



## بررسی زمین زمان سنگی گنبد آتشفشنایی بهلول داغی، شمال تبریز: برپایه داده‌های $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ بیوتیت

\* سیده نرگس ساداتی

دانشگاه محقق اردبیلی، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی

(دریافت مقاله: ۹۷/۲/۳، نسخه نهایی: ۹۷/۷/۷)

**چکیده:** حوضه تبریز دارای فعالیت‌های گستره آتشفشنایی سنوزئیک و کواترنری بوده است و در پهنه برخوردی بین ورقه عربستان و اوراسیا قرار دارد. سازندهای موجود در منطقه از سازندهای رسوبی- تخریبی به سن میوسن (سازند قرمز بالایی) به همراه آتشفشنایی‌های داسیتی جوان‌تر تشکیل شده‌اند. گنبد آتشفشنایی بهلول داغی در جنوب روستای اسپیران از نظر ترکیب بین داسیت تا ریولیت متغیر بوده و معمولاً دارای بافت پورفیری با درشت بلورهایی از کوارتز، پلازیوکلاز، سانیدین، هورنبلند و بیوتیت است. شواهد صحرایی آشکارا نشان می‌دهد که آنها به داخل توالی سازند قرمز بالایی نفوذ کرده‌اند و بنابراین جوان‌تر از این واحدها هستند. به منظور تعیین سن دقیق، بررسی‌های سن‌سنگی آرگون- آرگون بر هفت بلور بیوتیت جدا شده از نمونه داسیتی انجام شد. در این بررسی، طیف سن‌سنگی نعلی‌شکلی (U شکل) با سن‌های آشکار شده بالا نسبت به نمودار تشکیل شد. این شکل نعل‌مانند ناشی از بالا بودن مقادیر اولیه آزادسازی آرگون است که به وسیله کاہش سن در یک نمودار به خوبی تعریف شده دنبال می‌شود و با توجه به آن سن دقیق نمونه آتشفشنایی مشخص می‌شود که برای نمونه‌های مورد بررسی  $20.5 \pm 0.15$  Ma تعیین شد.

**واژه‌های کلیدی:** سن سنگی؛ آرگون اضافه؛ نمودار؛ اسپیران؛ بهلول داغی؛ تبریز.

پهنه در حقیقت جزئی از فعالیت‌های آتشفشنایی- نفوذی ترشیاری در ایران مرکزی است. فعالیت‌های آتشفشنایی این کمربند از کرتاسه پیشین با فوران‌های آهکی قلیایی شروع و در اوسن با گدازه‌های آهکی قلیایی ادامه یافته و در اواخر ترشیاری، گدازه‌های غنی از پاتاسیم تشکیل شده‌اند [۲]. کمربند ارومیه - دختر شامل جریان‌های گدازه‌ای بازالتی، تراکی آندزیت، تراکیت، داسیت، تراکی بازالت، آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی آندزیت، تراکیت، داسیت، ایگنیمیریت و هم ارزهای آذرآواری آنهاست. سنگ‌های نفوذی این کمربند بیشتر شامل دیوریت، گرانودیوریت، گابرو و گرانیت است. اوج فعالیت‌های ماقمایی در این کمربند طی اوسن رخ داده است [۳]. عمرانی و همکاران در سال ۲۰۰۸ سنگ‌های آتشفشنایی این کمان ماقمایی را به دو دسته سنگ‌های آتشفشنایی اوسن و سنگ‌های آتشفشنایی میوسن تا

### مقدمه

فرورانش نوثتیس به زیر ورقه ایران مرکزی طی کرتاسه پسین تا پالئوژن و به دنبال آن برخورد ورقه ایران و ورقه عربی (برخورد قاره‌ای- قاره‌ای) مسؤول گسترش چهار پهنه ساختاری در ایران است (شکل ۱). این پهنه‌های ساختاری با روند شمال غرب- جنوب شرق شامل پهنه چین خورده زاگرس (زاگرس مرتفع و کمربند چین خورده زاگرس)، پهنه دگرگونی سندنج سیرجان و کمان ماقمایی ارومیه دختر (UDMA) است [۱]. کمربند ماقمایی ارومیه - دختر بخشی از کمربند آلب - هیمالیا است. این کمربند منحصر به ایران نبوده و در واقع بخشی از یک کمربند بزرگ‌تر به نام کمربند فلززایی آلب - هیمالیاست که با طولی معادل ۴۰۰ کیلومتر از صربستان آغاز می‌شود و با عبور از ترکیه و ایران تا پاکستان ادامه دارد. این

آتشفشاری و یافتن ارتباط چینه شناسی بین آنها بسیار استفاده می‌شده است. این روش سنتی برپایه کانی‌های غنی از K بوده است که نسبت به مهاجرت  $K^{40}$  و  $Ar^{40}$  از زمان تشکیل بسته بودند. با این حال بررسی‌ها نشان می‌دهد که در نتیجه فرایندهای گوناگونی که مهم ترین آنها چرخش سیال گرمابی است،  $Ar^{40}$  می‌تواند به داخل بیوتیت نفوذ کند (اضافه شدن آرگون) یا می‌تواند از این کانی به خارج تراویش نماید (از دست دادن آرگون). چنین انحرافاتی از رفتار یک سیستم بسته موجب خطاها اصولی در سن‌سنجدی K-Ar می‌شود که معمولاً شناسایی آن غیرممکن است و قابلیت اطمینان روش را به عنوان ابزار سن‌سنجدی به شدت محدود می‌کند [۷]. روش سن‌سنجدی به اصطلاح  $Ar^{39}/Ar^{40}$  (یا فقط Ar-Ar)، این محدودیت و دیگر کاستی‌های زمین زمان‌شناسی K-Ar را با اعمال راهکارهایی از بین می‌برد. در این روش سن‌سنجدی نیز همان کانی‌های پتاسیم دار (یا نمونه کل سنگ آتشفشاری) به کار رفته برای سن‌سنجدی K-Ar استفاده می‌شود. در حالی که سن‌سنجدی K-Ar سن مطلق را محاسبه می‌کند، Ar-Ar روش سن‌سنجدی مرحله‌ای است که نیازمند واسنجی به‌وسیله تجزیه نمونه زمین‌شناسی استاندارد در کنار نمونه ناشناخته است. امروزه بازواسنجی موجب همخوانی بهتر نتایج سن‌سنجدی Ar-Ar با دیگر زمین زمان‌سنجدی می‌شود [۸].

در روش نوین سن‌سنجدی از آنجا که خطاهای اصولی به‌طور یکنواخت در سرتاسر بلور کانی آشکار نمی‌شود، سن‌سنجدی به این روش ساده‌تر است؛ برای مثال، از دست دادن آرگون نزدیک به لبه بلور (یا نزدیک به شکستگی‌ها) مشخص‌تر است. در نخستین مراحل گرمایش تدریجی، آرگون ترجیحاً از حلقه بلوری تهی شده از  $Ar^{40}/Ar^{39}$  (پایین) خارج می‌شود؛ بنابراین سن به دست آمده کمتر از سن زمین‌شناسی است. در حالی که  $Ar^{40}$  حفظ شده در لایه‌های داخلی، تنها طی مراحلی با دماهای بیشتر آزاد خواهد شد. بنابراین طیف سن نمونه‌ای که دچار از دست دادن آرگون شده است افزایشی نشان می‌دهد که معمولاً موجب ایجاد یک طیف مسطح می‌شود و از روی آن مقدار دقیق و ثابت سن قابل محاسبه است [۷].

$Ar^{40}$  اضافه که پس از تبلور به داخل نمونه نشر یافته است، تمایل به استقرار در مزر بین دانه‌ها یا میانبارهای سیال دارد که در دماهای پایین مرحله نخستین گرمایش رها شده و موجب ایجاد ناهنجاری و نشان دادن سن قدیمی‌تر می‌شود. مراحل

پلیوکواترنری تقسیم کرده‌اند [۴]. سنگ‌های آتشفشاری اثوسن متشکل از آندزیت، توف و آذرآواری‌های حدواسط با مقادیر ناچیزی بازالت، آندزیت و ریولیت هستند؛ سنگ‌های آتشفشاری میوسن تا پلیوکواترنری از سنگ‌های آندزیتی تا داسیتی با سن میوسن پسین تا پلیوسن تشکیل شده‌اند که به وسیله سنگ‌های آتشفشاری مافیک دنبال می‌شوند [۱-۵].

در منطقه مورد بررسی واقع در جنوب روسیه اسپیران، گنبد آتشفشاری به داخل توالی رسوبی سازند قرمز بالای نفوذ کرده است. این سازند نواحی گسترهای از ناحیه مورد بررسی را پوشانده و متشکل از کنگلومرا، ماسه سنگ، شیل قرمز، مارن و تبخیری‌هاست. بر اساس بازدیدهای صحرائی، پیروی این گنبد آتشفشاری از ریخت‌شناسی سازند قرمز بالای سن چینه شناسی آن را به پلیوکواترنری نسبت می‌دهند [۶] (شکل‌های ۲ و ۳ الف). این سن چینه شناسی با سن‌سنجدی انجام شده بر گنبدهای ریولیتی که سنی حدود ۱۷-۱۰ میلیون سال را بر اساس بررسی‌های سن‌سنجدی Rb/Sr و K/Ar کل سنگ گنبدهای ریولیتی نواحی مرتفع ارمنستان نشان می‌دهد، همخوانی دارد [۱].

تنوع گستره سنگ‌های ماغمایی نوزا تا کواترنری، از گنبدهای داسیتی تا ریوداسیتی و گستردگی آن تا بیش از ۱۰۰ کیلومتر به دلیل شرایط ویژه تشکیل آنها و ارتباط فضایی با دیگر سنگ‌های ماغمایی اهمیت پژوهشی بسیاری دارد. فعالیت آتشفشاری داسیتی اواخر میوسن در شمال غرب به وسیله فعالیت‌های آتشفشاری قلیایی و شوشونیتی دنبال می‌شود. چنین ارتباطی در دیگر نواحی برخوردي پهنه اوراسیا و گندوانا نیز گزارش شده است. تنوع انواع فرایندهای ماغمایی از آهکی قلیایی تا قلیایی دربردارنده سنگ‌های آتشفشاری با مقادیر پتاسیم بالا بیانگر این است که شمال غرب ایران نشانگر فعالیت آتشفشاری جوان است [۱]. با وجود پژوهش‌های فراوانی که تا به امروز بر سنگ‌های آتشفشاری شمال غرب کشور انجام شده، سن دقیق جایگزینی این گنبدهای آتشفشاری در منطقه هنوز مشخص نشده است، از این رو، در این پژوهش به وسیله سن‌سنجدی نوین Ar-Ar بر بیوتیت‌های جدا شده از سنگ‌های آتشفشاری بهلول داغی، سن دقیق این سنگ‌ها در ناحیه اسپیران تعیین می‌شود.

پیش از ابداع روش نوین سن‌سنجدی Ar-Ar در دهه‌های اخیر، زمین‌زمان‌سنجدی سنتی K-A برای تعیین سن سنگ‌های

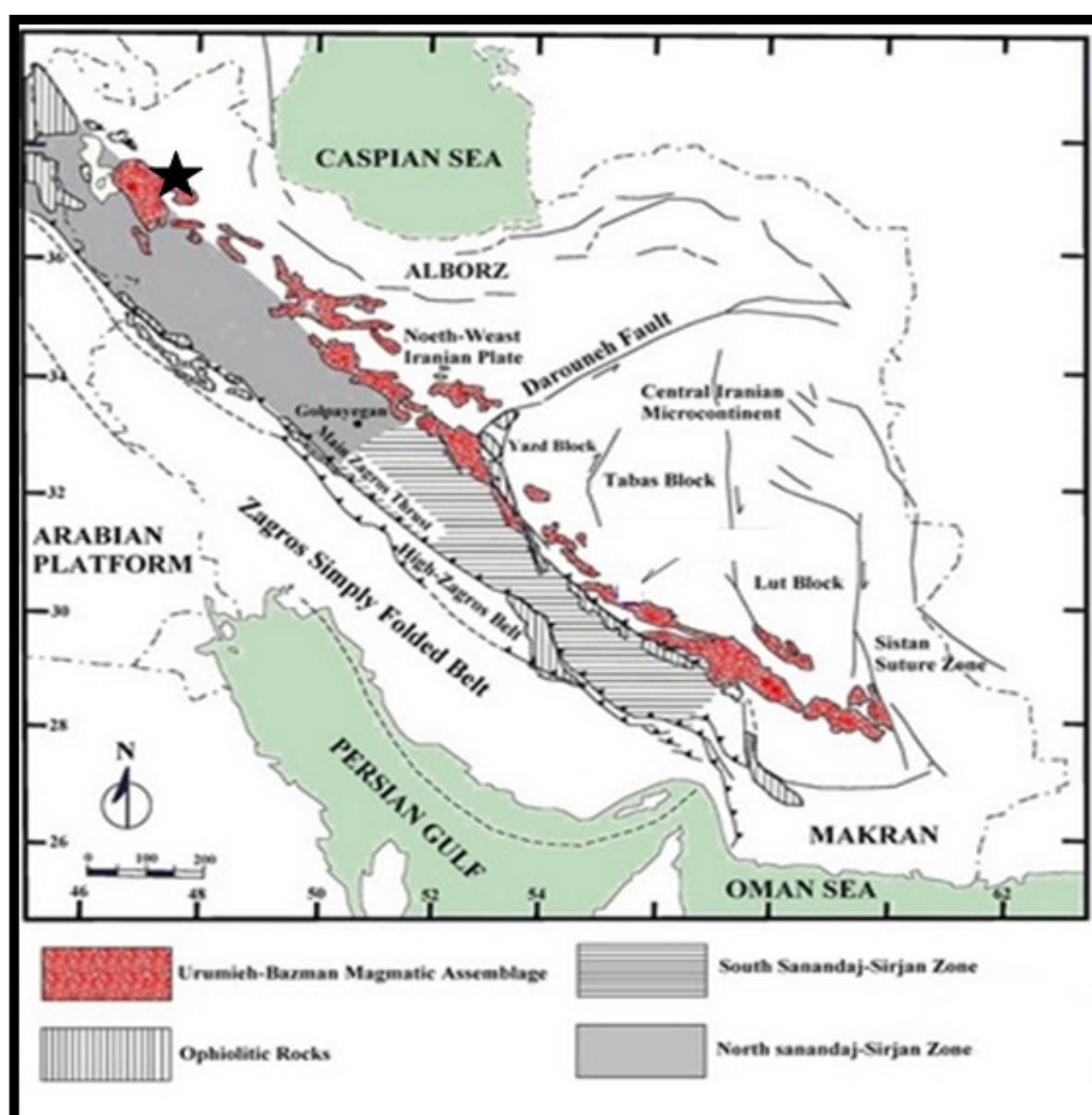
متفاوت آرگون از دست رفته و آرگون اضافه در طیف سن سنگی، افزون بر تعیین دقیق سن نمونه سنگ، شکل ویژه طیف با استفاده از این فرایندها تفسیر می‌شود.

#### زمین‌شناسی ناحیه مورد بررسی

حوضه نوزای تبریز در شمال غرب ایران قسمتی از سیستم گسلی امتدادگری است که در اوخر میوسن بین ورقه‌های برخوردي عربی و اوراسیا گسترش یافته [۱۱-۱۳] و بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران در کمان ماگمایی ارومیه دختر قرار گرفته است [۱۴، ۱] (شکل ۱).

بعدی (طیف مسطح) برای تعیین سن دقیق زمین‌شناسی مناسب‌تر است. با این حال گاهی ممکن است در مراحل نهایی آزادسازی آرگون، باز سن‌های قدیمی‌تر از سن واقعی به دست آید که دلیل آن  $\text{Ar}^{40}$  به دام افتاده در میانبارهای کانی یا مذاب است [۹]. از طرف دیگر، خطاهای موجود در سن سنگی و عدم تعریف طیف مسطح می‌تواند ناشی از دگرسانی، درهمرشدی کانی‌های دیگر، ناخالصی در کانی‌های جدا شده یا حضور آرگون اضافی نیز باشد [۱۰].

با توجه به موارد بیان شده در این پژوهش با توجه به رفتار



شکل ۱ چهار پهنه مهم ساختاری ایران، کمربند ارومیه – دختر با نوار قرمز و ناحیه مورد بررسی با ستاره مشخص شده است (برگرفته از مرجع با تغییرات [۱]).

پژوهش مشخص نبود، اما اغلب بر اساس بررسی‌های چینه-شناسی آن را مربوط به زمان پلیوکواترنری یا اوایل کواترنری می‌دانند.

رنگ این سنگ‌های آتشفشنانی از سفید تا خاکستری متغیر بوده و گستره‌ای حدود ۰/۵ تا ۴ کیلومتر مربع را در منطقه مورد بررسی می‌پوشاند (شکل‌های ۲ الف، ب). بازدیدهای صحرایی پیشنهاد می‌کند که این گبهدهای آتشفشنانی در طول گسل‌های محلی و یا محور طاقدیس به سطح زمین راه یافته‌اند. در این توode، سنگ‌های داسیتی غالب بوده و معمولاً دارای بافت پوروفیری با درشت بلورهایی از کوارتز، پلازیوکلаз، سانیدین و بیوتیت هستند (شکل‌های ۲ پ و ت). این کانی‌ها معمولاً به وسیله هالهای کدر از اکسیدهای آهن احاطه شده‌اند. از بافت‌های رایج دیگر در این سنگ می‌توان به بافت وزیکولار و آمیگدالوئیدال اشاره کرد.

#### روش بررسی

با توجه به این که سنگ‌های ناحیه مورد بررسی به شدت دگرسان بودند، تنها چند نمونه حاوی کانی‌های غیردگرسان یا با دگرسانی اندک وجود داشتند که از میان آنها براساس بازدیدهای صحرایی و سنگ‌شناسی یک نمونه مربوط به گنبد آتشفشنانی بهلول داغی واقع در جنوب روستای اسپیران برای سن‌سنجدی اختبار شد.

قطعات مورد استفاده برای سن‌سنجدی  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ <sup>۴</sup> شامل بیوتیت‌های نسبتاً سالم و جدا شده از سنگ آتشفشنانی به ابعاد ۵۰۰ تا ۸۰۰ میکرومتر بود که پس از خردایش کل سنگ و مرحله جداسازی مغناطیسی زیر میکروسکوپ دوچشمی جدا شد و به مدت یک دقیقه به وسیله اسید HF با نرمالیته ۰/۵ شستشو داده شد تا مقدار شیشه، کربنات و دیگر کانی‌های احتمالی دگرسان همراه با آن کاهش یابد. سپس بیوتیت‌های شسته شده به وسیله HF، چندین بار به وسیله آب قطر شستشو داده شد. پس از آن، شش تا هفت کانی بزرگ و خودشکل، از کانی‌های جدا شده زیر دوچشمی برای سن‌سنجدی اختبار شد. وزن نمونه‌های مورد بررسی حدود ۳۲/۵۷ mg بود. سن‌سنجدی  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ <sup>۴</sup> در آزمایشگاه دما زمان‌شناسی ایزوتوپی انجمن زمین‌شناسی چین (CAGS) انجام شد. در این روش،

کمان ماگمایی ارومیه دختر از سنگ‌های نفوذی و خروجی با سن احتمالی اوسن-کواترنری و با راستای NW-SE تشکیل شده و بر اساس بررسی‌های زمین‌شیمیایی بیشتر شامل سنگ‌های آهکی قلیایی پهنه فورانش است [۱۵، ۱]. اوج این فعالیت‌های ماگمایی را وابسته به زمان اوسن می‌دانند. در طول گسل تبریز، حدود ۳۰ گنبد شبه آتشفشنانی با بافت پوروفیری و ترکیب داسیتی تا ریوداسیتی (۱ تا ۵ کیلومتر مربع) درون تنوعی از توالی رسوبی به سن پرمین تا اوایل میوسن نفوذ کرده‌اند [۱۶، ۱].

در مقیاس جهانی، کوهزایی پس از میوسن پایانی (آتیکن) به ترتیب عبارتند از رودانین<sup>۱</sup>، لاشین<sup>۲</sup> و پاسادنین<sup>۳</sup> که واپسین مرحله دگرشکلی آلپ پایانی را تشکیل می‌دهند. همگرایی ورقه‌های عربستان و اوراسیا پس از این برخورد در اواخر میو-پلیوسن به اوج خود رسیده و سبب ضخیم شدن، کوتاه‌شدگی و فراخاست قابل توجه پوسته در شمال‌غرب ایران و شرق ترکیه شده و فلات مرتفع ایران-ترکیه را به وجود آورده است [۱، ۱۲]. این مناطق از میوسن میانی تا کواترنر شاهد رخدادهای ماگمایی مشابهی بوده‌اند و شامل واحدهای آتشفشنانی کلسمی-قلیایی با طیف ترکیبی گستردگی از آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت هستند که احتمالاً سنی حدود ۱۲ میلیون تا ۲/۸ میلیون سال پیش (کواترنری) دارند [۱۷-۱۹]. در منطقه مورد بررسی، فاز پاسادنین که در اواخر پلیوسن-اوایل کواترنر رخ داده است، موجب آخرین چین‌خوردگی‌ها، بالازدگی‌ها و روراندگی‌ها شده است. یکی از بزرگترین رخدادهای این فعالیت آتشفشنانی در جنوب روستای اسپیران در گنبد آتشفشنانی بهلول داغی (PLQ<sup>V</sup>) دیده می‌شود (شکل‌های ۲ و ۳، الف) [۱۹].

گنبد بهلول داغی به ارتفاع ۲۱۰۰ متر بلندترین ارتفاع را در منطقه مورد بررسی دارد که در برگیرنده سنگ‌های آتشفشنانی گنبدی‌شکل با ترکیب تراکی آندزیتی تا داسیتی است و واحدهای سنگی میوسن را قطع نموده و کوه منفرد و گنبدی مانند را در منطقه به وجود آورده‌اند (شکل‌های ۲ و ۳ الف). سن دقیق نفوذ سنگ‌های آتشفشنانی بهلول داغی تا پیش از این

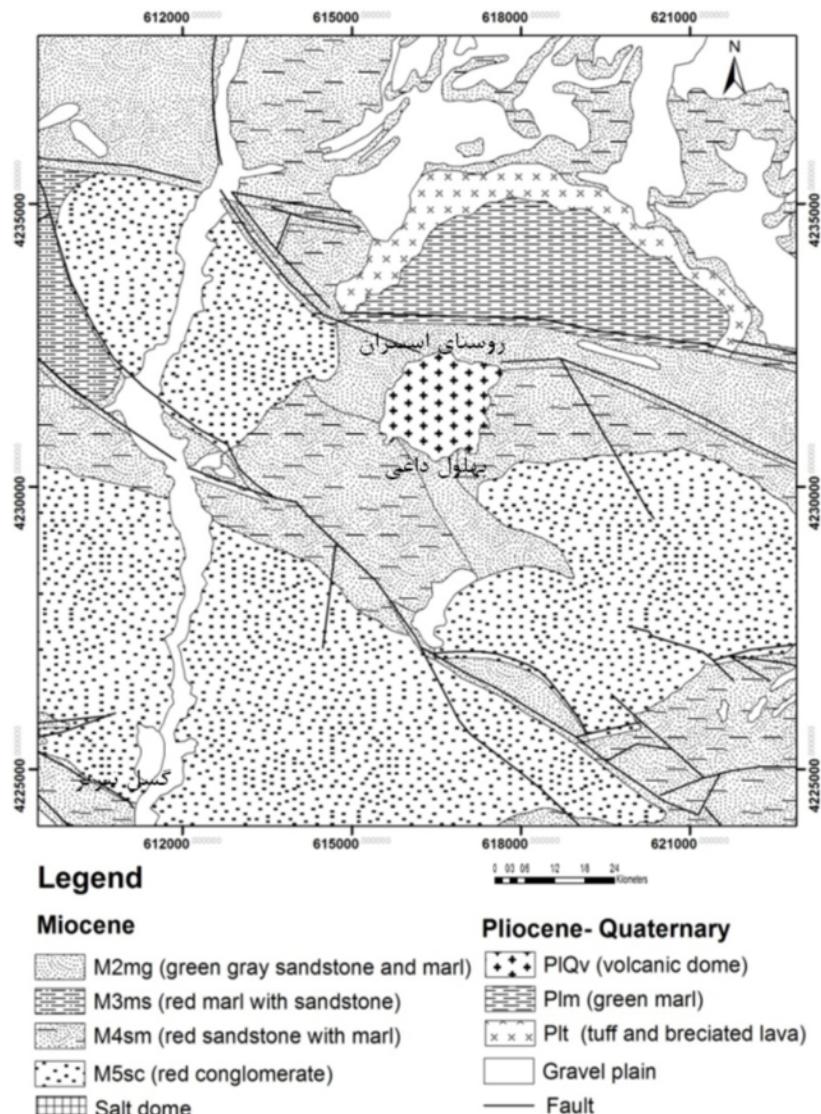
1- Rhodanian

2- Walachian

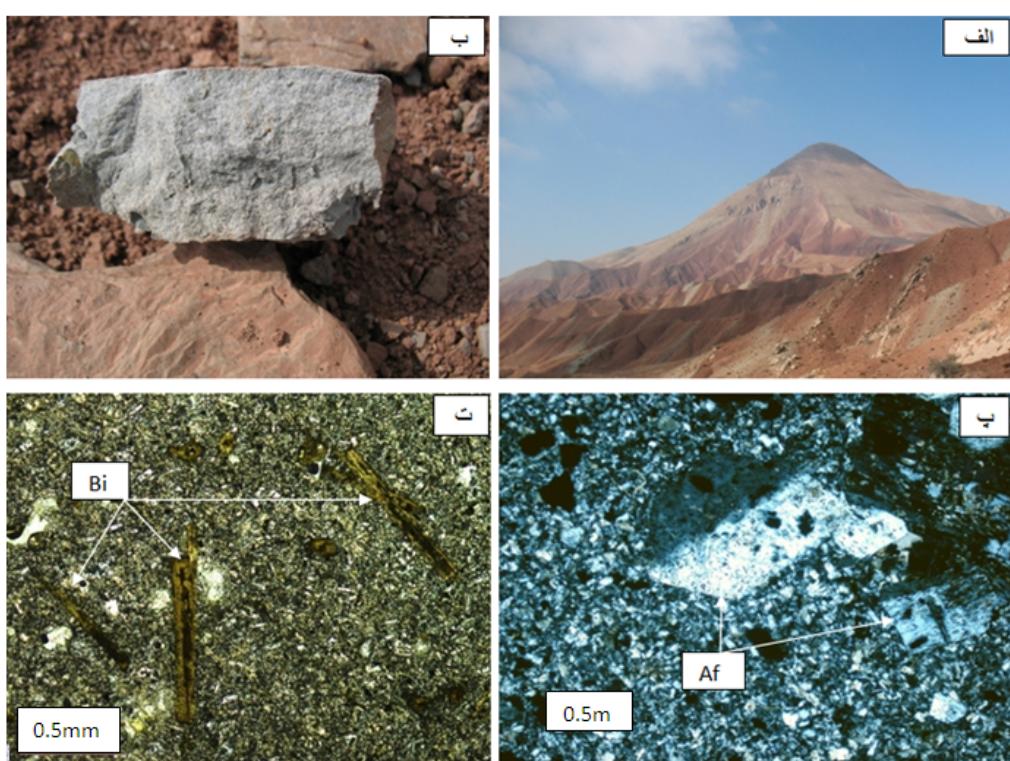
3- Pasadenian

طیف‌سنج جرمی اندازه‌گیری می‌شود و بر پایه آن، نسبت دقیق والد: دختر برای مقدار نمونه مورد نظر قابل محاسبه است. برای این منظور، مقداری از نمونه پرتودهی شده در خلا طی چندین مرحله (۷۶۰ تا ۱۲۶۰ درجه سانتیگراد) گرم می‌شود تا Ar خارج شود. پس از خروج آرگون، نسبت  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  به طور مجزا برای هر مرحله گرمایش توسط طیف‌سنج جرمی اندازه‌گیری می‌شود. همچنین عامل تصحیح تداخل ایزوتوبی  $\text{CaF}_2$  و تولید شده در طی پرتودهی نیز با بررسی طیف خالص  $\text{K}_2\text{SO}_4$  محسوبه می‌شود و پس از تصحیحات مربوط به مقادیر تفکیک جرمی، تاثیر جوی و تداخل جرمی تابش القایی، سن محاسبه می‌شود (شکل ۴ و جدول ۱).

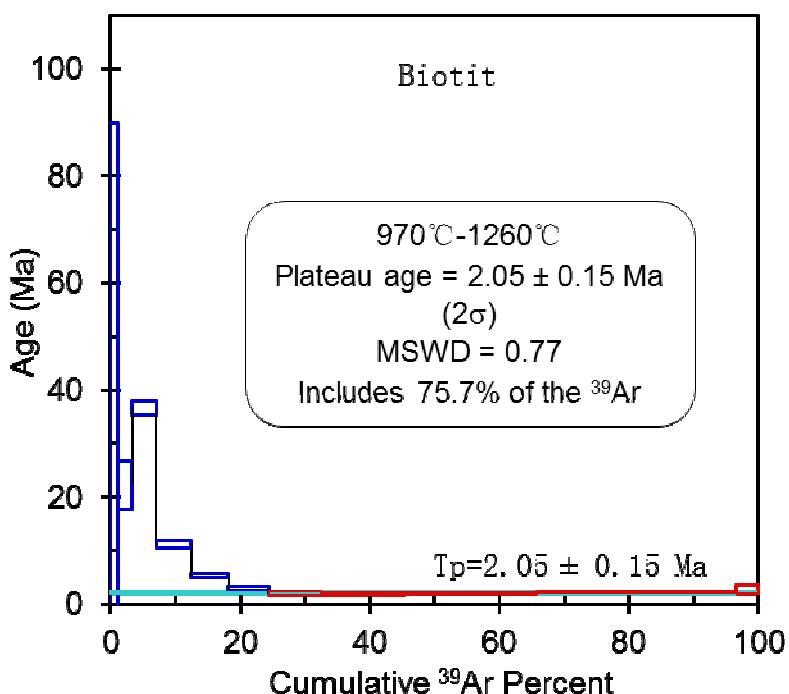
نمونه‌ها به روش فراصوتی تمیز و سپس در ورق آلومینیومی پیچیده شده و به همراه دو یا سه نمونه شاهد (ZBH-25) در لوله آلومینیومی قرار داده شدند (این نمونه شاهد که به عنوان استاندارد داخلی به کار گرفته می‌شود، بیوپتی با سن  $1327 \pm 1$  میلیون سال و مقدار پتابسیم  $7,579 \pm 0,30$  درصد وزنی است). این لوله‌ها داخل لوله کوارتزی (به ارتفاع ۴۰ میلیمتر و قطر ۵۰ میلیمتر) مهر و موم شده و به مدت ۲۸۷۸ دقیقه در معرض تابش قرار گرفتند. در این روش تنها مقداری از یک نمونه در معرض تابش نوترون‌ها در راکتور هسته‌ای قرار می‌گیرد تا  $^{39}\text{K}$  (ایزوتوب پایدار K) به  $^{39}\text{Ar}$  تبدیل شود. نسبت  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  نمونه پرتودهی شده به آسانی توسط



شکل ۲ نقشه زمین شناسی منطقه اسپران در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ برگرفته از مرجع [۵].



شکل ۳ (الف) نفوذ توده آتشفسانی بهلوول داغی به سازند قرمز بالایی، (ب) نمایی نزدیک از نمونه آتشفسانی داسیتی انتخاب شده برای سن سنجی، (پ) تصویر میکروسکوپی درشت بلور فلدسپار قلیایی (Af) در زمینه‌ای ریزدانه از کوارتز و پلازیوکلаз و (ت) تصویر میکروسکوپی درشت بلور بیوتیت (Bi) در زمینه ریزدانه از کوارتز و فلدسپار قلیایی و پلازیوکلاز.



شکل ۴ طیف نوعی Ar-Ar برای بیوتیت جدا شده از سنگ‌های آتشفسانی. سن سنجی Ar-Ar مستلزم گرمایش تدریجی نمونه است و طیف اندازه‌گیری‌های سنی را نشان می‌دهد که آرگون اضافه شده سرگذشت نمونه را آشکار می‌سازد (ستون‌ها نشان دهنده دما بر حسب °C برای هر مرحله است)، طیف آرگون اضافه (ستون‌های آبی رنگ) نشان دهنده تغییر  $^{39}\text{Ar}$  بهوسیله یک منبع خارجی است. ضخامت عمودی مستطیل‌ها نشان دهنده سن تعیین شده آن مرحله با دقت  $\pm 0.15$  است. عدم قطعیت سن در سطح اطمینان ۹۵٪ گزارش شده است (۲۵).

جدول ۱ داده‌های گرمایش تدریجی  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . برای بیوپتیت‌های سنگ آتشفشاری بهلول داغی وزن نمونه mg = ۳۲,۵۷ است.

T (°C)	$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$(^{39}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$(^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$^{40}\text{Ar} (\%)$	F	$^{39}\text{Ar}$ ( $\times 10^{-14}$ mol)	$^{39}\text{Ar}(\text{Cum.})$ (%)	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)
۷۶۰	۳۳۰,۶۵۷۲۰	۱۱,۱۷۵۵	۰,۲۸۵۰	۲,۱۶۸۴	۰,۱۳	۴,۲۱۸۶	۰,۲۹	۱,۰۲	۳۶	۵۴
۸۰۰	۸۴۲,۰۵۵۴	۲,۸۴۰۹	۰,۱۰۲۵	۰,۵۸۸۷	۰,۳۰	۲,۵۶۱۸	۰,۶۵	۲,۲۹	۲۲,۲	۴۶
۸۴۰	۲۷۹,۰۳۰۹	۰,۹۲۹۹	۰,۰۷۶۷	۰,۲۲۸۶	۱,۵۳	۴,۲۵۶۱	۱,۰۶	۶,۹۹	۳۶,۷	۱,۳
۸۷۰	۱۱۰,۰۷۸۸	۰,۳۶۸۲	۰,۰۲۱۲	۰,۱۲۲۶	۱,۱۷	۱,۲۸۶۶	۱,۵۶	۱۲,۴۳	۱۱,۱۷	۰,۶۵
۹۰۰	۳۷,۳۵۴۹	۰,۱۲۴۴	۰,۰۱۶۱	۰,۰۷۵۵	۱,۶۲	۰,۶۰۴۵	۱,۶۳	۱۸,۱۱	۵,۲۶	۰,۳۸
۹۳۰	۸,۹۰۸۲	۰,۰۲۹۰	۰,۰۱۵۶	۰,۰۵۷۱	۳,۸۷	۰,۳۴۵۱	۱,۷۸	۲۴,۳۲	۳,۰۰	۰,۳۹
۹۷۰	۴,۶۶۲۵	۰,۰۱۵۰	۰,۰۱۲۵	۰,۰۵۴۵	۵,۱۲	۰,۲۳۸۶	۲,۳۶	۳۲,۵۵	۲,۰۸	۰,۳۶
۱۰۲۰	۴,۱۵۰۱	۰,۰۱۳۳	۰,۰۱۲۵	۰,۰۵۴۰	۵,۰۰	۰,۲۰۷۴	۳,۶۹	۴۵,۴۴	۱,۸۱	۰,۱۸
۱۰۸۰	۱,۷۹۹۰	۰,۰۰۵۳	۰,۰۱۱۲	۰,۰۵۱۱	۱۲,۹۱	۰,۲۳۲۲	۵,۸۱	۶۵,۷۲	۲,۰۲	۰,۱۵
۱۱۶۰	۰,۷۵۴۱	۰,۰۰۱۷	۰,۰۰۶۸	۰,۰۴۸۵	۳۲,۵۱	۰,۲۵۱۴	۸,۸۲	۹۶,۵۷	۲,۱۳	۰,۱۱
۱۲۶۰	۱,۰۸۲۰	۰,۰۰۲۶	۰,۰۳۰۷	۰,۰۴۶۴	۲۸,۸۸	۰,۳۱۲۵	۰,۹۸	۱۰۰,۰۰	۲,۷۲	۰,۷۹

سن کل =  $49\text{ Ma}$  $F = \frac{^{40}\text{Ar}^* / ^{39}\text{Ar}}{\text{پرتوزاد} / ^{39}\text{Ar}}$ 

انحراف معیار وزنی MSWD برابر است با  $(n-2)/SUMS$  که SUMS برابر است با کمینه مجموع وزنی رسوب و  $n$  برابر است با تعداد مراحل [۲۱]. مقادیر MSWD کمتر از  $3/3$  ناشی از بررسی‌هایی است که عدم قطعیت آنها به طور قابل ملاحظه‌ای بیش از حد مورد انتظار است و نیاز به تعیین دقیق‌تر ایزوتوپ برای اعمال آزمون آماری با MSWD است [۲۲]؛ در حالی که مقادیر MSWD کمتر از یک بیانگر این است که پراکندگی در طول خطوط هم زمان وجود دارد که کمتر از مقدار مورد انتظار آماری ناشی از تجزیه و تحلیل‌های مجاز است. در این پژوهش، مقادیر MSWD بیوپتیت‌های مورد بررسی برابر با ۷۷ بود که نشان دهنده قابل اطمینان بودن نتیجه آزمایش است.

برای تعریف نمودارهای سنی به منظور سن‌سنجی بیوپتیت این معیارها در نظر گرفته شد: (۱) بیش از سه مرحله متوالی در بردارنده ۶۰ درصد یا بیشتر آرگون  $39\text{R}$ ها شده، (۲) دست-کم سه مرحله متوالی تشکیل نمودار بدون وجود مقادیر خارج از رده و (۳) همخوانی سن کلی طیف با سن آشکار شده با ضرب اطمینان ۲۵ [۲۱، ۲۲]. با در نظر داشتن این موارد، سن نمودار مشاهده شده از آزمایش بیوپتیت‌های منتخب به وسیله آزادسازی  $75/7\%$  آرگون محاسبه و با استفاده از نرم افزار ArArCalc رسم شد. طیف سن‌سنجی این درشت بلورهای بیوپتیت دست کم در چهار مرحله اول گرمایش، از دست رفتن مقدار کمی آرگون را نشان می‌دهد، خوشبختانه در ادامه توالی،

#### نتایج سن‌سنجی $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

سن‌سنجی آرگون-آرگون یکی از کاربردی ترین ابزارهای به کار رفته در علوم زمین است و بیوپتیت مهم‌ترین کانی است که غالب برای این منظور استفاده می‌شود. از آنجا که دگرسانی ثانویه بیوپتیت به فازهایی مانند کلریت مرسوم است و این فرایند موجب نشان دادن سن‌هایی کمتر از سن واقعی در طیف سن‌سنجی می‌شود، رفع مشکل دگرسانی برای سن‌سنجی اهمیت جهانی دارد [۲۰]. به این منظور یا باید به وسیله اعمال روش‌هایی خطاها ناشی از دگرسانی را کمینه کرد و یا از بیوپتیت‌های سالم و غیردگرسان استفاده کرد که طیف سنی U شکل را در همراهی با نمودار سنی معنی دار ناشی از تجزیه کانی طی گرمایش تدریجی نشان می‌دهد و به وسیله آن می‌توان سن دقیق سنگ را تعیین کرد.

در این پژوهش، پس از خردایش سنگ آتشفشاری مورد نظر، هفت بیوپتیت غیردگرسان یا با دگرسانی انک کبا استفاده از میکروسکوپ دوچشمی جدا شد و پس از آماده سازی نمونه-ها به طوری که در پیشتر توضیح داده شد، یازده مرحله آزمایش گرمایش تدریجی بر بیوپتیت‌های جدا شده اعمال گردید. نتایج در جدول ۱ و شکل ۴ گزارش شده است.

سن نمودار و سن کلی در سطح اطمینان دو سیگما (۲۵) (شکل ۴) و سن‌های آشکار شده هر مرحله جداگانه در ضرب اطمینان (۱۵) داده شده است (جدول ۱). میانگین مربع

تولید لایه‌های داخلی از کانی‌های مانند کلریت می‌شود که معرف لایه‌های فقیر از پتاسیم است و از دست دادن پتاسیم با از دست دادن مقادیر بیشتری  $^{40}\text{Ar}$  همراه است و در نتیجه آرگون کمتری هنگام گرمایش تدریجی آزاد خواهد شد و سن‌های جوان‌تری نشان می‌دهد [۲۰]. از طرف دیگر، به دلیل تجزیه بیوتیت طی آزمایش گرمایش تدریجی که موجب همگن شدن آرگون در بلور می‌شود، انتظار می‌رود که آلدگی بیوتیت با فازهای دیگر، برای مثال کلریت و میانبار سیال موجب به هم ریختگی طیف سنی شود [۲۶]. پیشنهاد شده است که در صورت کلریتی شدن بیوتیت، بخش نهایی طیف سنی منعکس کننده گاززادایی از نواحی تازه و غیردگرسان است و ممکن است بهترین برآورد را برای سن سرد شدن بیوتیت ارائه دهد [۲۷]. از آنجا که براساس بررسی‌های میکروسکوپی در بیوتیت‌های مورد بررسی در این پژوهش، هیچ اثری از کلریت شناسایی نشده است و در مراحل اولیه گاززادایی نیز سن‌های جوان‌تر از نمودار اصلی دیده نشد (شکل ۴)، بعید است که طیف تعریف شده در این بررسی در نتیجه کلریتی شدن به وجود آمده باشد. طیف سن‌سنجدی بیوتیت نمونه سنگ آتشفسانی بهلول داغی آرگون اضافه یا از دست دادن جزئی مقادیر کمی آرگون پرتوزادی را در مراحل اول نشان می‌دهد که به طور ناهنجاری سن‌های آشکار شده بالایی را نشان می‌دهد (۱۱ تا ۳۶ میلیون سال) که در ادامه توسط چندین مرحله پیوسته تشکیل دهنده نمودار سنی دنبال می‌شود. در نمونه مورد بررسی، از دست رفتن مقداری آرگون پرتوزادی در چهار مرحله اول ممکن است نشان دهنده انتشار حجمی فعال در اثر گرما در بیوتیت باشد. چنین سن‌های قدیمی تر بیوتیت در نتیجه وجود آرگون اضافه در پژوهش‌های بسیاری گزارش شده است. این نوع طیفها می‌تواند مربوط به  $^{40}\text{Ar}$  اضافی باشد که شامل دو نوع اضافی و موروثی است. بر اساس بررسی‌های پیشین،  $^{40}\text{Ar}$  بیشتر از منابع دیگر تامین می‌شود تا اینکه فرآورده و پاشی درجای رادیواکتیو باشد. همچنین آرگون اضافی می‌تواند مربوط به فشار موضعی روی آرگون و میانبار سیال باشد [۲۸]. از آنجا که در طیف سنی بیوتیت مورد بررسی، شاهد از دست رفت مقدار زیادی آرگون در مراحل اولیه بودیم، چنان که انتظار می‌رود این از دست رفتن آرگون در اثر دگرسانی به کلریت نیست، بلکه در نتیجه وجود آرگون از یک منبع خارجی (برای مثال

نمودار سنی آرمانی به دست آمد که از نظر آماری معتبر است. این نمودار  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  سن  $20.5 \pm 0.15\text{ Ma}$  را به دست می‌دهد (۶ مرحله طیف گرمایش تدریجی از ۹۰۰ تا ۱۱۶۰ درجه سانتیگراد) که مقادیر آن به سن کلی آشکار شده ( $4.9\text{ Ma}$ ) نیز نزدیک بود (شکل ۴).

### بحث و بررسی

سن‌سنجدی  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  نقش کلیدی در تفسیر سن سنگ‌های مختلف و در کاخته‌گاه سیستم‌های کانه ساز و ارتباط آن با فلززایی ایقا می‌کند [۲۴]. برخلاف بیشتر عناصر اصلی و فرعی در کانی‌های سنگ‌ساز که اغلب با پیوندهای کوالانسی و یا یونی به آنها متصل می‌شوند، آرگون از نظر شیمیایی بی‌اثر است و میل ترکیبی ندارد. بنابراین آرگون در سن‌سنجدی  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ، همراه با گرمایش مرحله به مرحله، به طور تدریجی از نمونه خارج می‌شود و طیف سنی متناظر با آن قابل رسم است [۲۵]. جدول ۱ و شکل ۴ نتایج گرمایش تدریجی ۷ دانه بیوتیت جدا شده از سنگ آتشفسانی را نشان می‌دهد. در این پژوهش، طیف مسطحی طی پنج تا ده مرحله گرمایش متوالی بیوتیت‌ها، تشکیل شد که سن مشابهی را آشکار کرد (با دقت ۱۵) و در مجموع دست کم  $75/7$  درصد از کل  $^{39}\text{Ar}$  را شده را تشکیل داد. یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های این طیف سن سنجدی، واپستگی سن به مجموع  $^{39}\text{Ar}$  رها شده است، در نتیجه این طیف سنی در قالب یکتابع مرحله‌ای به نمایش در می‌آید که هر مرحله از آن متناظر با یک مرحله ویژه گاززادایی نمونه است. منظور از سن واقعی طیف، طیف سنی آرمانی به دست آمده از تعداد بیشماری مراحل با دقت مطلق اندازه‌گیری است. از آنجا که تعداد مراحل رهایی آرگون از نمونه همیشه محدود است، ترکیب ایزوتوبی آرگون اندازه‌گیری شده در هر مرحله گاززادایی در واقع میانگین همه گازهای رها شده است. سن‌های این مراحل از میانگین گیری نسبت‌های ایزوتوبی محاسبه می‌ود. بنابراین طیف سنی به دلیل میانگین گیری از ترکیب ایزوتوبی آرگون طی اندازه‌گیری می‌تواند دستخوش تغییر شود [۲۶]. سن‌های نمودار بوسیله وزن هر مرحله و معکوس وردایی به دست آمده است که معرف سن  $20.5 \pm 0.15\text{ Ma}$  را از دست رفتن تدریجی  $75/7$  آرگون از بیوتیت است.

از دست رفتن آرگون در مراحل اولیه می‌تواند در نتیجه آزادسازی آرگون از جایگاه‌های با پیوندهای ضعیف باشد. شواهد بررسی‌های پتاسیم-آرگون نشان می‌دهد که دگرسانی موجب

## مراجع

- [1] Jahangiri A., "Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications". *Journal of Asian Earth Sciences* 30 (2007) 433–447.
- [2] Berberian M., King g. c. p., "Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Earth science* 18(1981), 215 – 265.
- [3] Dimitrijevic M. D, "Geology of Kerman region geology survey of Iran", (1973).
- [4] Omrani J., Agard Ph., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., "Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences", *Lithos* 106, (2008) 380-398.
- [5] Ahmadzadeh Gh., Jahangiri A., Lentz D., Mojtabahedi M., "Petrogenesis of Plio-Quaternary post-collisional ultrapotassic volcanism in NW of Marand, NW Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 39 (2010), 37–50.
- [6] Asadiyan A., "Geological map I: 100000 Tabriz", Geological Survey of Iran(1372).
- [7] Gill R., "Chemical Fundamentals of Geology and Environmental Geoscience", John Wiley & Sons (2015) 267pp.
- [8] Kerr R.A. "Two geologic clocks finally keeping the same time". *Science* 320 (2008) 5–434.
- [9] Kelley S., "Excess argon in K-Ar and Ar-Ar geochronology", *Chemical Geology* 188 (2002) 1–22.
- [10] Karaoglu O., Helvac C., Ersoy Y., 2010, "Petrogenesis and  $^{40}\text{Ar}$ / $^{39}\text{Ar}$  geochronology of the volcanic rocks of the Uşak-Güre basin, western Türkiye", *Lithos* 119 (2010) 193–210.
- [11] Reichenbacher B., Alimohammadian H. , Sabouri J., Haghfarshi E., Faridi M., Abbasi S., Matzke-Karasz R., Fellin G., Carnevale G., Schiller W., Vasilyan D., Scharrer S., "Late Miocene stratigraphy, palaeoecology and palaeogeography of the Tabriz Basin", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 311 (2011) 1–18.
- [12] Axen G.J., Lam P.S., Grove M., Stockli D.F., Hassanzadeh J., "Exhumation of the westcentral Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics", *Geology* 29 (2001) 559–562.
- [13] Amel N., Moayyed M., Ameri A., Vosoghi Abedini M., Moazzen M., "Petrogenesis of Plio-Quaternary basalts in Azerbaijan, NW Iran and comparisons them with similar basalts in the east

جو) در نقاط ضعف و شکستگی‌های بیوتیت است که به علت پیوند ضعیف در اولین مراحل با سهولت بیشتری آزاد می‌شود. بنابر آنچه بیان شد، طیف سنی U شکل اغلب نشان دهنده آرگون اضافی است (چند مرحله ابتدایی و چند مرحله نهایی اغلب فرآوردهای پرتوزادی پایین‌تری دارند، بنابراین سن‌های آشکار شده برای این مراحل اغلب بیشتر وابسته به آرگون اضافه موجود است). برای چنین نمونه‌هایی بهترین برآورد سن کمترین سن بر نمودار است که بیشترین سن ممکن برای نمونه را نشان می‌دهد (شکل ۴). در این میان می‌توان داده‌های مراحلی که نمودار سنی نشان نمی‌دهند را نادیده گرفت. بدین ترتیب داده‌های به دست آمده از طیف‌سنگی در بیوتیت‌های نمونه مورد بررسی سن  $15 \pm 0.5$  Ma را نشان می‌دهد که معادل با پلئیستوسن است.

## برداشت

حوضه تبریز در شمال غرب ایران و در پهنه بدخوردی ورقه عربی و اوراسیا قرار دارد. گنبد آتشفشنای بهلول داغی واقع در جنوب روستای اسپیران، به داخل توالی رسوبی سازند قرمز بالای نفوذ کرده و بر اساس بازدیدهای صحرابی، به دلیل پیروی آن از ریخت‌شناسی سازند قرمز بالای سن چینه‌شناسی آن را به پلیوکواترنری نسبت می‌دهد. در این پژوهش، نتایج سن‌سنگی آرگون-آرگون و گرمایش تدریجی هفت دانه بیوتیت جدا شده از سنگ داسیتی، طیف سنی با مقادیر اولیه نسبتاً قدیمتری را تشکیل داد که این مقادیر در جایی که نمودار طرح مسطحی را تشکیل می‌دهد، کاهش یافت. این طیف سنی در مراحل اولیه گرمایش (چهار مرحله اول) Ar اضافه و در مراحل بالاتر گرمایش (مراحل پنج تا ده) همراه با ۷۱٪ آرگون رها شده، سن سازگارتری را به صورت نمودار نشان داد که از آن میانگین سنی مطمئن‌تری (بدون خطاهای اصولی) برای نمونه تعیین شد ( $15 \pm 0.5$  Ma) که معادل با زمان پلئیستوسن است. بر اساس بررسی‌های انجام شده، سن‌های قدیمی مراحل اولیه بیانگر حضور آرگون اضافه در شبکه کانی بیوتیت‌های مورد بررسی است.

## قدرتانی

نگارنده از آزمایشگاه دما زمان شناسی ایزوتوپی انجمن علوم زمین چین، برای انجام سن سنگی آرگون-آرگون نهایت سپاس و امتنان را دارد.

- northern Chile", Journal of Volcanology and Geothermal Research 157( 2006) 311–330.*
- [22] Engelhardt J.F., Sudo M., Stockhecke M., Oberhansli R, "Feldspar  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of ICDP PALEOVAN cores", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 217 ( 2017) 144–170.
- [23] Guillou H., Scao V., Nomade S., " $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age of cryptochron as recorded in a lava sequence within the Ko'olau volcano (Hawaii, USA)", *Quaternary Geochronology* 43 (2018) 91–101.
- [24] Paine J.H., Nomade S., Renne P.R., "Quantification of  $^{39}\text{Ar}$  recoil ejection from GA1550 biotite during neutron irradiation as a function of grain dimensions", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70 (2006) 1507–1517.
- [25] Cosca M., Stunitz H., Bourgeix A.L., Lee J.P., " $^{40}\text{Ar}$  loss in experimentally deformed muscovite and biotite with implications for  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  geochronology of naturally deformed rocks", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75 (2011) 7759–7778.
- [26] Alekseev D.V., Travin A.V., "Measurement and approximation of the age spectra of rocks and minerals during  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  dating", *Russian Geology and Geophysics* 58 ( 2017) 1232–1239.
- [27] Lu S., Phillips D., Kohn B.P., Gleadow A.J.W., Matchan E.L., "Thermotectonic evolution of the western margin of the Yilgarn craton, Western Australia: New insights from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analysis of muscovite and biotite", *Precambrian Research* 270 (2015) 139–154.
- [28] Willigers B.J.A., Mezger K., Baker J.A., "Development of high precision Rb–Sr phlogopite and biotite geochronology; an alternative to  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  tri-octahedral mica dating", *Chemical Geology* 213 (2004) 339–358.
- [29] Kuruma S, Onal A., Boztug D., Spell T., Arslan M., " $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age and geochemistry of the post-collisional Miocene Yamadag<sup>◦</sup> volcanics in the Arapkir area (Malatya Province), eastern Anatolia, Turkey", *Journal of Asian Earth Sciences* 33 (2008) 229–251.
- of Turkey", Iranian society of crystallography and mineralogy 16 (1387) 327-340.*
- [14] Alavi M., "Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution", *American Journal of Science* 304 (2004) 1–20.
- [15] Hashemi M., "Mineralogy, geochemistry and tectonic setting of volcanic rocks in volcano-sedimentary sequence of south Zanjan", *Iranian society of crystallography and mineralogy* 26 (2018) 93-102.
- [16] Sadati N., Yazdi M., Behzadi M., Adabi M., Mokhtari A., "Identification of structural factors for exploring of stratiform copper deposits using ETM+ data in the north of Tabriz,NW Iran", 4 (2013) 53-64.
- [17] Hajialioghli R., Rashidi M., Moayyed M., "Mineral chemistry and petrogenesis of the dacitic volcanic rocks from the Arvaneh cone, SW Bostanabad-East of Sahand, Volcano", *Iranian society of crystallography and mineralogy* 24 (2016) 371-384.
- [18] Safikhani M, Hajialioghli R, moayed M., "Mineralogy and mineral chemistry of andesites in comparison with their magmatic enclaves from the Ghikhlar area (East Azarbaijan) " 25 (2018) 811-822.
- [19] Khezerlou A, Amel N, moayed M, Jahangiri A, gari govayer M., "Petrography, mineral chemistry and geochemistry of hornblenditic autholiths and hornblenditic xenoliths from volcanic alkaline rocks from North West of Marand (NW Iran)", *Iranian society of crystallography and mineralogy* 25 (2018) 681-696.
- [20] Roberts H.J., Kelley S.P., Dahl P.S., "Obtaining geologically meaningful  $40\text{Ar}-39\text{Ar}$  ages from altered biotite", *Chemical Geology* 172 (2001) 277–290.
- [21] Oliveros V Féraud G., Aguirre L., Fornari M., Morata D., "The Early Andean Magmatic Province (EAMP):  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  dating on Mesozoic volcanic and plutonic rocks from the Coastal Cordillera,