاع یونی زیرکونیم (^{*}Ce) که که در مداب عمل می کنند. از طرف دیگر به علت این که ² است Eu حالت پایدار عنصر Eu در شرایط احیایی در سنگهای آذرین است آنومالی منفی Eu غالباً در سنگهای آذرین مشاهده می شود.

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

Spots		Core	to rim			Core t	o rim			Core	to rim		C	ore to 1	rim
SiO ₂	۶۵/۵۳	۶۴/۵۰	۶۴/۹۱	۶۴/۷۷	84/77	۶۵/۳۵	84/47	۶٦/۷۵	۶۴/۸۷	۶۵/۰۰	۶۵/۴۵	84/84	۶۴/۹۷	۶۵/۳۰	۶۵/۸۵
TiO ₂	•/• ١٢	•/•۴٧	•/••٢	۰/۰۱۹	•/•••	•/•••	•/•••	۰/۰۱۸	۰/۰۱۰	•/•••	•/•••	•/•••	•/•٣٣	•/•••	•/•••
Al ₂ O ₃	17/94	17/80	17/88	17/84	۱۷/۱۰	۱۷/۸۹	۱۷/۹۰	۱۸/۸۵	۱۷/۹۳	۱۸/۰۷	17/88	۱۸/۰۲	۱۷/۷۸	۱۷/۹۸	۱۷/۹۸
FeO	•/• \ •	• / • ۲ •	۰/۰۴۵	۰/۳۵۳	•/• •	۰/۰۳۸	•/•••	•/•••	•/•••	•/••٢	•/• •	۰/۰۱۸	•/• ٣٨	•/••٢	•/••۶
CaO	•/••	۰/۰ ۱	•/•٨	•/• ٢	•/•٧	•/••	•/•۴	•/•۴	•/•٣	۰/۰ ۱	•/•٨	۰/۰۶	•/••	•/••	•/•٢
Na ₂ O	۰/۱۶	٠/٢٩	۰/۳۳	٠/٣٧	٠/۴٠	٠/٢٠	•/74	11/88	۰/۲۹	•/1۴	٠/٢٩	۰/۲۶	٠/٢۵	۰/۳۴	۰ /۳ ۱
K ₂ O	۱۶/۸۵	18/84	۱۶/۷۸	18/08	۱۵/۵۰	۱۶/۸۵	18/58	٠/٠٩	18/30	18/87	18/05	18/80	18/80	18/88	18/77
BaO	۰/۴۵	٠/۵٧	٠/۵٧	•/97	•/9•	٠/۴۵	۰/۳۷	•/••	•/••	۰ /۳ ۰	٠/١٣	•/••	۰/۱۱	۰/۵۵	•/••
Total	1/94	99/47	۱۰۰/۳۷	۹٩/۸۲	۹۷/۹۷	۱۰۰/۷۸	۹۹/۴۸	۹۹/۴۰	१९/۴٨	1/21	۱۰۰/۱۵	۹٩/۶۵	۹ <i>۹/</i> ۷۷	۱۰۰/۵۱	1/94
Si	۳/۰۱	۳/۰۱	۳/۰۱	۳/۰ ۱	۳/۰۴	۳/۰۱	۳/۰۱	۳/۰۲	۳/۰ ۱	۳/۰ ۱	٣/• ٢	۳/۰۰	٣/•٢	۳/۰۱	٣/•٢
Ti	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••
Al	٠/٩٧	٠/٩٧	٠/٩٧	٠/٩٧	۰/۹۵	٠/٩٧	٠/٩٩	٠/٩٨	۰/۹۸	٠/٩٩	۰/۹۶	۰/۹۹	٠/٩٧	٠/٩٨	٠/٩٧
Na	٠/٠١	•/•٣	•/•٣	•/•٣	•/•۴	•/•٢	•/•٢	٠/٩٩	•/•٣	٠/٠ ١	•/•٣	۰/۰۲	•/•٢	•/•٣	•/•٣
K	٠/٩٩	٠/٩٧	٠/٩٩	۰/۹۵	۰/۹۳	٠/٩٩	۰/۹۸	۰/۰ ۱	٠/٩٧	٠/٩٨	٠/٩٧	•/٩٩	۰/۹۸	۰/۹۶	٠/٩٨
Ba	۰/۰ ۱	۰/۰ ۱	۰/۰ ۱	۰/۰ ۱	۰/۰ ۱	۰/۰ ۱	۰/۰ ۱	•/••	•/••	۰/۰ ۱	•/••	•/••	•/••	۰/۰۱	•/••
Or (K+Ba)	٩٨/۶٠	۹۷/۳۶	<i>٩۶</i> /४٩	۹۶/۵۷	۹۵/۹۷	٩٨/٢٢	۹۷/۷۱	۰/۵·	۹۷/۲۳	۹۸/۶۸	۹۷/۰۶	۹۷/۳۵	۹۷/۷۵	۹۶/۹۵	۹۷/۱۷
Ab (Na)	۱/۴۰	۲/۵۹	۲/۸۴	٣/٣۵	۳/۶۸	١/٧٨	۲/۱۱	१९/७•	۲/۶۱	1/20	۲/۵۵	۲/۳۵	۲/۲۵	٣/٠۵	۲/۷۲
An (Ca+Mn+Mg)	•/••	•/•۴	•/٣٧	•/•٨	۰/۳۵	•/••	•/١٨	٠/١٩	۰/۱۵	•/•٧	٠/٣٩	•/٣•	•/••	•/••	•/\\

تعيين منشأ و جاىگاه زمينساختى متاريوليتها

بازهٔ زمانی نئوپروتروزوییک پایانی-کامبرین با رشد ابرقاره گندوانا شناخته می شود. 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 یک دیگر، پایان یافته است [۴۲]، [۴۴]، [۴۴]، [۴۹]. [۴۶]. پیدایش ماگماتیسم عظیم مرتبط با فرورانش کادومین (ادیاکارن- کامبرین) در سرزمینهای پی سنگی هیمالیا تا ایران،

ترکیه و یونان، تأییدی بر ماگمازایی در حاشیهٔ فعال قارهای نوع آندی در امتداد حاشیهٔ شمالی ابرقاره گندوانا است [۲۲]، [۴۷]، [۴۷]، [۴۸]، [۴۹]، [۵۵]، [۵۱]، [۵۲]، [۵۳].

بر اساس یافتههای جدید و بررسیهای دقیقی که روی برخی از مناطق پیسنگی جنوب شرق شاهرود انجام شده است، تحولات سنگ شناسی 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 تجزیهٔ شیمیایی سنگ کل متاریولیتهای مجموعه دگر گونی- 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 ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Fe ₂ O ₃ t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P_2O_5	L.O.I	Total
KM167	74/17	•/•٨٢٣	11/47	۱/۵۲	۰/۰۲	۰/۸۲	۰/۸۱	•/۵۲۸۱	۵/۸۹	۰/۰۱۵	1/98	۹۷/۲۳
KM196	۷۷/۴۱	•/•从٨٩	11/49	۰/۸۴	٠/٠١	۰/۳۲	•/11	•/۴•۸۲	۷/۸۰	•/•78	۰/۷۶	۹۹/۲۳
KM288	۷۵/۹۶	•/•٨۴٨	11/۵۳	۱/۰۲	۰/۰ ۱	۰/۳۷	۰/۱۶	۰/۳۳۸۶	۸/۱۶	۰/۰۱۸	۵/۸۲	1.4%
KM169	۷۵/۹۱	•/•٨٣۴	۱۰/۸۲	٠/٨٩	•/•٢	•/٣۴	۰/۷۶	۰/۶۱۰۹	۶/۷۸	۰/۰۱۳	1/22	۹۷/۴۵
	Cr	Cu	Li	Be	Sc	V	Co	Ni	Zn	Ga	Rb	Sr
KM167	11/4	4/21	۱۴/۸	١/٩٣	11/1	۴/• ۹	•/818	۲/۱	۱۱/۲	۱۵/۵	188	۳ • /۳
KM196	۱۷/۶	۵/۳۶	۵/۸۲	۰/۶۱	۸/۳۵	۳/۳۲	• /٧٧ ١	۲/۹	۸/۴۴	۱۳/۷	1.7	۱۸/۷
KM288	۱۹/۲	۵/۶۱	۴/۷۷	٠/٧٩	۱۱/۹	۴/۵۳	•/94	۲/۵۵	۱۹	18/1	17.	۲۲/۹
KM169	۲۶/۹	۶/۳۹	۳/۸۵	•/94	۹/۷۵	4/09	۱/•۶	۴/۳۸	٩/۵۲	۱۴/۳	٧٧/١	٧٩/٧
	Y	Mo	Cd	In	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm
KM167	٣٢	٠/۵٧	۰/۰۵۶	•/• ٧٧	•/94	1/14	۶۱۳	۲۱/۶	$\Delta \cdot / V$	۶/۲۷	78/1	۵/۸۹
KM196	4.1	۰/۹۳	•/•74	•/• 77	۰/۷۵	۰/۵۰	۸۳۷	۴۵/۷	٩٧/٩	17/1	41/8	۹/۵۶
KM288	۳۸/۵	•/97	•/•*9	•/•*9	۰/۷۳	•/74	١٢٣٩	18/8	۳۵	4/87	١٩	۴/۷
KM169	78/3	۰/۵۹	۰/۰۳۸	۰/۰۲۹	• /AV	۰/۲۸	۱۱۰۷	۱۲/۹	۲٩/۱	٣/٨٧	18/8	4/14
	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu	W	Re	Tl
KM167	۰/۴۵	4/17	٠/٩٨١	۵/۶۳	1/84	34/4	۰/۶۱	4/21	•/8•٣	7/49	<•/••٢	۰/۳۱
KM196	۰/۴۵	۷/۴۳	١/٣٣	۶/٩۶	1/47	۴/۲	•/٧١١	۴/۷۷	۰/۶۹۱	۱/۲۸	<۰/۰۰۲	۰/۳۵۹
KM288	۰/۵۷۳	4/08	١/•٧	9/94	۱/۴۹	٣/٩١	•/971	۴/۲۵	•/984	۱/۵۸	<۰/۰۰۲	•/٣۶۴
KM169	•/944	4/18	•/१۶٩	۵/۳۲	١/١	۲/۸۷	•/495	۳/۳۱	•/479	۲/۳۶	<•/••٢	۰/۲۶
	Pb	Bi	Th	U	Nb	Та	Zr	Hf			•	
KM167	۴/۸۹	•/•٣٣	۱۸/۳	۲/۹۷	۱۰/۸	۱/۰۸	۳/ ۰ ۸	٣/٩٨				
KM196	9 99	•/•14	21	7/84	۴/۳	۱/۵	۱۰۵	۴/۳				
KM288	36/20	•/•٣۴	17/7	۲/۲۸	λ/۴۲	٠/٩٠	٧٠/٨	٣/٨۵				
KM169	λ/٧٣	<٠/٠٢	۱۲/۹	7/99	۹/۲۳	۰/٨۶	۶۳/۷	٣/٢٩				

Isotopic ratio										
	$\frac{207}{206}$ Pb		$\frac{207}{235}$ Pb		$\frac{206 \text{Pb}}{238 $		$\frac{208 \text{Pb}}{232 \text{m}}$			
Sample spots	200Pb	$\pm \sigma \%$	235U	$\pm \sigma \%$	2350	$\pm \sigma \%$	2.52 Th	$\pm \sigma \%$		
KM169-02	•/•0711	•/•• ١٣٨	•/01777	•/• 17•1	•/•••	•/••117	•/• 17/0	•/•••		
KM169-02	·/· ۵۵۳۹		·// 11/1	./. \						
KM169-04	•/• ۵۵۱/		·//····	•/• 1/11	·/· VATC					
KM169-05	•/• ۵۲۳۵	•/••161	•/6•2719		./. 186			·/····		
KM169-06	./	·/···	•/٣١٨٣٨	./. 1008		./	./.) . 97	./		
KM169-07	./	•/•• \	.// 57 %	./.1890		./	./	./		
KM169-08	./	./\٣\	./618.6	./.)\\\\	./	./	./. ****	•/•••٣٨		
KM169-09	•/• \\	•/•• • •	•/////	./. \\\9%		./	./. 1971	./٣٣		
KM169-10	./	./	./8.5169	./. 17/2	./. ٧٩٣٨	./	./	./٣٣		
KM169-11	./	./	.///9/691	·/• \VAV	./	./	./. ***	•/•••		
KM169-12	./	./	./81.04	./. \9٣	./	./	./. ٣٣٩٨	•/•••		
KM169-13	./. ASTV	./	./8777	./. 1818	./	./	./	•/•••*		
KM169-14	./	•/•• \AV	.///	·/•\¥AA	./	./	./	./		
KM169-15	·/· \\\	•/••101	./81701	./. 1845		./	./	./		
KM169-16	./. * \$ AV	./VF	•/\\\\9V			./	•/•• v v	•/•••		
KM169-17	./. 0081	•/•• \AY	./814.9	./.14٣1	•/•	•/•• ١٣٢	•/•٢٣٨١	•/•••*		
KM169-18	·/· ۵۷۶۲	./	·/0¥908	•/• 1841	./. ٧٣١۶	./	./. ۲۲۳۴	•/•••۴۵		
KM169-19	•/• (04))	•/•• \YA	·/80.48	./.1898	•/•٨١۴۴	./	./	•/•••۴٧		
KM169-20	·/· ۵۷·۴	•/•• \&Y	·/88011	./. 1087	•/•٨١•٢	./	•/•٢٣٥	•/•••۴٣		
KM169-21	·/· ΔΥΥ	•/••18	·/87788	./.1447	•/•٧٩٨٢	•/••177	•/• ٣٣	•/•••٣٩		
KM169-22	•/• ۵۸ ۱۳	•/••18	·/\$9VVF	•/• \\\87	•/• ٨٧٣٢	•/••)٣٣		./۴١		
KM169-23	•/• ۴٨•٢	•/••001	•/*\$\$*	./. 1808	•/•٣٣٢	./	•/••۶٨١	•/•••٣١		
KM169-24	•/•۵۶١٨	•/••۴٨٨	•/\٩٧	·/· \ΔTY	•/• ٣٣۴٣	•/•••۴٨	•/••997	•/•••		
KM169-25	·/· ۵۶۸	•/•• \\\	•/87228	•/• 1977	•/•	•/••1٣٩	•/• \\\"	./		
KM169-26	•/•۶٢٣٣	•/••٢٢١	·/84018	./	·/·YQTQ	•/••155	./.1184	•/•••**		
KM169-27	•/•۶۲٩	./	•/8822	./.74	·/·YAAQ	•/••151	•/• ٢٢٩٣	•/•••۵١		
KM196-01	•/١٣٨١	./	1/21288	•/• 474	./.9.40	•/••107	•/•۶٩٢۴	•/••141		
KM196-02	•/•٧١۴٩	•/••٢٣۵	٠/٨٣٢٧١	•/• 4 4 1	•/• 1466	۰/۰۰۱۳۸	•/•٣٢•٩	۰/۰۰۰۶۹		
KM196-03	۰/۰۸۰۰۵	•/••٢۴٢	•/94418	•/• ٢ ۴ ۵ ۳	•/•A&Y	۰/۰۰۱۳۸	•/• ٣٧۶۴	•/•••Y۵		
KM196-04	•/• \ \\	•/••٢٩١	1/14188	•/•٣٢٩۶	•/•988	•/••108	•/• 4997	•/••))		
KM196-05	•/•۶۲۳۱	•/••٢٣٣	۰/Y۵۸۵۹	•/•7688	•/•٨٨۴١	•/••149	•/•٣٢۴٣	۰/۰۰۰۷۵		
KM196-06	۰/۰۵۸۰۶	•/••188	·/۶۸۷۴	•/• 189	•/•٨۵٩٢	•/•• ١٣٧	•/• ٢٧۵٩	•/•••۵۳		
KM196-07	•/•٩•٣٣	•/••799	1/08905	•/•٣٧١٩	•/•A&A&	•/••14	•/•۴1•۶	۰/۰۰۰۸		
KM196-08	·/10YTY	•/••۴۳٨	7/08918	·/• ۴۸۵۸	·/·9۵۳V	۰/۰۰۱۵۸	۰/۰۸۱۳۵	•/••100		
KM196-09	•/11088	•/••٣٢٣	1/01499	•/•٣۶١١	•/•9578	•/••108	•/•۵٧٩۴	•/•• 111		
KM196-10	•/•۵۵۱۲	۰/۰۰۱۹۵	•/۶۵۴۸۲	•/•٢١٠٣	•/• 8917	•/••14٣	•/• ٢٧٢ ١	•/•••\$7		
KM196-11	•/•۵۴۵٩	•/••1٧٩	•/۶۳۳۷۷	·/· ١٨٧۵	•/•**11	۰/۰۰۱۳۸	·/· ۲۵۲۴	•/•••۵۳		
KM196-12	•/•۵۵۵۲	•/••744	·/۶·۳۸۵	•/•749	•/•YAYA	•/••1٣٩	•/• ٢۵٣١	•/•••Y1		
KM196-13	•/• ۵9۳۴	•/••٢•٣	•/\$9418	•/•٢١۶	•/•	•/••147	·/· ٢٨ ١ ٧	•/•••۶١		
KM196-14	•/•0822	•/••169	•/80819	•/• ٢ • ١٢	•/•***	•/••141	•/• ٢۵۴٢	۰/۰۰۰۵۵		
KM196-15	•/•۶۲۲۸	•/••٢٧٧	۰/۷۰۸۸۳	·/• ۲۹۵۷	•/•٨٢۴١	۰/۰۰۱۵	•/•۲۵۵۴	•/•••٧۴		
KM196-16	•/• ۵Y ۱	•/••194	•/88444	•/• 7 • 88	•/•	•/••147	·/•۲۵۱۸	•/•••۵۶		
KM196-17	•/•۵۶۵V	•/••19٣	•/80884	۰/۰۲۰۵	•/•٨٣٩٨	•/••147	•/• ٢ ۴ • ١	•/•••۵۴		
KM196-18	•/•۵۴۳	•/••169	•/۶۲۹۲۲	•/• 1849	•/•٨٣٨٧	۰/۰۰۱۳۸	•/• ٢۵٧٩	۰/۰۰۰۴۸		
KM196-19	•/•۵۵۵۴	•/•• ١٧٧	•/88088	۰/۰۱۸۳۳	•/•	۰/۰۰۱۳۹	۰/۰۲۵۰۵	•/•••۵		
KM196-20	•/•۶144	•/••٢٣١	۰/۷۲۱۵۳	•/• ٢۵٢٩	•/•	·/·· ١۴٧	•/• ٢٧١٢	•/•••۶۵		
KM196-21	۰/۰۵۹۷۲	•/••٢•٣	•/۶٩٧•٣	•/•٢١٧٣	•/•X441	•/••144	•/• ٢٧• ١	•/•••۶		
KM196-22	•/•۵۴۵۴	•/••٣۶۵	·/۶۴۶۵۷	•/•۴١٩٩	•/•A&YA	۰/۰۰۱۷۶	•/•10•1	۰/۰۰۰۵۳		

جدول۳. 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 sp	oots		²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	$\pm \sigma \%$	$\frac{207}{235}$ Pb	±σ	%	20	⁰⁶ Pb ³⁸ U		$\pm \sigma \%$	$\frac{208}{232}$ Pb	$\pm \sigma \%$
KM196-23		•/•	00V4	•/••181	•/۶۵۴۸۳	•/• ١٧١	۱	•/•٨	۵	•/	••147	•/• ٢ ۴ ٩ ۴	•/•••۴٧
KM196-24		•/•	· ۶ · ۲۳	•/••٢١٣	•/۶٩٨١٣	•/• ٣٣٩	۵	•/•٨	۳8۶	•/	••149	•/•7408	۰/۰۰۰۵۸
KM196-25		•/•	۵۶۰۱	٠/٠٠١٧٩	•/۶۵۶λ٧	۰/۰۱۹۳	٢	•/•٨	470	•/	••140	•/•7477	۰/۰۰۰۵
KM196-26		•/•	۵۷۳۵	•/•• \AY	•/۶۶۶۷۲	•/• ٢ • ١	۵	•/•٨	417	•/	••140	•/•٣۴۵٩	۰/۰۰۰۵۳
KM196-27		•/•	00.4	•/•• \AY	•/۶۴۲۹٩	•/• ٢• ۴		•/•٨	404	•/	••141	•/•7414	•/•••۵۲
KM196-28		•/•	0011	۰/۰۰۱۵۸	•/۶۳۸۶۲	•/• 184	٢	•/•٨	۳۸۵	•/	••147	•/•٣٣٩٨	•/•••۴٢
SS-222-01		•/•	۵۹۶	•/••14	۰/۷۸۳۶	•/• 188		۰/۰۹	۵۴	•/	•••	•/•٣٢۴	•/•••٨
SS-222-02		•/•	۵۹۷	•/•••¥	۰/۷۸۱۴	۰/۰۰۸۱		۰/۰۹	۵	•/	•••	•/• ٢٨٣	•/•••۴
SS-222-03		•/•	۶۰۵	•/•••٩	۰/۲۹۷۵	۰/۰۱۰۸		۰/۰۹	۵۶	•/	•••	•/• ٣٣	•/•••۴
SS-222-04		•/•	8.8	•/•• ١	۰/۷۹۳۲	٠/٠١١٩		۰/۰۹	۵	•/	•••	•/• ٢٨٢	•/•••۶
SS-222-05		•/•	· ۶ · ۲	•/•••Y	•/\	•/••٧۴		•/•٨	٨٣	•/	•••	•/•774	•/•••۴
SS-2220-6		•/•	• ۶۲۳	•/•••٩	•/91.42	۰/۰۰۸۵		•/•٧	٩٧	•/	•• ١	•/•٣١١	•/•••۴
SS-222-07		•/•	· ۶• ۴	•/••١	•/Y•Y1	۰/۰۱۰۹		•/•٨	47	•/	•••	•/• ٢٨٣	•/•••۶
SS-222-08		•/•	097	•/•••٩	٠/۶٢٩٨	۰/۰۰۹		•/•٨	۳۳	•/	•••	•/• 849	•/•••۴
SS-222-09		•/•	.81	•/•••¥	•/४۴۶۶	•/•• • • •		•/•٨	٨٩	•/	•••	•/• 488	•/•••۴
SS-222-10		•/•	. 6	•/•••٩	٠/٧٩٠١	•/• ١١٢		۰/۰۹	۵۵	•/	•••	•/•٣١١	•/•••۶
SS-222-11		•/•	974	•/•••٩	•/٧۴٣٢	۰/۰ ۱		•/•٨	۶۵	•/	•••	•/• 242	•/•••۴
SS-222-12		•/•	8.1	•/•••٨	•/4144	•/••٨٨		•/•٨	87	•/	•••	•/• ٢٧٩	•/•••۵
SS-222-13		•/•	۵۹۱	•/•••۶	•/٧٧۴٣	•/••٧۴		۰/۰۹	۵	•/	•••	•/• ٢٧٧	•/•••۴
SS-222-14		•/•	699	•/•••٨	•/YX04	٠/٠٠٩٨		۰/۰۹	۵١	•/	•••	•/• ٢٨۴	۰/۰۰۰۵
A go actimated													
Sample	²⁰⁷ Pl	b		²⁰⁷ Pb	Aş	²⁰⁶ Pb	eu		²⁰⁸ Pb	,			
spots	²⁰⁶ Pl	b	$\pm \sigma \%$	²³⁵ U	$\pm \sigma \%$	²³⁸ U	± c	5 %	²³² Th	I	$\pm \sigma \%$	²³² Th	²³⁸ U
KM169-01	۳۷۹/۸		۶۸/۱	414	1.1/21	497/7	٧/١		341/2		۷/۸۵	404/20	٨.۶/٩
KM169-02	47V/V		97/97	۴۸۵/۲	٩/۴٢	498/1	٧/•٩		578/5		۹/۷۳	472/81	1.88/5
KM169-03	479/9		۶۷/۷۹	479/4	۱۰/۳۴	۴۸۹/۷	٧/١۴		411/1		٩/۴٩	۶۵۱/۰۷	1841/98
KM169-04	370/1		۶۳/۵۱	409/8	٨/٨٩	476/2	۶/۹۶		۴۸۰/۶		٩/٠٨	۵۸۱/۴۹	1487/V
KM169-05	۳۰۰/λ		۶۲/۸۱	444/4	۹/۰۲	۵۱۷/۶	٧/٣٧		۵۵۱/۹		۹/۱۵	λ۲۱/۴	1714/88
KM169-06	919/٣		144/11	۲۰۰/۶	17/97	14418	۲/۷۱		۲۱۹/۵		۸/۲۲	107/5	388/01
KM169-07	۳۲۸/۵		84/99	۴۵۳/۸	۹/۰۶	۴۷۸/۹	۶/۹۲		441/9		٨/•٧	820/68	۱۵۰۹/۰۷
KM169-08	886/8		54/28	۴۸۵/۵	۷/۴۵	۵۱۸/۲	۷/۲۸		476/2		٧/۴٧	3778/16	1677
KM169-09	278/4		ΥΥ/Υ٩	421/2	۱۰/۶۹	449/0	۶/۷۵		۳۲۵		8108	142/00	1147/49
KM169-10	422/1		۵۶/۲۷	۴۸۱/۳	۷/۹۴	497/8	۷/۰۲		417/7		۶/۵۹	2249/12	317/17
KM169-11	8.6/6		۷۴/۵۶	414	11/19	۵۱۰/۷	۷/۶۱		491/8		۱۰/۱۳	419/44	۹۱۰/۸۳
KM169-12	402/1		٧۶/٨۴	۴۸۳/۹	17/17	491/4	٧/۴٧		۴۷۸/۳		۱۰/۸۳	494/80	1111/05
KM169-13	487/3		۵۷/۷۱	1991/8	۸/۲۴	¥91/1	۷/۱۵		49.1		۸/۱۲	۷۷۶/۴۹	1840/88
KM169-14	۳۷۹/۱		۶۳/۷۵	۴۷۶/۸	۹/۲۵	491/0	۷/۲۶		498/8		٨/۶۶	۷۰۲/۳	1846/08
KM169-15	190/9		۵۹/۰۱	1620/1	٨/۴٨	474	۷		۴۵۸/۱		Y/A 1	٧٨١/۶٢	1714/07
KW109-10	۲۷/۳		847/49	144/4	۲۱/۵۵	100/1	۳/۴۳		100/1		۹/۹۵	144/17	۳۲۷/۹۵
KW120 10	r79/V		×1/TD	۲۸۶/۱	۹	748	۷/۲۵		799/V		A/1Y	۶۲۴/۷۱ Norice	15.0/24
KM160-10	۵۱۵/۱ ۸۳۳۲		Y1/87	777/7	۱۰/۸۱	T00/T	۶/۸۹		779/9		۸/۹۳	V77/99	1010/00
KW160-19	۵۳۳/۴		77/17 CW/CV	۵۰۸/۸	1.1/22	۵۰۳/۷	ν/۵		۵۰۱/۵		4/79	00/777	490/14
KW160-20	T4T/0		×1/4Y	F14/F	۹/۷	۵۰۲/۲	۷/۴۳		۲۶۹/۵		A/QQ	۵۲۶/۲ ۱۹۰	111.17
KM160.22	T1A/4		7.149	F7F/9	۹	T70/1	۸۲/۷		570/0		Y/A	1.7.40	171.47
KM160.22	۵۲۴/۱		07/7A	۵۳۷/۳	1/10	054/V	۷/۹۱ ۲/۷۹		TYT/T		A/17 C/76	11.1.1/10	114+/11
KW160 24	1/٢		100/14	117/1	17/24	151/2	۳/۷۹		159/1		7/17	17.177	TT+/TT
KM160 25	τωλ/γ γειφιω		1/1/00	177/1	11/15	157/5	1		1		1.17	107/10	7ωΛ/ωΛ Υλλγμο
KM160.26	1 / 17		¥ 1/11	ωι Λ/Υ	11/77	ωι •/ω εεν/ν	۸/۲۴ ۷/۳۳		177/7		9/17	11 47/17 CTTL V	1118/87
KM160 27	710/7 V. SI			ω·ω/ω ΔΥ/Λ	11/ω1 \¥/€/€λ	171/1	¥/15		111/7 FAL/W		1/• Y	FT1/+Y	1111Y/+1 GAN/MA
KM196-01	77. 7/1	\ \	A#/A1	1.1A/Y	11/11	AAA/Y	9/.1		100/1		TV/9V	ΨV./€λ	VVV/19
1111/0-01	1 1 1 1 / 6		ωι/ωί	1 1 1 1 1 1 1 1	11///	ww/\/ 1	, v, • Y		11 60 1 / 1		1 1 / 1 7	111/10	1 1 1 / 1 3

-04-30]		
u.ac.ir on 2025		
ed from gnf.kh		
[Downloade		

Sample	$\frac{207}{206}$ Pb	$\pm \sigma^{0/4}$	$\frac{207 \text{Pb}}{235 \text{I}}$	+ ~ %	$\frac{206 Pb}{238 I}$	$+ \sigma^{0/4}$	$\frac{208 \text{Pb}}{232 \text{Tb}}$	+ ~ %	²³² Th	238 _{1 1}
KM196-02	971/6	± 0 %	٤١٩/١	± 0 %	۵۲۳/۹	± 0 70	۲۱۱ ۶۳۸/۳	± 0 %	۲II ۴۰۷/۸۱	U ۸۱۴/۴۷
KM196-03	1)91/17	۵۸/۴۵	840/1	١٢/٨١	۵۳۰	٨/٢٢	V48/X	14/85	8.0/00	1147/81
KM196-04	1890/1	۶١/۵٩	۷۷۳/۴	10/85	۵۷۷	٩/١٧	٩, ١۴/۶	۲۱/۱۳	ΥΛΥ/ΥΛ	891/94
KM196-05	۶۸۴/۸	۷۷/۷۶	۵۷۳/۲	۱۴/۸۳	546/1	٨/٨۴	840/1	14/81	VY1/۲۶	۱۳۸۲/۰۸
KM196-06	۵۳۱/۴	۶۲/۲	۵۳۱/۲	۱۰/۱۷	۵۳۱/۴	٨/١٣	۵۵۰	۱۰/۳۷	۶۶۸/۰ ۱	18.8/4
KM196-07	1437/0	۵۵/۳۳	۷۳۸/۳	۱۳/۳۵	۵۳۱	۸/۳۲	۸۱۳/۴	10/47	۵۸۱/۹۹	۱۱۰۸/۶۱
KM196-08	TFTV/8	48/48	۱ ۱۳۸/۷	١۶/٠٧	۵۸۷/۲	۹/۳۱	۱۵۸۰/۹	۲۹	۴۷۷/۷۵	1.79/98
KM196-09	۱۸۸۵/۵	۴٩/۵٨	۹۳۶/۵	۱۴/۵۸	۵۸۶/۴	٩/١٧	۱۱۳۸/۴	۲ ۱/۲	417/98	9 • 4/78
KM196-10	418/9	Y8/88	۵۱۱/۴	۱۲/۹	۵۳۲/۶	٨/۵	۵۴۲/۵	۱۲/۲	۳۳۶/۰۷	۷۵۶/۳۲
KM196-11	890/4	Y 1/T 1	F9X/F	۱۱/۶۵	۵۲۰/۶	٨/٢٣	۵.۳/۷	۱۰/۵۱	89V/VF	۸۴۳/۵۶
KM196-12	۴۳۳/۱	94/97	FY9/Y	۱۵/۷۶	ዮአአ/አ	٨/٣٣	۵۰۵/۲	14/•9	۳۳۲/۹۹	۸۰۹/۷۸
KM196-13	۵۷۹/۵	YT/88	۵۳۵/۳	۱۲/۹۵	574/5	٨/۴۵	681/4	۱۲/۰۷	430/24	۸۹۸/۸۵
KM196-14	480/3	۷۳/۲۵	۵۱۲/۹	۱۲/۳۳	۵۲۳/۸	۸/۳۸	۵۰۷/۴	۱۰/۹۱	34/77	٨/١٧
KM196-15	۶۸۳/۶	۹۲/۱	544	۱۷/۵۷	۵۱۰/۵	٨/٩۴	۵۰۹/۷	14/02	846/14	۷۱۴/۳۳
KM196-16	494/V	٧٣/۶۴	۵۱۹/۳	۱۲/۵۸	۵۲۳/۹	٨/۴۶	۵۰۲/۶	11/17	371/40	۸۱۶/۹۶
KM196-17	414/1	74/41	617/4	۱۲/۵۷	۵۱۹/۹	۸/۴۴	۴۷۹/۵	۱۰/۵۹	819/48	۶۸۴/۲
KM196-18	۳۸۳/۳	84/48	490/8	۱۰/۲۸	۵۱۹/۲	٨/٢٣	614/8	٩/۵٢	۲۹۳/۹	۱۳۸۵/۳۷
KM196-19	422/9	89/14	499/4	۱۱/۳۸	۵۱۲/۷	λ/۲٨	۵. ۰/۲	۹/۸۱	۹۶۶/۹۵	۱۵۸۰/۲۵
KM196-20	۶۵۴/۸	YX/Y۴	۵۵۱/۶	14/98	۵۲۵/۸	۸/۷۳	56./8	۱۲/۸۳	272/08	۶۱۰
KM196-21	۵۹۳/۵	V1/84	۵۳۷	١٣	۵۲۲/۷	٨/۵۵	۵۳۸/۶	11/77	۳۵۵/۱۱	۷۸۰/۹۵
KM196-22	۳۹۳/۵	147/1	۵ • ۶/۴	۲۵/۸۹	۵۳۰/۵	۱۰/۴۵	۳۰۱/۳	۱۰/۴۸	221/22	576/66
KM196-23	461/Y	88/98	611/4	۱۰/۵	۵۲۵/۹	٨/۴٩	497	٩/٢٩	۹۳۳/۲	1009/+1
KM196-24	۶۱۱/۹	16/21	۵۳۷/۷	13/72	۵۱۹/۲	٨/۶٨	40.16	۱۱/۳۷	ТТ /ТХ	۶۸۲/۳۹
KM196-25	407/8	۶۹/۵۱	61Y/Y	۱۱/۸۴	۵۲۵	٨/٦١	494/0	٩/٨٩	FWX/9V	931/30
KM196-26	۵.۴/۶	۷۰/۷۵	ΔΙΑ/Υ	17/77	۵۲۰/۶	٨/۶	411/1	۱۰/۵۲	4/69	۸/۳/۸
KM196-27	413/8	Υ٣/٨٢	۵ • ۴/۲	17/81	۵۲۳/۲	٨/٧١	471/2	۱۰/۳۵	483/18	941/41
KM196-28	418/8	۶۲/۳ ۸	۵۰۱/۵	۱۰/۳۶	۵۱۹/۱	٨/۴٧	421/2	۸/۳۸	1431/20	5.49/90
SS-222-01	۵۸۸/۳	49/4	ΔΑΥ/Δ	11/1	۵۸۷/۶	۹/۵	844/9	18	۵۵/۶	۱ • ۹/۷
SS-222-02	۵۹۲/۸	۲۳/۸	۵۸۴/۸	۹/۸	۵۸۶/۳	۴/۶	۵۶۳/۵	٧/٩	1808	78.8/1
SS-222-03	877	۳۱/۷	۵۸۸/۵	۱۰/۲	۵۹۵/۴	۶/۱	409/4	٧/٩	۳۵۷/۳	۵ • ۳/۲
SS-222-04	۶۲۳/۷	۳۵/۱	۵۸۵	۳/ ۰	۵۹۳	۶/۷	۵۶۲/۸	11/1	۲ • ۱/۹	47.
SS-222-05	۶·۹/۵	۲۳/۹	545/4	۹/۱	۵۵۷/۹	۴/۳	548	Y/A	986/4	۲ • ۹۷
SS-2220-6	882/V	۲۹	494/0	٨/۵	۵۲۹/۳	۵/۱	421/4	٧/٣	۵۰۱/۸	1 • 79/4
SS-222-07	819/14	۳۶	۵۲۵	۹/۳	542	۶/۵	584/8	۱۰/۸	۱۶٩/٧	۳۳۳/۳
SS-222-08	۵۷۴/۸	۳۱/۴	616/Y	٨/٩	578/8	۵/۵	49.10	٨/۵	۱۸۳/۵	۳۴۳/۴
SS-222-09	۶۳۷/۹	24/1	۵۴۸/۷	٩/٢	۵۶۶/۳	۴/۵	534.00	٨/١	۵۱۰/۲	1887/18
SS-222-10	۶۰۳/۷	۳۳/۳	۵۸۸/۱	۱۰/۲	۵۹۱/۲	۶/۴	۶۱۸/۹	۱۱/۳	108/4	۳۲۸/۹
SS-222-11	۶8/۲	۳١/٢	5476	٩/٣	584/3	۵/۸	411/8	٨/۶	717/7	٣٩١/۶
SS-222-12	۶۰۸/۱	۲۸/۹	۵۳۳/۲	٩/١	۵۴۷/۶	۵/۲	۵۵۵/۵	٩	744/0	۵۰۰/۳
SS-222-13	۵Y · /Y	۲۳	۵۸۵/۳	۹/۷	۵۸۲/۲	۴/۳	۵۵۱/۹	Y/Y	<i>۶۰۰</i> /۹	1841/4
SS-222-14	۶۰۰/۲	۲٩/۵	۵۸۵/۶	١٠	۵۸۸/۶	۵/۶	588/8	۹/۳	۲۸Y	618/14

اغلب فعالیتهای ماگمایی که از آنها بهعنوان فعالیتهای ماگمایی حاشیه قارهای نوع آندی یاد می شود، در واقع فعالیتهای محیطهای برخوردی و یا مرتبط با فرورانشهای ناقص هستند. اگرچه در نمودارهای ژئوشیمیایی، بخشی از این سنگها شواهد ماگماتیسم حاشیه قارهای نشان می دهند ولی بررسیهای دقیق صحرایی این موضوع را تأیید نمی کنند. به عنوان مثال، میان لایه ها و گنبدهای ریولیتی هم زمان با کشش و توسعهٔ حوضههای رسوبی اواخر نئوپروتروزوییک که غالباً به صورت بین لایه ای با کربناتها (متاکربناتهای کنونی) یافت می شوند، 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 مجموعهٔ 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 JTh/Yb [۵۴]

در حالی که ویژگیهای ژئوشیمیایی سایر سنگهای آذرین یا دگرگونی همراه نظیر متابازیتها که بهصورت میان لایه با متاریولیتها مشاهده میشوند، این موضوع را بهطور 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.



مكل ١٠ - موقعيت تموندهاي شنك مادر مناباريت هاي مجموعة دكر تولي- أدرين ماجراد در. الف- نمودار Th/Hf در برابر MgO-Al₂O₃-FeO^T دان

از آنجاکه متاریولیتهای بررسی شده در این مقاله بهصورت بین لایهای با متاکربناتها، 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 بهوسیلهٔ کریستینسن مطابقت دارد.

نتایج سنسنجی انجام شده روی متاریولیتها، متابازیتها و گنیسهای این مجموعه دگرگونی، بازههای زمانی نزدیک بههم برای تشکیل این سنگها را تأیید میکند. بهعلت 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 نتیجه گیری 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 بازهٔ زمانی نئوپروتروزوئیک پایانی نمایش داده شده است.



شکل ۱۱. مدل زمینساختی نمادین برای تحولات زمین ساختی مجموعهٔ دگرگونی– آذرین ماجراد در بازهٔ زمانی نئوپروتروزوئیکپایانی با الهام از [۵۷]

برداشت

با توجه به شواهد صحرایی نظیر وضعیت میانلایه ی متاریولیتها، همراهی آنها با متاکربناتها، متاپلیتها و متاپایت ها و همچنین شواهد به دست آمده از بررسی دقیق متابازیت های این مجموعه می توان اذعان داشت که این سنگها در حوضه ای کششی درون قاره ای (حوضه کششی پشت کمانی یا کافتی) تشکیل شده اند. با توجه به داده های ژئوشیمیایی الگوی تغییرات عناصر کمیاب و نادرخاکی به هنجار شده به گوشته اولیه، این سنگها از عناصر نادرخاکی سبک درون قاره ای (حوضه کششی پشت کمانی یا کافتی) تشکیل شده اند. با توجه به داده های ژئوشیمیایی الگوی تغییرات عناصر کمیاب و نادرخاکی به هنجار شده به گوشته اولیه، این سنگها از عناصر نادرخاکی سبک REEs و عناصرلیتوفیل بزرگ یون LHLEs عنی شدگی و از عناصر با قدرت میدانی زیاد REEs تهی شدگی نشان می دهند. مجموعه شواهد صحرایی و ژئوشیمیایی حاکی از تشکیل متاریولیت ها از ذوب بخشی پوسته قاره ای زیرین تحت تأثیر گرمای آزاد شده از جای گزینی ماگماهای بازیک در اعماق پوسته است. با توجه به نتایج سن سنجی انجام شده روی متاریولیت های دگرگونی ماجراد و شتر کوه که برای اولین بار انجام شده است و هم چنین

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

منابع

- Davies J. H. Stevenson D. J., "Physical model of source region of subduction zone volcanics", Journal of geophysical Research, 92 (1992) 2037-2070.
- Schmiedel T., Breitkreuz C., Görz 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.
- Ulmer P., "Partial melting in the mantle-wedge the role of H₂O in the genesis of mantlederived '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 H₂O: 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.
- 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 subterranes". Gondwana Research, 41 (2017) 93-109.
- 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.
- Hildreth,W., Moorbath, S., "Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile", Contributions to Mineralogy and Petrology, 98 (1988) 455-489.
- 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.
- 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.
- 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.
- Balaghi Einalooo M., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., Mohajjel M., "Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of schists, gneisses and granites in Delbar metamorphicigneous Complex, SE of Shahrood (Iran)", Journal of Asian Earth Science, 92 (2014) 92-124.
- 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 نئوپروتروزوئیکپایانی شمال آغل کندو (جنوب دو چاه - جنوبشرق شاهرود)"، بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانیشناسی ایران (۱۳۹۵).
- ۱۹. صادقیان م.، حسینی س. ح. ، همتی ع.، شکاری س.، "سنگشناسی، زمینشیمی، زمین زمانسنجی گرانیتوییدهای جنوب-باختر میامی"، فصلنامهٔ علوم زمین، شمارهٔ ۱۰۳، (۱۳۹۵) ۴۱–۶۰.
- ۲۰. ویس کرمی م.، صادقیان م.، قاسمی ح.، جای، م.، "پترولوژی، ژئوشیمی و سنسنجی متابازیتهای پروتروزوئیکپایانی مجموعهٔ دگرگونی ماجراد (جنوبشرق شاهرود): گامی بهسوی شناخت تحولات ژئودینامیکی سرزمینهای گندوانایی ایران، مجله بلورشناسی و کانی شناسی 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 حوضه های ریفتی اواخر نئوپروتروزوئیک"، فصلنامهٔ علوم زمین، شمارهٔ ۱۰۵، (۱۳۹۶) ۱۸۲-۱۶۷.
- 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.

78.

- 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 Microse, 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.
- 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 Neoprotrozic granitoid of the Bornaward complex (Bardaskan NE Iran) ", Journal of Earth Sciences, 111 (2015) 54-71.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.

787

- 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.
- 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 40Ar/39Ar 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.
- 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.