# شیمی کانی، ژئوکرونولوژی و ژئوشیمی ایزوتوپی Sr-Nd گرانیتهای آیراکان

سولماز بلوچی<sup>\*</sup>، محمود صادقیان، حبیبالله قاسمی؛ دانشگاه صنعتی شاهرود، دانشکدهٔ علوم زمین، شاهرود، ایران جای مینگو، چیولی لی، ژانگ یانبین؛ آکادمی علوم چین، مؤسسهٔ زمینشناسی و ژئوفیزیک، پکن، چین <sub>دریافت ۱۶</sub>/۱۹/۰۸ پذیرش ۱۶/۱۲/۰۶

#### چکیدہ

گرانیتهای آیرکان بهوسعت ۱۲ کیلومتر مربع در شمالخاور روستای محمدآباد کوره گز از توابع شهرستان خور و بیابانک و در انتهایی ترین بخش شمالخاوری نوار دگر گونی-آذرین جندق- عروسان رخنمون دارد. بخش غالب این گرانیتها، از بیوتیت گرانیتهای پورفیروئیدی تشکیل شده است. چندین دایک و آپوفیز گرانیتی آپلیتی لوکوکرات به عنوان فاز ماگمایی متأخّر، بیوتیت گرانیتهای پورفیروئیدی تشکیل شده است. چندین دایک و آپوفیز گرانیتی آپلیتی لوکوکرات به عنوان فاز ماگمایی متأخّر، بیوتیت گرانیتهای پورفیروئیدی تشکیل شده است. چندین دایک و منگ دگر شکلی شکل پذیر (میلونیتی شدن) و شکننده متأخّر، بیوتیت گرانیتهای پورفیروئیدی را قطع کردهاند. هر دو نوع سنگ دگرشکلی شکل پذیر (میلونیتی شدن) و شکننده (کاتاکلاستی یا خردشدگی) شدیدی را متحمل شدهاند. شدت میلونیتی شدن، در بیوتیت گرانیتهای پورفیروئیدی به مراتب بیش تر است. بر اساس ویژگیهای ژئوشیمیایی، مقادیر نسبتهای ایزوتوپی آگرانگا گرانیتهای پورفیروئیدی میلونیتی شده و گرانیتهای آپلیتی آیراکان، در دسته گرانیتوئیدهای پرآلومین نوع S قرار می گرانیتهای پورفیروئیدی به مراتب گرانیتهای پورفیروئیدی به مراتب گرانیتهای پورفیروئیدی و گرانیتهای پرآلومین نوع S قرار گرانیتهای پورفیروئیدی به مراتب می گرانیتهای پورفیروئیدی و گرانیتهای آیراکان، در دسته گرانیتوئیدهای پرآلومین نوع S قرار گرانیتهای پورفیروئیدی و گرانیتهای پرآلومین نوع S قرار می گرفتن آنها از ذوب پوسته قارهای متای ایلیتی آیراکان، در دسته گرانیتوئیدهای پرآلومین نوع S گرار کران گرفتن آنها از ذوب پوسته قارهای متایلیتی است. بر اساس سنسنجی U-PM روی زیرکن، بیوتیت گرانیتهای گرفتن آنها از ذوب پوسته قاره یا متایلیتی است. بر اساس سنسنجی U-PM روی زیرکن، بیوتیت گرانیتهای گرفتنه مرچشمه می در بنجه سنیمان پرانین مرایان دو می می می منه می داد. بنجه ما -VI میلیون سال پیش هستند. این قرار می در می مرونیدی و گرانیتهای آپلیتی نوع S گرفتن گرفتن آنها از ذوب پوسته قاره مای متونی گرانیتهای پرونیروئیدی و گرانیتهای آپلیتی آپلیتی آیراکن، به می می می می می داد. این می می دان و کران مرونی گرانیتهای آپلیتی آیراکن، به می می مان ای پیش می داری مرونی را در مرونی گرانیتهای آپلیتی آپلی می می مران با می می مای داخی مرونی گرانی مای پیش مان پیش می مان پی مرکن می می مان یا می می می مان دا مرخین مرونی مر مای مای م

**واژههای کلیدی**: گرانیت، آپلیت، میلونیتی شدن، نئوپروتروزوئیک، گندوانا، جندق، عروسان، خور و بیابانک، آیراکان.

#### مقدمه

سرزمینهای دگرگونی-آذرین نئوپروتروزوئیکپایانی-کامبرینزیرین حدفاصل جندق تا آیراکان واقع در شمال شهرستان خور و بیانک و مشهور به نوار دگرگونی جندق-عروسان (شکل ۱)، بهعنوان بخشی از سرزمینهای پیسنگی ایرانمرکزی، دارای طیف سنگشناختی بسیار متنوعی هستند که عبارت است از: متاپلیتها (فیلیت، میکاشیست و گارنت میکاشیست، گارنت-استارولیت شیست، گارنت-کیانیت شیست، گنیس و گارنت گنیس)، متاکربناتها (مرمرهای

<sup>\*</sup>نویسنده مسئول baluchi.solmaz@yahoo.com

کلسیتی-دلومیتی)، متابازیتها (شیستهایسبز، آمفیبولیتها و گارنت آمفیبولیتها)، مجموعه افیولیتی دگرگون شده (دونیتها، هارزبورژیتها، سرپانتینیتها و بازالتهای دگرگون شده)، متاپسامیتها (متاسندستون و متاگریوک) و همچنین چند تودهٔ کوچک گرانیتی بهشدت میلونیتیشده. بیوتیت گرانیتهای پورفیروئیدی و گرانیتهای آپلیتی میلونیتی شده آیراکان که در انتهاییترین بخش شمالخاوری نوار جندق-عروسان رخنمون دارند.

پژوهشهای باباخانی و همکاران [۱] و محافظ و همکاران [۲]، مبیّن آن است که گرانیتهای آیراکان، گرانیت-گنیسهایی به سن پروتروزوئیک پسین هستند. بهارزاده [۳] و بهارزاده و همکاران [۴] گرانیتوئیدهای آیراکان را گرانیتهای میلونیتی شده معرفی کردهاند. بر اساس سنسنجی بهروش Rb-Sr که توسط پروژهٔ تکنواکسپورت [۵] انجام شده، سن گرانیتهای آیراکان ۸±۱۶۸ میلیونسال معادل با ژوراسیک میانی گزارش شده است. باقری و اشتامفلی [۶] گرانیتهای آیرکان را گرانیتگنیس دانهدرشت، پرآلومین تا گرانیت میلونیتی شده و آپلیت معرفی کردهاند. لازم بهذکر است، باقری و اشتامفلی [۶] بر اساس سنسنجی بهروش U-Pb روی زیرکنهای نمونهای از گرانیتهای آیراکان، سن ۵۱±۹۴ میلیون سال معادل با نئوپروتروزئیک پایانی را برای این گرانیتها گزارش کردهاند.

بهدلیل این که دامنه های کم ارتفاع رخنمون گرانیت های آیراکان را مارن های میوسن و در بخش کوچکی کنگلومراهای سرشار از قلوههای گرانیتی (شکل ۲) بهطور تقریباً کامل پوشانده است، ارتباط صحرایی این گرانیت با سایر سنگهای وابسته به مجموعهٔ دگرگونی-آذرین جندق در منطقه آیراکان عملاً مشخص نیست. از سوی دیگر، برخی از روشهایی که برای تعیین سن این گرانیت بهشدت میلونیتی شده، بهکار گرفته شده است (نظیر روش سنسنجی Rb-Sr و K-Ar [۵] روشهای مناسب و کارآمدی نیستند، اگرچه ممکن است در زمان انجام این تعیین سنها، روشهای ذکر شده، منطقیترین و بهصرفهترین روش تعیینسن بهحساب میآمد و در حد خود، نوعی نوآوری محسوب میشد. در نتیجه در مورد سن و جایگاه تکتونوماگمایی گرانیتهای آیراکان، اختلاف نظرهایی وجود داشت و انجام تحقیقی مبتنی بر روشهای مطالعاتی نوین و دقیق برای برطرف شدن ابهامها و روشن شدن برخی حقایق ضروری بهنظر میرسید. بنابراین در راستای بررسی مجموعه دگرگونی-آذرین جندق که بخشی از رسالهٔ دکترای نگارندهٔ اول این مقاله است، سعی شد از سنگهای مربوط به هر یک از فازهای ماگمایی سازنده گرانیتهای آیراکان، نماینده یا نمونه سنگی مستقلی برای تعیینسن انتخاب شود. نمونههای سنگی منتخب با روش U-Pb روی زیرکن، که نسبت به سایر روشهای تعیینسن مرسوم کنونی برای گرانیتها مناسبتر است و حوادث بعدی نظیر میلونیتیشدن و دگرسانی بر نتایج آن تأثیرات کمتری برجای میگذارند، مورد تعیین سن قرار گرفتهاند. علاوه بر نتایج سنسنجیهای جدید، از ویژگیهای ژئوشیمیایی و ایزوتوپی هر دو نوع گرانیتهای آیراکان و در مواردی نتایج تجزیهٔ شیمیایی جدید چند مورد از سایر گرانیتهای مشابه قطع کننده مجموعه دگرگونی-آذرین جندق-عروسان، برای درک بهتر وقايع، استفاده شده است.

## روش پژوهش

پس از مرور پژوهشهای پیشین (شامل نقشهها، گزارشها، پایاننامهها و مقالات)، انجام بازدیدهای دقیق صحرایی و برداشتهای نمونههای سنگی مناسب، مقاطع نازک و نازک-صیقلی تهیه شده از گرانیتهای آیراکان در آزمایشگاه ایتیک دانشکدهٔ علومزمین، دانشگاه صنعتی شاهرود بررسی شد. سپس نمونههای دارای کمترین دگرسانی برای تجزیهٔ

ژئوشیمیایی سنگ کل، تعیین شیمیکانیها بهروش مایکروپروب، تعیین ویژگیهای ایزوتوپی و سنسنجی بهروش ژئوشیمیایی سنگ کل، تعیین شده نیمیکانیها بهروش XRF و عناصر کمیاب بهروش ICP-MS تعیین شد. نسبتهای ایزوتوپی Sr-Nd بهروش Sr-Nd اندازه گیری شد. سنسنجی U-Pb روی زیرکنهای جدا شده از نمونهها بهروش SIMS ایزوتوپی SIMS اندام شد. مقا این آزمایشها، در مؤسسهٔ زمینشناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین در شهرهای پکن و شیان انجام شدهاند. در نهایت، براساس برداشتهای صحرایی و نتایج بررسیهای آزمایشگاهی بهویژه سنهای جدید، فیشهٔ زمینشناسی منطقه اصلاح و توین در شهرهای بکن و شیان انجام شدهاند. در نهایت، براساس برداشتهای صحرایی و نتایج بررسیهای آزمایشگاهی بهویژه سنهای جدید، فیشهٔ زمینشناسی منطقه اصلاح و تهیه و ترسیم شد (۱).

### زمین شناسی منطقه

گرانیتهای آیراکان با وسعت تقریبی۱۲ کیلومتر مربع، در منتهیالیه شمال خاوری استان اصفهان (شمال خاور شهرستان خور و بیابانک)، و بهعبارت دقیق تر در ۳۰ کیلومتری شمال خاوری روستای مخروبه محمدآباد کوره گز در بین طولهای جغرافیایی '۱۹ °۵۵ تا '۲۷ °۵۵ خاوری و عرضهای جغرافیایی '۱۳ °۳۳ تا '۱۶ °۳۴ شمالی، در سرزمین بسیار دور افتادهای رخنمون دارد (شکلهای ۱ و ۲). مارنهای الیگومیوسن تا کیلومترها، سرزمینهای اطراف را پوشاندهاند و تنها راه دسترسی به این گرانیتها از میان شورهزارها و سرزمینهای باتلاقی با بستری از مارنهای الیگومیوسن گذر میکند که در برخی از فصلهای سال بهویژه زمستان دسترسی به این گرانیت را گاه غیرممکن میسازد. این گرانیت با راستای کلی شمال باختری جنوب خاوری رخنمون کم ارتفاعی را بهخود اختصاص میدهد که اختلاف ارتفاع آن از زمینهای اطراف، حداکثر به ۲۰۰ متر می رسد. دامنههای کم ارتفاع این رخنمون، تقریباً بطور کامل بهوسیلهٔ مارنهای الیگومیوسن پوشیده شدهاند. تنها در برخی درمهای عمیق که مارنهای الیگومیوسن بریده شدهاند یا بهعبارتی فرسایشای اطراف، حداکثر به ۲۰۰ متر می رسد. دامنههای کم ارتفاع این رخنمون، تقریباً بطور گرانیتهای آیراکان را پوشاندهاند (شکل ۲). بنابراین در پیرامون گرانیتهای آیراکان، پیدا کردن رابطهٔ عینی گرانیتهای آیراکان و مجموعه دگرگونی-آذرین جندق عملاً امکان پذیر نیست و برای یافتن رابطهٔ صرایی این گرانیتهای آیراکان و مجموعه دگرگونی-آذرین جندق عملاً امکان پذیر نیست و برای یافتن رابطهٔ محرایی این گرانیتهای و مجموعه نامبرده، باید از رخنمونهای گرانیتی با تاریخچه زمین شناسی مشابه در سرزمینهای هم جوار

مجموعه دگرگونی-آذرین جندق را تودههای گرانیتی متعددی قطع کرده است که با گرانیتهای آیراکان دارای ویژگیهای سنگشناسی مشابه بسیار زیادی هستند و ما را در فهم روابط صحرایی بین آنها و سنگهای میزبانشان و همچنین مجموعه دگرگونی-آذرین جندق عروسان یاری میکنند. نمونههای بارز این تودههای گرانیتی عبارتند از: ۱. شمال خاور چاه زرد، ۲. جنوبباختر اوسائن، ۳. خاور کلاته قنبر، ۴. شمال ابراهیم زهرا، ۵. شمال معدن تالک چاه زرد. در پیرامون چاه حسین آقا و خاور کلاته قنبر شواهد بارزی از میگماتیتزایی بهوضوح دیده می شود که گرانیتهایی با

از بین پنج تودهٔ گرانیتی مذکور، گرانیتهای جنوبباختر اوسائن و شمالخاور چاهزرد (۲۵ تا ۸۰ کیلومتری باختر گرانیت آیراکان) بیشترین تشابه را با گرانیتهای آیراکان نشان میدهند. بررسی دقیق گرانیتهای جنوبباختر اوسائن و روابط صحرایی آن با سنگهای میزبانش، بخش اعظم ابهامات مربوط به رابطه تودهٔ گرانیتی آیراکان و مجموعه دگرگونی-آذرین جندق را برطرف کرد. از اینرو، بهشرح بسیار مختصری از تودهٔ گرانیتی اوسائن بسنده میکنیم.



شکل ۱. موقعیت گرانیت های آیراکان در سرزمین ایران و در تصویر ماهوارهای نشاندهندهٔ گسترهٔ مجموعهٔ دگرگونی –آذرین جندق– عروسان بههمراه نقشهٔ راههای دسترسی به منطقه و نقشهٔ زمینشناسی گرانیتهای آیراکان کنگلومرای اواخر تریاس–اوایل ژوراسیک و مارنهای الیگومیوسن، بیوتیت گرانیتهای میلونیتی شده (نمونه ۴۰۵) و گرانیتهای آیراکان (نمونه ۳۹۸) را پوشاندهاند

گرانیت اوسائن، از بیوتیت گرانیت های دانه درشت (تا پورفیروئیدی) میلونیتی شده و گرانیت آپلیتی لو کو کرات کم تر دگر شکل یافته، تشکیل شده است (شکل ۳ الف). این گرانیت در درون طیف وسیع و جالبی از سنگ های دگر گونی متشکل از گارنت میکاشیست، آمفیبولیت، گارنت آمفیبولیت و مرمرهای دلومیتی و کلسیتی، تزریق شده است. این گرانیت و سنگ های میزبان آن، دگر شکلی شکل پذیر شدیدی را متحمل شده اند و ویژگی های منحصر به فردی را به نمایش گذاشته اند. دگر شکلی تحمیل شده بر گرانیت های جنوب باختر اوسائن به قدری شدید است که دایک های آپلیتی لوکوکرات همراه آن نیز به شدت چین خورده اند و مناظر زیبایی را به نمایش گذاشته اند (شکل ۳ ب). در بیوتیت-گرانیت های دانه در شت میلونیتی شده، نیز چین خورد گی بزرگ مقیاس تا ریزمقیاس، میلونیتی شدن و ایجاد پورفیروکلاست های ار توکلاز، ساب گرین شدن دانه های کوارتز و فلد سپار و ایجاد سطوح بر شی **S**، **C** و مقیاس صحرایی و میکروسکپی قابل مشاهده است (شکل ۳ پ تا ج و شکل ۵ ث تا ح). پرداختن بیش تر به ویژگی های مقیاس صحرایی و میکروسکپی قابل مشاهده است (شکل ۳ پ تا ج و شکل ۵ ث تا ح). پرداختن بیش تر به ویژگی های

بیوتیت گرانیت درشتدانه تا پورفیروئیدی و گرانیتهای آپلیتی، میلونیتی شده آیراکان، شواهد بارزی از دگرریختی شکلپذیر (نظیر ساخت چشمی متشکل از پورفیروکلاستهای ارتوکلاز، اشکال سیگما، دلتا و نظایر آن) و دگرریختی شکننده (خردشدگی کانیها در دماهای پایین) نشان میدهند (شکل ۲ پ، ت و ث).

آپلیتها فاز ماگمایی تأخیری محسوب میشوند که بهصورت دایک و آپوفیز بیوتیت گرانیتهای دانهدرشت تا پورفیروئیدی میلونیتیشده را قطع کردهاند (شکل۲ ب و ث). گرانیتهای آپلیتی میلونیتیشدن درجه ضعیفتری را متحمل شدهاند. بیوتیت، ارتوکلاز، میکروکلین، کوارتز و بهمقدار کمتر پلاژیوکلاز سازندگان اصلی گرانیت آیراکان هستند. تعدادی آنکلاوهای میکاشیستی غنی از میکا (سورمیکاسه) در برخی نقاط در درون بیوتیت گرانیتهای پورفیروئیدی میلونیتیشده یافت میشوند ولی فراوانی زیادی ندارند. گسلهای متعددی گرانیتهای پورفیروئیدی میلونیتیشده و گرانیت آپلیتی آیراکان را قطع کردهاند (شکل ۱) و دگرشکلی شکننده نسبتاً شدیدی را بر سنگهای سازنده این گرانیتی تحمیل کردهاند. شبکه گسلی متراکم قطع کننده این گرانیتی مؤید این امر است (شکل ۱).

توجه به این نکته ضروری است که در نگاه اول بهنظر میرسد گرانیتهای آیراکان را فقط مارنهای رنگارنگ الیگومیوسن احاطه یا پوشاندهاند. ولی بررسیهای دقیقتر نشان میدهد که در بخششمالی، رخنمون اصلی گرانیتها و گرانیتهای پورفیروئیدی میلونیتی شده بهوسیلهٔ افق کنگلومرایی سرشار از قطعات گرانیتی پورفیروئیدی میلونیتی -شده و گرانیتی سرچشمه گرفته از خود گرانیت آیراکان، پوشیده شدهاند (شکل ۲ چ و ح).

این کنگلومراها اغلب در بخش قاعدهای توالی رسوبی- تخریبی تریاس پایانی- ژوراسیک زیرین و گاه بهصورت میانلایه در بین توالی ذکر شده یافت میشوند و روی مجموعههای پیسنگی نئوپروتروزوئیک پایانی ایران مرکزی قرار گرفته است. برخی از این مجموعهها عبارتند از: مجموعه دگرگونی نیباز (جنوبباختر ساغند) [۷]، مجموعه گرانیتی-گنیسی بند هزار چاه (جنوبباختر بیارجمند) [۸]، و[۹]، تودههای گرانیتی میامی (جنوبمیامی) [۱۰]، [۱۱]، مجموعه دگرگونی دلبر (جنوب و باختر پاسگاه محیط بانی دلبر-خارتوران) [۱۲]، [۱۳]، مجموعه دگرگونی دوچاه (جنوب دوچاه)، مجموعه دگرگونی ماجراد (شمالباختر ماجراد) [۱۲]، مجموعه دگرگونی–آذرین جندق (خاور جندق تا عروسان و آیراکان). در مناطق دارای سرگذشت زمینشناسیمشابه، جایگاه چینهشناختی این کنگلومراها (یعنی اواخر تریاس تا ژوراسیک زیرین) برای آنها کاملاً شناخته شده و محرز است [۱۴].

علوم زمين خوارزمي (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)



چ



شکل۲. الف) دورنمای گرانیت آیراکان نگاه بهسوی شمالخاور، ب) نمایی از گرانیتهای آپلیتی آیراکان پ) نمای نزدیکی از بیوتیتگرانیت دانهدرشت تا پورفیری بهشدت میلونیتیشده، ت) پورفیروئید یا مگاکریست ارتوکلازهای درشت در بیوتیت گرانیت دانهدرشت تا پورفیری بهشدت میلونیتیشده، ث) نمای نزدیکی از بیوتیتگرانیتهای پورفیروئیدی آیراکان که توسط دایکهای گرانیتی آپلیتی کرم تا صورتی رنگ قطع شده است، ج) همبری بین گرانیت آیراکان و مارنهای الیگومیوسن (پوشاننده آن) (نگاه به سوی شمال)، چ) درونمایی از کنگلومرای اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک در قاعده مارنهای الیگومیوسن(نگاه به سوی شمالباختری) و ح) نمای نزدیکی از قلوههایگرانیتی سرچشمه گرفته از توده گرانیتی آیراکان در شمال باختری گرانیت آیراکان



شکل ۳. الف) نمای نزدیکی از بیوتیت گرانیتهای دانه درشت جنوبباختر اوسائن که گرانیتهای آپلیتی لوکوکرات غالباً به موازات برگوارگی آنها نفوذ کرده و در درون آنها جای گرفتهاند، ب) چین خوردگی بیوتیت گرانیتهای دانه درشت جنوبباختر اوسائن و گرانیتهای آپلیتی لوکوکرات همراه آنها، پ) ریزچینهای بسیار زیبا در بیوتیت گرانیتهای دانه درشت میلونیتی شده جنوب باختر اوسائن، ت) نمای بسیار نزدیکی از پورفیروکلاستهای ارتوکلاز دارای ساخت چشمی در گرانیتهای دانه درشت میلونیتی شده جنوبباختر اوسائن، ث) تصویری از جایگیری حین دگرشکلی بیوتیت گرانیتهای دانه درشت در درون سنگهای گارنت میکاشیستی میزبان به سن پروتروزوئیک پسین، همراه با چینهای بی ریشه یا تیگماتیک بسیار زیبا در باریکههای نواری گرانیتی دانهدرشت و ج) تصویری از به دام افتادن سنگهای میکاشیستی در بین نوارهایی از بیوتیت گرانیتهای دانه درشت در حنوبباختر اوسائن

## سنگنگاری

بیوتیت گرانیتهای دانهدرشت تا پورفیروئیدی میلونیتی شده، دارای ساخت و بافت عمدتاً کاتاکلاستی و میلونیتی هستند. کانی های اصلی گرانیت های پورفیروئیدی میلونیتی شده شامل کوارتز، ارتوکلاز، میکروکلین، پلاژیوکلاز، بیوتیت

و مقداری مسکوویت هستند. ارتوکلاز، فراوانترین پورفیروئید و پورفیروکلاست موجود در این سنگها است (شکل ۴). وجود پورفیروکلاستهای بزرگ آلکالی فلدسپار و دگرریختی آنها بهظهور ساخت و بافت چشمی در گرانیتهای پورفیروئیدی میلونیتی شده منجر شده است (شکل ۲). سنگهای میلونیتی، نمایانگر محصولات دگرریختی اساساً شکلپذیر هستند. بخشعمده مسکوویت حاصل تبدیل بیوتیت به مسکوویت و یا ارتوکلاز به مسکوویت طی فرایند میلونیتی شدن هستند و جزء کانیهای اصلی سنگ به حساب نمیآیند.

در مقاطع نازک ارتوکلاز بهصورت چشمی، دانهدرشت و غالباً پرتیتی قابل مشاهده است و برخی از دانههای ارتوکلاز بهدلیل تحمل تنشهای تکتونیکی به میکروکلین تحول یافتهاند (شکل ۴). تبدیل ارتوکلاز به میکروکلین، با تغییر سیستم بلوری با درجه تقارن بیشتر، به سیستم بلوری با درجه تقارن کمتر (تبدیل سیستم منوکلینیک ارتوکلاز به سیستم تریکلینیک میکروکلین) همراه است که از جمله شواهد برجسته میلونیتزایی در گرانیتها و گرانیتهای پورفیروئیدی میلونیتیشده به حساب می آید [۱۵]، [۱۶].

از دیگر شواهد میلونیتزایی، ریزدانه شدن، شکلهای ماهی گون در میکاها و فلدسپارها و اشکال سیگمایی و دلتایی در بلورهای شکننده سخت نظیر فلدسپارها است [۱۵]، [۱۷]. زیرکن، کانی فرعی بارز این سنگها محسوب می شود. کلریت محصول دگرسانی بیوتیت و کانی ثانویه است. لازم به یادآوری است که میلونیتها معمولاً در پهنههای وابسته به گسلها، راندگیها یا زونهای برشی و در محیطهای نسبتاً دما بالا تشکیل می شوند [۱۵]، [۱۸].

نمونههای سنگی متعلق به دایکها و آپوفیزهای آپلیتی گرانیتی، دانهریز هستند و بافت ریزدانه نیمه شکلدار نشان میدهند. کانیهای اصلی آنها شامل کوارتز، ارتوکلاز، میکروکلین، پلاژیوکلاز و بهمقدار کم بیوتیت است (شکل ۴). برخی از دانههای ارتوکلاز بهدلیل تحمل تنشهای تکتونیکی زیاد به میکروکلین تحول یافتهاند. مسکوویت بهعنوان محصول تغییر و تحولات همراه با میلونیت تشکیل شده است.

در شکل ۴ ث تا ح برخی از ویژگیهای میکروسکپی بارز گرانیت جنوبباختر اوسائن و گارنتمیکاشیستهای میزبان آن بهطور بسیار خلاصه نشان داده شدهاند. به دانهریز شدن کوارتز و ارتوکلاز، ردیفشدگی بیوتیتها و آرایش مورّب دانهها در بیوتیتگرانیت دانهدرشت میلونیتیشده و گرانیتهای آپلیتی لوکوکرات میلونیتیشده، توجه شود. مقادیر کمی بیوتیت و مسکوویت آپلیتهای لوکوکرات یافت میشود. در گرانیتهای آپلیتی آلکالی فلدسپارها از نوع ارتوکلاز و میکروکلین هستند. گارنت میکاشیستهای چینخورده و میلونیتیشده میزبان گرانیت جنوب باختر اوسائن در مقیاس میکروسکپی نیز چینخوردگی زیبایی نشان میدهند. برخی از بیوتیتها در طی فرایند میلونیتیشدن به مسکوویت تبدیل شدهاند.



الف)



ب)



شکل ۴. تصاویر میکروسکپی نشاندهندهٔ برخی از ویژگیهای بارز گرانیتهای آیراکان (الف تا ت) و اوسائن و سنگهای گارنت میکاشیستی میزبان گرانیت اوسائن (ث تا ح) (همه این سنگها میلونیتی شدهاند). الف) بیوتیت-گرانیت دانهدرشت میلونیتیشده، به وجود مگاکریست ارتوکلاز با ماکل کارلسباد و بافت پر تیتی زیبای ان در سمت براست تصویر توجه کنید. همچنین به دانهریز شدن کوارتزها و ارتوکلازها، خاموشی موجی و پیچ و تابخوردن پیدا کردهاند، همراه با بیوتیتهایی که به مسکوویت و کلریت تبدیل شدهاند؛ به اشکال ماهیگون بیوتیت و ارتوکلاز پیدا کردهاند، همراه با بیوتیتهایی که به مسکوویت و کلریت تبدیل شدهاند؛ به اشکال ماهیگون بیوتیت و ارتوکلاز و ریزدانهشدن کانیها توجه کنید، ت) بافت میکروگرانولار در گرانیتهای آپلیتی حاوی مقادیر کمی بیوتیت و مسکوویت، ت) بافت میکروگرانولار در گرانیتهای آپلیتی که در آنها بیوتیتهای دانه ریز نیز دیده میشوند. ث) بیوتیتگرانیت دانه درشت میلونیتیشده جنوب باختر اوسائن. به دانهریز شدن کوارتزها و ارتوکلازها، دریفشدگی بیوتیت گرانیت دانه درشت میلونیتی شده جنوب باختر اوسائن. به دانهریز شدن کوارتزها و ارتوکلازها، دیفشدگی مسکوویت، ت) بافت میکروگرانولار در گرانیتهای آپلیتی که در آنها بیوتیتهای دانه ریز نیز دیده میشوند. ث) میوتیت گرانیت دانه درشت میلونیتی شده جنوب باختر اوسائن. به دانهریز شدن کوارتزها و ارتوکلازها، دریفشدگی مورّب دانههای کوارتز و فلدسپارها توجه کنید. ح) گارنت میکاشیست چینخورده و میلونیتی شده. به آرایش مورّب دانههای کوارتز و فلدسپارها توجه کنید. ح) گارنت میکاشیست چینخورده و میلونیتی شده میزبان گرانیت مورّب باخهای کوارتز و فلدسپارها توجه کنید. ح) گارنت میکاشیست چینخورده و میلونیتی شده میزبان گرانیت مورّب باخهای کوارتز و فلدسپارها توجه کنید. ح) گارنت میکاشیست چینخورده و میلونیتی شده میزبان گرانیت مورّب باخهای در از می تاونت میوتیتها توجه شود. برخی از بیوتیتها در طی فرایند میلونیتی شده به مورّب باخه می دورت یک که سیاه نسبتاً بزرگ در پایین سمت راست تصویر دیده می شود.

شیمی کانی

بر اساس دادههای تجزیهٔ نقطهای (جدول۱) و با توجه به نمودارهای [۱۹]، پلاژیوکلازهای موجود در بیوتیت-گرانیتهای پورفیروئیدی میلونیتی شده از نوع الیگوکلاز و پلاژیوکلازهای موجود در گرانیتهای آپلیتی از نوع آلبیت تا الیگوکلاز هستند. آلکالی فلدسپارها همگی در نزدیکی قطب ارتوکلاز قرار میگیرند، اگرچه با توجه مشاهدات میکروسکپی حضور میکروکلین نیز در آنها مسلّم است. بیوتیتهای موجود در گرانیتهایپورفیروئیدی میلونیتی شده و گرانیتهای آپلیتی در محدودهٔ بیوتیت با ترکیب بین آنیت و سیدروفیلیت قرار میگیرند. بیوتیتهای گرانیتهای آپلیتی نسبت به بیوتیتهای موجود در گرانیتهای پورفیروئیدی میلونیتی شده دارای نسبت (Fe/(Fe+Mg).

	بيوتيت		پلاژيوكلاز		ارتوكلاز (ميكروكلين)	
	400	۳۹۸	4.0	۳۹۸	4.0	۳۹۸
SiO <sub>2</sub>	۳۶/۵	۳۶/۸۳	83/41	۶۵/۳۸	83/41	۶۴/۹۳
$Al_2O_3$	۱۶/۱۹	18/31	۲۲/۸۳	51/04	۱۷/۳۵	17/97
FeO	TT/TV	<b>۲</b> ۳/۶۳	•/• )	•/•۴	•/• 1	۰/۰۱
MgO	۶/۵۹	۶/•۴	•/• )	•/• )	•	•
CaO	•	•/•۵	۳/۸ ۱	٢/۴٩	•/•٣	۰/۰۴
Na <sub>2</sub> O	•/11	• / • Y	٩/٣۶	۹/۸۸	•/۵A	۰/۴۹
K <sub>2</sub> O	٩/۴٨	٩/٢٧	•/•٨	۰/۲۵	۱۵/۶۳	10/29
TiO <sub>2</sub>	٣	r/rv	•/• )	•/• )	•/• 1	•/• )
MnO	•/٣٢	۰/۲۵	•/• )	•	•/• 1	•/• ١
$Cr_2O_3$	• / • Y	•/• )	•	•/• ١	•/• ٣	•/•٢
Total	94/47	۹۵/۸۵	۹ <i>۹/۶</i>	99/17	۹٧/۱۱	٩٨/٧٧







ب

الف

شیمی کانی، ژئوکرونولوژی و ژئوشیمی ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd گرانیتهای آیراکان



شکل ۵. الف و ب) تصاویر پس پراکنشی (Backscattered) الکترونی برخی از کانیهای منتخب تجزیه شده بهروش EPMA؛ پ تا ث) نمودارهای ردهبندی پلاژیوکلازها و فلدسپارهای آلکالن [۱۹] و بیوتیتها [۲۰]. علامت مربع : بیوتیتگرانیتهای دانهدرشت تا پورفیروئیدی میلونیتی شده، علامت مثلث گرانیت آپلیتی

بحث

۱. ماهیت ژئوشیمیایی گرانیتهای آیراکان

بر اساس نمودارهای شکل ۶ از ماراکوشیو و همکاران [۲۰]، عبدالرحمن [۲۱] و چپل و همکاران [۲۲] بیوتیتهای موجود در بیوتیتگرانیتهای دانهدرشت تا پورفیروئیدی میلونیتیشده و گرانیتهای آپلیتی آیراکان در قلمرو بیوتیتهای گرانیتهای نوع S قرار میگیرند (جدول ۲، شکل ۶). نتایج حاصل از تجزیهٔ ژئوشیمیایی [۴] نیز این امر را تأیید میکنند. گرانیتهای نوع S دارای نسبت ۱/۱< A/CNK (پرآلومین شدید)، مقدار زیاد SiO<sub>2</sub> و مقدار ۲/۲> Na<sub>2</sub>O هستند [۳۳]، [۲۴]. این نوع گرانیتها از ذوببخشی سنگهای رسوبی پلیتی دگرگونشده و معمولاً در محیطهای همزمان و پس از برخورد حاصل میشوند [۲۱]، [۲۲]. در نوارهای کوهزادی برخوردی معمولاً سنگهای پوستهای تحت شرایط دگرگونی درجهٔ بالا قرار میگیرند و در نتیجه دچار ذوببخشی و آناتکسی میشوند که به تشکیل گرانیتها یا میگماتیتها منجر میشود [۲۵]. نمودارهای ژئوشیمیایی ارائه شده در شکل ۶ نیز نتیجه گیریها



شکل ۶. الف) نمودار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در مقابل Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [۲۱] برای بیوتیتهای موجود در بیوتیتگرانیتهای دانهدرشت تا پورفیروئیدی میلونیتیشده و گرانیتهای آپلیتی آیراکان، ب) نمودار [۲۲] برای تفکیک گرانیتهای S و I و قرارگیری بیوتیتگرانیتهای دانهدرشت تا پورفیروئیدی میلونیتیشده و گرانیتهای آپلیتی آیراکان در گروه گرانیتهای نوع S

ICI-1415 عناصر اصلی به درصد ورثی و کمیاب قسمت در میلیون هستند								
Sample No.	٤٠٥	۳۹۸	Sample No.	4 • 0	۳۹۸			
SiO <sub>2</sub>	٧۶/۱۵	۷۳/۵۱	Ba	441	۷۳۰			
TiO <sub>2</sub>	•/٣٣	•/٣۴	Th	١٨/٧	۱۱/۳			
$Al_2O_3$	17/57	١٣/٠٣	U	١/٧۶	۱/۹۱			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3 t</sub>	1/44	۲/۳۶	Nb	۱۴/۵	٩/٩ ١			
MnO	•/• ١	۰/۰۴	Та	۲/۳۵	۰/۷۳۴			
MgO	•/٣٣	۰/۵۲	Zr	۱۳۵/۵	۱۸۳/۵			
CaO	١/•٧	۲/۲۲	Hf	•/۵۳۳	•/YYY			
Na <sub>2</sub> O	۲/۷۵	۲/۸۳	La	٣٩/٩	347/2			
K <sub>2</sub> O	4/48	٣/٩۴	Ce	Υ٩/٨	8.14			
$P_2O_5$	•/•۶	•/١•	Pr	٩/۴٣	٧/١٣			
L.O.I.	۱/۴۰	۱/۸۲	Nd	۳۵/۲	۲۷/۲			
TOATAL	۱۰۰/۴۷	۱۰۰/۷۱	Sm	٧/٢٢	۵/۴۶			
Sc	۵/۶۹	Y/XY	Eu	•/841	١/•٧			
V	۱۹/۵	۳٧/٩	Gd	۶/۴۷	۵/۱۴			
Cr	۳۴/۱	۲۳/۲	Tb	1/22	۱/•۱			
Co	١/٨١	٣/١٣	Dy	۶/۳۷	۵/۶			
Ni	$\Delta/\Lambda\Lambda$	۶/۸۴	Но	1/18	۱/•۶			
Ga	۱۷/۸	۱۸/۳	Er	٣/• ٩	7/94			
Rb	185	105	Tm	۰/۵۱۸	•/494			
Sr	۹۳/۱	۲۰۱	Yb	۳/۰۸	۲/۹۷			
Y	347/8	37/8	Lu	•/٣٩٩	۰/۴۰Y			
Cs	۳/۹۵	۶/۵۳						

جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی بیوتیتگرانیتهای پورفیروئیدی میلونیتیشده (نمونه ۴۰۵) و گرانیتهای آپلیتی (نمونه ۳۹۸) آیراکان بهکمک روشهایXRF و ICP-MS. عناصر اصلی به درصد وزنی و کمیاب قسمت در میلیون هستند

## ۲. زمینشناسی ایزوتوپی Sr -Nd

جدول ۳. نتایج تجزیه ایزوتوپی بیوتیتگرانیتهای دانهدرشت تا پورفیروئیدی میلونیتیشده و گرانیتهای آپلیتی آیراکان

Sample	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd (initial)	εNd	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr (initial)	Age (Ma)
۴۰۵	·/۵۱۲۲۱۹	•/۵۱۱۵۲V	-X/19	۰/۷۴۰۱۵۸	37700	•/٧١٢٧١۴	۵۴۵ <u>+</u> ۱۱
347	·/۵۱۲۲۵۶	•/۵۱۱۵۸۱	-Y/1٣	•/٧٢٣•٨٧	1/3766	·/VITF9	$\delta \tilde{\mathbf{r}} \mathbf{V}_{\underline{+}} \tilde{\mathbf{r}} / \lambda$



شکل ۷. الف) نمودار تغییرات نسبت ایزوتوپی <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd در مقابل <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr [۸۲] برای بیوتیت گرانیتهای دانه درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی شده و گرانیتهای آپلیتی آیراکان، ب) نمودار تغییرات نسبت ایزوتوپی Nd در مقابل <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr [۸۸] برای بیوتیت گرانیتهای دانه درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی شده و گرانیتهای آپلیتی آیراکان، پ) نمودار تغییرات نسبت ایزوتوپی Nd در مقابل <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr برای بیوتیت گرانیتهای دانه درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی شده و گرانیتهای آپلیتی آیراکان: پوسته قارهای بالایی [۲۹]، پوسته قارهای پایینی [۲۸]، پورفیروئیدی میلونیتی شده و گرانیتهای آپلیتی آیراکان: پوسته قارهای بالایی [۲۹]، پوسته قارهای پایینی [۲۸]، پورفیروئیدی از ۲۰۳]، بازالتهای پشتههای میان اقیانوسی MORB [۳۳]، آرایه گوشته تهی شده Md جزایر اقیانوسی OIB [۳۳]، بازالتهای جزایر قوسی IAB [۳۵]، آرایه گوشته ای [۳۳]، گرانیت نوع S و I

#### ۳. سن سنجی

تاکنون، جایگاه سنی بیوتیت گرانیت های دانه درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی شده آیراکان براساس شواهد چینه شناختی یا روش های سن سنجی نامناسب، تعبیر و تفسیر شده است. به طوری که در برخی موارد آن ها را به ژوراسیک میانی نسبت داده اند. بهارزاده [۳] و بهارزاده و همکاران [۴] بر اساس بررسی های سن سنجی صورت گرفته بر روی گرانیت های آیراکان توسط [۵] به روش Rb/Sr، سن ۸±۸۶۸ میلیون سال معادل با ژوراسیک میانی را به این سنگ ها نسبت داده اند. نتایج سن سنجی U-Pb، سن ۸±۸۶۸ میلیون سال معادل با ژوراسیک میانی را به این پورفیروئیدی میلونیتی شده و گرانیت های آیلیتی آیراکان به روشنی و با دقت و درستی بالا نشان می دهند که این سنگ ها به نئوپروتروزوئیک پایانی تا احتمالاً کامبرین زیرین تعلق دارند (جدول ۳). بررسی مطالعات جدید از جمله کارگران بافقی [۳۹]–[۳۹]، مسعودی و همکاران [۴۴]، جمالی آشتیانی [۵۵] نشان می دهد که در واقع سنهای جوان تر از نئوپروتروزوئیک پایانی که بر اساس روش های سن سنجی غیر از H-Pl، نظیر Ar-Ar، در واقع سنهای موارد حوان تر از نئوپروتروزوئیک پایانی که بر اساس روش های سن سنجی غیر از H-Pl، نظیر R-Ar، Ar و در برخی موان تر از نئوپروتروزوئیک پایانی که بر اساس روش های سن سنجی غیر از H-Pl، نظیر R-Ar، Ar و در برخی موارد ST-Ar، Ar-Ar بیستانی (اط-Pl)، نظیر تا می درجهٔ پایین تر صورت گرفته در زیرکنهای جدا شده از سنگهای گرانیتی آیراکان، بیشتر خودشکل، منشوری و دارای منطقهبندی ترکیبی هستند. زیرکن بهعنوان بهترین زمینزمانسنج (ژئوکرنومتر) برای واپاشی رادیواکتیو اورانیوم به سرب بهحساب میآید [۴۶]، [۴۷]. سنسنجی بهروش SIMS و در آزمایشگاه سنسنجی مؤسسه زمینشناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین که دارای شهرت و اعتبار جهانی است انجام شده، از این رو، نتایج بهدست آمده (جدول۴) قابل اعتماد هستند. تصاویر کاتدولومینسانس برخی زیرکنهای جدا شده از نمونههای سنگی بررسی شده در شکل ۸ نشان داده شده است. نتایج سنسنجی، سن ۱۱± ۵۹۵ میلیون سال را برای بیوتیتگرانیتهای دانهدرشت تا پورفیروئیدی میلونیتی شده و سن ۸/۳±۵۳ میلیون سال را برای گرانیتهای آپلیتی نشان میدهند (شکل ۸). باقری و اشتامفلی [۶] نیز سن اعلام کردهاند. این اعداد و ارقام نشان میدهد که سنسنجیهای انجام شده هم دیگر را تأیید میکونیتی شده آیراکان

همراهی بیوتیت گرانیتهای دانه درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی شده با گرانیتهای آیراکان کمتر میلونیتی شده، و تشابه کلی آنها از لحاظ رفتارهای ژئوشیمیایی، سن و ترکیب سنگ کل، به وجود روابط ژنتیکی بین گرانیتهای نامبرده اشاره دارد. براساس ترکیب کانی شناسی و وجود آنکلاوهای میکاشیستی موجود در بیوتیت گرانیتهای دانه درشت تا پورفیروئیدی می توان گفت گرانیتهای آیراکان از ذوب بخشی پوسته قاره ای متاپلیتی پوسته میانی تشکیل شده اند. گرانیت های آپلیتی نیز از تبلور مذاب های مرتبط با فازهای ماگمایی تأخیری به وجود آمده اند.

لازم به ذکر است انجام سنسنجی بر روی سنگهای گرانیتهای پورفیروئیدی میلونیتی شده و گرانیتهای با دامنه سنی مشابه، در بخشهای مختلف ایران مرکزی، همگی به سن نئوپروتروزوئیک پسین-کامبرین پیشین اشاره دارند [۸]–[۱۳]، [۴۸]–[۵۹]. با توجه به یافتههای این پژوهش گران، سنگوالدهای رسوبی تخریبی قدیمی و سنگ-های آذرین همراه آنها به سن اواخر نئوپروتروزوئیک، تا حد رخسارههای شیستسبز، آمفیبولیت، گارنت آمفیبولیت و احتمالاً گرانولیت، دگرگون شدهاند. در آستانه شرایط دما-فشار مرز ذوب متاپلیتها، متاپلیتها به طور موضعی متحمل ذوب بخشی شدهاند و میگماتیتهای فلسیک تشکیل شدهاند. در نوارهای دگرگونی نوع بارووین فشار بالا، میگماتیتها در انتهای رخساره آمفیبولیت بالایی (زون سیلیمانیت دوم) و بیشتر در رخساره گرانولیت، ایجاد میشوند. این پدیده،

۴. بررسی رابطه بین گرانیتهای آیراکان با گرانیتهای سرزمینهای همجوار

چنان که در مبحث زمین شناسی منطقه ذکر شد چند توده گرانیت های تقریباً مشابه در درون مجموعه دگرگونی-آذرین جندق-عروسان نفوذ کرده و در آن جای گزین شدهاند. گرانیت های این مناطق همانند گرانیت های آیراکان دارای کانی شناسی ساده شامل کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و بیوتیت هستند. سن به دست آمده برای گرانیت های آیراکان با سن های به دست آمده برای این سرزمین ها تشابه بسیار زیادی دارد.

این گرانیتها علاوه بر داشتن شباهتهای کانی شناختی و سنی، دارای خصوصیات ژئوشیمیایی مشابه نیز هستند (شکل ۹)، بهطوری که تمام این گرانیتها در محدوده سنگهای گرانیتی کالک آلکالن پتاسیم بالا قرار می گیرند. در نمودارهای نشاندهندهٔ الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر و نمودارهای عنکبوتی به هنجار شده نسبت به کندریت و

ژنتیکی بین آنها است (شکل ۹).

میانگین پوسته (بهترتیب) روند بسیار مشابهی با یکدیگر نشان میدهند. این رفتار ژئوشیمیایی مشابه بیانگر رابطهٔ

Sample spot#	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±σ%	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±σ%	ρ	207-corr age (Ma)	±σ%
۳۹۸-۱۴	·/۵۳۷۲۷	١/٧٩	•/•۶٨	1/88	•/97884	422/1	۶/۹
۳۹۸-۰۲	۰/۵۸۱۹۳	١/۶٠٧	•/• ٧٣٢	۱/۵	•/98619	404/1	۶/۶۹
۳۹۸–۱	·/۵۷۹۱۲	۲/۰۳۷	•/• ٧٣٨	۱/۵۱	•/747•4	401/2	۶/٨
۳۹۸-۰۷	•/829•4	1/114	./. 194	۱/۵	•/٨٧٧٩٩	497/8	٧/٢۶
۳۹۸-۰۵	•/94••9	۱/۶۰۵	۰/۰۸۱۶	۱/۵	•/93987	۵۰۶	٧/۴۴
347-12	•/۶۶٨•٩	۱/۷۳۶	۰/۰۸۴۱	۱/۵	۰/ <b>۸۶۴</b> ۰۸	۵۲۰/۶	٧/۶۴
۳۹۸-۰۸	•/88183	1/849	۰/۰۸۵۲	۱/۵	•/9•9 <b>۶</b> V	57Y/1	٧/٧٣
۳۹۸-۱۰	•/811.4	1/777	۰/۰۸۵۶	۱/۵	·/XY141	۵۲۹/۵	V/VV
۳۹۸-۱۱	•/89•41	١/٧٦٣	•/•A۵V	۱/۵	۰/۵۵۱۰۸	۵۳۰	V/VA
34-18	۰/۶۹·۵۳	1/818	۰/۰۸۶۱	۱/۵۳	•/94897	547/4	٧/٩۶
۳۹۸-۰۹	•/89221	۱/۷۳۱	۰/۰۸۶۱	۱/۵	•/884	547/4	٧/٨١
۳۹۸-۰۴	•/۶٨٨٢٣	١/٧	۰/۰۸۶۲	۱/۵۱	•/እእ۶۳۴	544/6	۷/۸۶
347-19	•/۶۸۹۶	1/837	۰/۰۸۶۴	۱/۵	•/91877	544/6	V/AD
۳۹۸-۱۶	•/٧•٣۶۴	۱/۷۴۵	٠/٠٨٧۴	۱/۵۱	•/እ۶۴۴۳	۵۴۰/۳	٧/٩٧
347-11	•/۶٩۶٨٩	1/888	•/•AV۵	۱/۵	•/98880	۵۴۰/۸	٧/٩٣
۳۹۸-۰۶	۰/۷۱۰۴۸	1/808	•/• AV۵	۱/۵	•/9•088	۵۴۰/۵	٧/٩٢
۳۹۸–۱۳	·/VITTO	۲/۵۰۲	•/•	۱/۵	•/8••04	۵۴۷/۷	٨/•۶
۳۹۸-۲۰	۰/۷۰ <i>۷۶</i>	١/٧٨٩	•/• <b>\ \ \</b>	۱/۵۱	•/84408	۵۴۸/۸	٨/١١
31-10	·/V1794	1/808	•/• ٨٨٩	۱/۵	•/98414	549/5	٨/•۵
۳۹۸–۰۳	•/VT•A1	1/884	٠/•٨٩٧	۱/۵	•/እ٩٣۴۴	$\Delta\Delta\Upsilon/\Lambda$	٨/١۴
4.08	۰/۵۶·۶۱	1/88	·/· V 10	۱/۵۱	٠/٩٣	444/0	818
۴۰۵-۰۸	•/87474	۲/۱۸	•/•YYY	١/٧١	٠/٧٩	۴۸۱/۲	٨/١
۴۰۵-۲۰	•/۶۳۲۷٩	١/٦٧	•/•٧٩٢	۱/۶	•/٩۶	<b>Fe</b> ./9	V/V
۴۰۵-۱۰	•/84••9	1/84	•/•٧٩٧	۱/۵۲	٠/٩٣	F97/F	٧/٣
4.0-14	•/۶۵V•۵	1/84	۰/۰۸۲۱	۱/۵۳	٠/٩۴	۵۰۸	٧/۶
4.0-19	•/84122	۱/۵۵	٠/٠٨۴	۱/۵	٠/٩٧	D19/V	٧/۶
4.0-12	۰/۶۸۰۸۹	1/84	۰/۰۸۵۴	۱/۵۸	٠/٩٧	۵۲۸/۱	$\Lambda/\Upsilon$
4.0-11	•/۶٨٧١۴	1/88	۰/۰۸۵۶	۱/۵	٠/٩١	579/4	V/A
۴۰۵-۱۳	۰ <i>/</i> ۶۹۵۵	۱/۶۱	•/• ٨۶۵	۱/۵۳	۰/۹۵	544/0	٨
4.0-18	•/۶٩٩۶٩	۱/۵۶	•/• XY 1	۱/۵۱	٠/٩٧	۵۳۸/۴	٧/٩
4.0-10	•/۶٩٩۵٨	۱/Y۱	•/• ٨٧٣	۱/۵۱	•/\\	۵۳۹/۶	٧/٩
4.01	۰/۷۰۴۰۳	۱/۵۵	•/• <b>XYY</b>	۱/۵	٠/٩٧	541/9	٨
۴۰۵-۱	•/٧١٢•۴	۱/۵۸	•/• ٨٨٣	۱/۵۲	•/٩۶	۵۴۵/۵	٨/١
۴۰۵-۰۳	•/٧٢٣١٣	۱/۶۱	•/• ٨٩٣	۱/۵۵	•/٩۶	۵۵۱/۵	$\lambda/\Upsilon$
4.02	•/YTY1	١/٧	۰/• <b>٨</b> ٩٧	۱/۵	• /AA	22X/V	٨/١
۴۰۵-۰۵	•/7241	١/٧۴	۰/۰۹۰۲	1/84	٠/٩۴	۵۵۷	٨/٩
4.04	۰/ <b>λ</b> • <b>λ</b> λ λ ۶	1/87	۰/•۹٧۶	۱/۵۳	٠/٩١	۶	٨/٩

جدول ۴. نتایج تجزیه ایزوتوپی و سنسنجی U-Pb بهروش SIMS روی زیر کنهای نمونهای از بیوتیت گرانیتهای دانهدرشت تا پورفیروئیدی میلونیتی شده آیراکان (نمونه ۴۰۵) و نمونهٔ گرانیتهای آپلیتی آیراکان (نمونه ۳۹۸)



شکل ۸. تصاویر Cl (Cathodoluminesence) برخی زیرکنهای جدا شده از االف): بیوتیتگرانیتهای دانه درشت تا پورفیروئیدی میلونیتیشده، ب). گرانیتهای آپلیتی، پ). نمودارهای سازگاری سنهای U-Pb زیرکنهای جدا شده از بیوتیتگرانیتهای پورفیروئیدی میلونیتیشده، ت) و گرانیتهایآپلیتی مجموعه آیراکان

به طور کلی الگوی تغییرات عناصر کمیاب خاکی روی نمودار به هنجار شده نسبت به کندریت [۶۱] نشان می دهد این سنگ ها دارای آنومالی منفی Eu و غنی شدگی از LREE هستند و برای عناصر HREE الگوی مسطحی نشان می دهند. در نمودار چند عنکبوتی به هنجار شده نسبت به میانگین پوسته [۶۲] عناصر بزرگ یون لیتوفیل مانند عناصر Sr, Ti, Ba و تا حدی Nb تهی شدگی نشان می دهند که از ویژگی های بارز سنگ های پوسته قاره ای است. بنابراین گرانیت های بررسی شده با داشتن این ویژگی ها ذکر شده و مطالبی که قبلاً بیان شد، گرانیت های با منشأ پوسته ای و از نوع S پر آلومین محسوب می شوند. عناصر Y، Y، Th غنی شدگی نسبی و عناصر LRE و کا مقادیر

نزدیک به مقادیر میانگین پوسته را نشان میدهند. این ویژگی با بررسی ایزوتوپی این سنگها نیز تأیید میشوند. بنابراین میتوان گفت این گرانیتها از ذوببخشی سنگهای متاپلیتی به سن نئوپروتروزوئیک سرزمینهای گندوانایی ایران حاصل شدهاند. این تودههای گرانیتوئیدی همزمان با جایگیری یا پس از تشکیل تحت تأثیر تنشهای تکتونیکی بهشدت دگرشکل شدهاند و شواهد بارزی از دگرریختی شکلپذیر تا شکننده نشان میدهند. در طی این فرایندها، تغییرات تحولاتی کانیشناسی و بافتی ساختی و بارزی در آنها ایجاد شده است که در مباحث قبلی به آنها اشاره شده است.



Spider plot - REE chondrite (Boynton 1984)



شکل ۹. الف) نمودار نشاندهندهٔ شباهت بسیار زیاد الگوهای تغییرات عناصر خاکی نادر بههنجار شده نسبت به کندریت [۶۱] بیوتیت گرانیتهایدانه درشت میلونیتیشده جنوبباختر اوسائن، شمالخاوری چاهزرد، شمالخاوری کلاته قنبر و گرانیتهای آیراکان نسبت با همدیگر، ب) نمودار عنکبوتی بههنجار شده نسبت به میانگین پوسته قارهای [۶۲] برای گرانیتهای نامبرده شده

# نتيجهگيرى

گرانیتهای پورفیروئیدی میلونیتی شده و گرانیتهای آپلیتی آیراکان بهترتیب دارای سنهای۱۱±۵۴۵ و ۲/۸±۳/۸ میلیون سال پیش (ادیاکارن-کامبرین زیرین) هستند و در واقع بخشی از سرزمینهای پیسنگی ایران محسوب میشوند. این سنگها بخشی از مجموعه دگرگونی-آذرین، جندق-عروسان هستند. بر اساس ویژگیهای جلد ۳، شمارهٔ ۲، پاییز و زمستان ۱۳۹۶

علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)

کانی شناسی و سنگ شناسی بین بیوتیت گرانیت های دانه در شت تا پورفیروئیدی میلونیتی شده و گرانیت های آپلیتی آیراکان رابطهٔ ژنتیکی تنگاتنگی وجود دارد. گرانیت های نوع S آیراکان از ذوب بخشی پوسته قاره ای نئوپروتروزوئیک-پایانی در درجات بالای دگرگونی نشأت گرفته اند. داده های ایزوتوپی Sr -Nd نیز این امر را تأیید می کند. براساس یافته های جدید گرانیت های آیرکان یقیناً، بخشی از سرزمین های پی سنگی و گندوانایی ایران به سن اواخر نئوپروتروزوئیک-اوایل کامبرین هستند.

# سپاسگزاری

این پژوهش با حمایتهای مالی حوزه معاونت پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود و با امکانات فرصت مطالعاتی اعطایی سازمان امور دانشجویان وزارت علوم، تحقیقات و فناوری انجام شده است. همچنین از پشتیبانی ابزار علمی دقیق مؤسسه زمینشناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین برخوردار است، از این رو، از آنان بهنحو شایسته تقدیر می-شود. از داوران محترم که نظرات و پیشنهادات ارزشمند آنها، به ارتقاء علمی و ادبی این مقاله منجر شد، نیز صمیمانه تشکر و قدردانی می کنیم.

### منابع

- 1. Babakhani A. R., Susov M., Dvoryankin A.,Selivanov E., Desyaterik N., "Geological Quadrangle map of Jandaq, 1:250,000", Geological Survey of Iran Tehran, No. H6 (1987).
- Reyer D., Mohafez S., "Une premiere contribution des accords NiOC-ERAP a connaissancegeologique de l' Iran", Revue de l InstitutFrancais du Petrole, 25 (1970) 979-1014.
  - ۳. بهارزاده حمیده، "مطالعهٔ پترولوژی گرانیت آیراکان (شمالخاوری استان اصفهان)"، پایاننامهٔ کارشناسیارشد، دانشگاه
    اصفهان (۱۳۸۷).
- ۴. بهارزاده حمیده، ترابی قدرت، احمدیان جمشید، ابراهیمیان زهرا، "ژئوشیمی تودهٔ نفوذی آیرکان، دایکهای آپلیتی و آنکلاوهای موجود در آن (شمالخاور استان اصفهان)"، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان شمارهٔ ۳ (۱۳۸۷) ۱۳–۳۲.
- Susov M., Dvoryankin A., Selivanov E., et al. "Geology and minerals of Jandaq area (Central Iran), Moscow", V/O "Technoexport", Report No. 4 (1979) 171.
- 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.

۷. اسدی سیدعلی اکبر، "ژئوشیمی و تعیین سن ایزوتوپی سنگهای آذرین– دگرگونی کمپلکس نیباز در ایرانمرکزی"، دانشگاه دامغان (۱۳۹۶).

۸. حسینی سید حسین، "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت بند هزارچاه بیارجمند"، پایاننامهٔ کارشناسیارشد، گروه زمینشناسی، دانشگاه تهران (۱۳۷۴).

- Hosseini S. H., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., "Petrology, geochemistry and zircon U-Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana", Chemie der Erde, 75 (2015) 207-218.
- ۱۰. همتی علی، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوییدی میامی جنوبباختر میامی"، پایاننامهٔ کارشناسیارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۲).
- ۱۱. صادقیان محمود، حسینی سیدحسین، همتی علی، شکاری سکینه، "سنگشناسی، زمینشیمی و زمین زمانسنجی گرانیتوییدهای جنوبباختر میامی"، مجله علوم زمین، شماره ۱۰۳ (۱۳۹۶) ۴۱–۶۰.
- 12. Balaghi Z., Sadeghian M., Ghasemi H., Zhai M.G., Mohajjel M., "Zircon U–Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar metamorphic igneous complex, SE of Shahrood (Iran): implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of central Iran", Journal of Asian Earth science, 92 (2014) 92-124.
- ۱۳. بلاغی اینالو مریم، "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی-آذرین دلبر، بیارجمند( جنوبخاور شاهرود)"، رساله دکترا، دانشکدهٔ علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۳).
- ۱۴. صادقیان محمود، "ویژگیهای زمینشناسی بارز سرزمینهای گندوانایی ایران به سن پروتروزوئیک پایانی-کامبرین زیرین بهعنوان شاخصهایی برای شناخت بهتر و سریعتر آنها"، مجموعه مقالات بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشکدهٔ علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، (۱۳۹۵) ۲۰–۷۷.
- ۱۵. قاسمی حبیبالله، "پتروگرافی و پتروژنز سنگهای دگرگونی، مبانی پتروگرافی و روشهای مطالعه"، جلد اول، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۴).
- Vernon R. H. "A practical guide to rock microstructure", Cambridge University Press. 655 (2004).
- 17. Trouw R. A. j., Passchier C. W., Wiersma D. J., "Atlas of mylonites and related microstructures", Springer, Berlin, 313 (2010).

۱۸. قاسمی حبیبالله، "مبانی بافتها و ریزساختهای سنگهای دگرگونی"، ترجمه، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۷۸).

- 19. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An Introduction to the rock forming minerals", Longman, London (1992).
- 20. Speer J. A., "Mica in igneous rocks. In: Micas, Bailey, S. W. Mineralogy Society of American", Review in Mineralogy, 13 (1984) 299-356.
- 21. Abdel Rahman A. M., "Nature of biotites from alkaline, calc alkaline and peraluminous magmas", Journal of petrology, 35 (2) (1994) 525-541.
- 22. Chappel B. W., White A. J. R., "Two Contrasting Granite Types: Expanded Abstract", Pacific Geology, 8 (1974) 173-174.
- 23. Chappell B. W., White A. J. R., "Two contrasting granite types: 25 years later", Journal of Earth Science, 48 (2001) 489-499.

- 24. Gou L. L., Zhang L. F., Lü Z., Shen T. T., "Geochemistry and geochronology of S-type granites and their coeval MP/HT meta-sedimentary rocks in Chinese southwest Tianshan and their tectonic implications", Journal of Asian Earth Sciences, 107 (2015) 151-171.
- 25. Gao Li-E., Zeng L., "Fluxed melting of metapelite and the formation of Miocene high-CaO two-mica granites in the Malashan gneiss dome, southern Tibet", Geochimica et Cosmochimica Acta, 130 (2014) 136-155.
- 26. Mazhari N., Malekzadeh Shafaroudi A., Ghaderi M., Star Lackey J., Farmer G. L., Karimpour M. H., "Geochronological and geochemical characteristics of fractionated I-type granites associated with the skarn mineralization in the Sangan mining region, NE Iran", Ore Geology Reviews, 84 (2017) 116-133.
- Sm-Nd و Rb-Sr و Sm-Nd e Sm Sm-Nd e Sm
- Zindler A., Hart S. R., "Chemical geodynamics", Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 14 (1986) 493-571.
- 29. Taylor S. R., McLennan S. M, " The continental crust: its composition and evolution", Blackwell, Oxford (1985).
- Rollinson H. R., "Using eochemical data: evaluation, presentation, interpretation", Longman Scientific and Technical, (1993) 380.
- 31. Rudnick R. L., "Making continental crust", Nature 378 (1995) 571-578.
- 32. Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", Geological Society of London Publication, 42 (1989) 313-345.
- McCulloch M. T., Bennett V. C., "Progressive growth of the Earth's continental crust and depleted mantle: geochemical constraints", Geochimica et Cosmochimica Acta, 58 (1994) 4717-4738.
- Vervoort J. D., Patchett P. J., Blichert-Toft J., Albarede F., "Relationship between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system", Earth and Planetary Science Letters, 168 (1999) 79-99.
- 35. Arjmandzadeh R., Santos J. F., "Sr-Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu–Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran", Journal of Earth Science, 103 (2014) 123-140.
- Wilson M., "Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach", Harper Collins Academic, London. (1989) 485.
- 37. Gill J. B., "Orogenic andesites and plate tectonics", Springer, New York (1981) 402.

- 38. McCulloch M. T., Kyser T. K., Woodhead J. D., Kinsley L., "Pb-Sr-Nd-O isotopic constraints on the origin of rhyolites from the Taupo volcanic zone of New Zealand: evidence for assimilation followed by fractionation of basalt", Contributions to Mineralogy and Petrology
- , 115 (3) (1994) 303-312.
- 39. Karagaranbafghi F., Foeken J. P. T., Guest B., Stuart F. M., "Cooling history of the Chapedony metamorphic core complex, central Iran: implications for the Eurasia-Arabia collision", Tectonophysics, 524-525 (2012) 100-107.
- 40. Kargaranbafghi F., Neubauer F., Genser J., Houshmandzadeh A., "The Eocene Chapedony metamorphic core complex in Central Iran: preliminary structural results", Geophysical Research Abstracts, 8 (2006) EGU06-A-05008.
- 41. Kargaranbafghi F., Neubauer F., Genser J., Houshmandzadeh A., "40Ar/39Ar constraints on the tectonothermal evolution of the Chapedony metamorphic core complex, Central Iran", Geophysical Research Abstracts, 9 (2007) EGU07-A-07387.
- Kargaranbafghi F., Neubauer F., Genser J., "The Mesozoic–Cenozoic tectonic evolution of western Central Iran seen through detrital white mica", Geophysical Research Abstracts, 11 (2009) EGU 09-A-7969.
- Kargaranbafghi F., Neubauer F., Genser J., Faghih A., Kusky T., "Mesozoic to Eocene ductile deformation of western central Iran: from Cimmerian collisional orogeny to Eocene exhumation", Tectonophysics, 564-565 (2012) 83-100.
- 44. Masoodi M., Yassaghi A., Nogole Sadat M. A. A., Neubauer F., Bernroider M., Friedl G., Genser J., Houshmandzadeh A., "Cimmerian evolution of the Central Iranian Basement: evidence from metamorphic units of the Kashmar-Kerman Tectonic Zone", Tectonophysics, 588 (2013) 189-208.
- ۴۵. جمالی آشتیانی رضوانه، حسنزاده جمشید، رهگشایی محمد، "دگرگونههای زایندهرود، شمال شهرکرد: دوتفسیر به کلی متفاوت از یک مجموعه پی سنگی در نقشههای زمین شناسی نجف آباد و چادگان". مجلهٔ علوم زمین (۱۳۹۶) ۹۵–۱۰۲.
- 46. Harley S. L., Kelly N. M., "Zircon tiny but timely", Elements, 3 (2007) 13-18.
- 47. Xu H., Zhang J., "Anatexis witnessed post-collisional evolution of the Dabie orogen,

China", Journal of Asian Earth Sciences, 145(A) (2017) 278-296.

۴۸. ملکپور علمداری احمدرضا، "مطالعه پتروفابریک و تعیینسن سنگهای دگرگونی ناحیهای درکوههای علاءالدین و ملحدو، جنوب خاور شاهرود"، پایاننامهٔ کارشناسیارشد، دانشکدهٔ علومزمین، دانشگاه تهران (۱۳۸۴).

- ۴۹. قاسمی حبیبالله و آسیابانها، عباس، "معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب خاور بیارجمند، ایران مرکزی"، مجلهٔ پژوهشی دانشگاه اصفهان (۱۳۸۵) ۲۳۱–۲۴۷.
- ۵۰. عابدی زهرا، "پترولوژی و ژئوشیمی تودهٔ گرانیتوییدی میامی(خاور شاهرود)"، پایاننامهٔ کارشناسیارشد، دانشکدهٔ علومزمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۸۸).

- ۵۱. عزیزی محبوبه، "پترولوژی و ژئوشیمی تودهٔ گرانیتوییدی سفیدسنگ و سنگهای دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)"، پایاننامهٔ کارشناسیارشد، دانشکدهٔ علومزمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۱).
- ۵۲. چکنیمقدم محسن، "بررسی سازوکار توزیع مذاب در دایکهای مافیک قطعکننده مجموعه دگرگونی آذرین دلبر (خاور بیارجمند) بهوسیلهٔ روش AMS، و تعیین موقعیت دیرینه مغناطیس آنها، پایاننامهٔ کارشناسیارشد، دانشکدهٔ علومزمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۱).
- ۵۳. ویسکرمی مرضیه، صادقیان محمود .شکاری سکینه، "ژئوکرونولوژی گرانیتوییدهای پروتروزوئیک پایانی شمال آغل کندو (جنوب دوچاه-جنوبخاور شاهرود)"، مجموعه مقالات بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانیشناسی ایران، دانشکدهٔ علومزمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۵) ۳۹۲–۳۹۸.
- ۵۴. خبره دلارام، "پترولوژی، ژئوشیمی مجموعه دگرگونی–آذرین رضاآباد (جنوبخاور شاهرود)"، پایاننامهٔ کارشناسی ارشد، دانشکدهٔعلوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۶).
- ۵۵. حسینی سیدحسین، "پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوییدی بند هزارچاه بیارجمند( جنوب خاور شاهرود)"، رسالهٔ دکتری، دانشکدهٔ علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۴).
- ۵۶. بلاغی اینالو مریم، "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی-آذرین دلبر، بیارجمند (جنوبخاور شاهرود)"، رسالهٔ دکترا، دانشکدهٔ علومزمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۳).
- 57. Hassanzadeh J., Stockli D., Horton B., Axen G., Stockli L., Grove M., Shmitt A., Walker D., "U-"Pb zircon geochronology of late Neoprotrozoic -Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian Basement", tectonophysics, 451 (2008) 71-96.
- Rahmati-Ilkhchi M., Faryad S. W., Holub F. V., Ko`sler J. and Frank W., "Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic complex (central Iran)", International Journal of Earth Sciences, 100 (2011) 45-62.
- 59. Shafaii Moghadam H., Khademi M., Hu H., Stern R. J., Santos J. F. and Wu Y., "Cadomian (Ediacaran Cambrian) arc magmatism in the Chah Jam-Biarjmand Metamorphic Complex (Iran): magmatism along the northern active margin of Gondwana", Gondwana Research, 27 (2015) 439-452.
- ۶۰. قاسمی حبیبالله، "پتروگرافی و پتروژنز سنگهای دگرگونی، پتروژنز گروههای ترکیبی و محیطهای زمینساختی رخداد دگرگونی"، جلد دوم، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۵).
- 61. Boynton W. V., "Cosmochemistry of the earth elements: Meteorite Studies", Elsevier, Amsterdam (1984) 89-92.
- 62. Weaver B., Tarney J., "Empirical approach to estimating the composition of the continental crust", Nature, 310 (1984) 575-57.