



## بررسی سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر فرعی و کمیاب (خاکی نادر) در کانه‌سازی طلا میاردان، بستان آباد، استان آذربایجان شرقی

فاطمه جهانگیریار<sup>۱\*</sup>، صمد علیپور<sup>۱</sup>، وارطان سیمونز<sup>۲</sup>، الکساندر توالچرلیدزه<sup>۳</sup>

۱- گروه علوم زمین، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی اقتصادی، مرکز تحقیقات علوم پایه دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۳- گروه زمین‌شناسی اقتصادی، گرجستان

(دریافت مقاله: ۹۸/۱۱/۱۵، نسخه نهایی: ۹۹/۱/۳۱)

**چکیده:** منطقه کانی‌زایی طلا میاردان در ۱۵ کیلومتری غرب شهرستان بستان آباد در استان آذربایجان شرقی واقع است. واحدهای سنگی عمده منطقه شامل توف و گدازه‌های آندزیتی وابسته به آئوسن بوده که میزبان کانی‌سازی رگه‌ای طلا هستند. کانه‌زایی طلا در درون سنگ‌های آندزیتی دگرسان، خرد شده و برشی شده به سن آئوسن دربرخوردها با استوک دیوریت پورفیری شکل گرفته است. این سنگ‌ها توسط محلول‌های گرمایی دستخوش دگرسانی سیلیسی و سریسیتی شده و در اثر فرآیند دگرنهادی ناشی از تزریق توده نفوذی، به کوارتزیت و هورنفلس تبدیل شده‌اند. کانه‌سازی طلا در این واحدها به شکل پهنه‌های سیلیسی و رگه‌های کوارتزی دارای سولفید با راستا ۳۰۰ تا ۳۲۰ درجه شمال غربی و با شیب نزدیک به عمود صورت گرفته است. نمودارهای عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه نشان دهنده جدایش عناصر خاکی نادر سبک (LREE) از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) و غنی‌شدگی LREE ها و عناصر سنگ دوست یون (LILE) است. شاخص‌های زمین‌شیمیایی مانند Ti+Fe و (Ce+Y+La)-(Ba+Sr) نشان می‌دهند که محلول‌های گرمایی برون‌زاد نقش بسیار مهمی در گسترش پهنه‌های دگرسانی و کانه‌زایی در این منطقه داشته‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** میاردان؛ طلا رگه‌ای؛ زمین‌شیمی؛ دگرسانی؛ عناصر خاکی نادر.

### مقدمه

به سنگ، pH پایین و فراوانی هم‌بافت‌های یونی چون  $\text{CO}_3^{2-}$ ،  $\text{SO}_4^{2-}$ ،  $\text{F}^-$ ،  $\text{PO}_4^{3-}$  و  $\text{Cl}^-$  کاملاً بی‌تحرک نیستند [۲، ۵، ۶]. از طرف دیگر در سامانه‌های زمین‌شناسی، Eu و Ce بیش از یک حالت اکسایشی دارند ( $\text{Ce}^{3+}$ ،  $\text{Ce}^{4+}$ ،  $\text{Eu}^{3+}$ ،  $\text{Eu}^{2+}$ ) و بر نمودارهای توزیع عناصر خاکی نادر، خارج از روند کلی تعریف شده توسط عناصر دیگر قرار می‌گیرند که ممکن است یک بی‌هنجاری را ایجاد کنند [۷]. افزون بر این، این دو عنصر در حالت اکسیداتی ( $\text{Eu}^{3+}$ ،  $\text{Ce}^{4+}$ ) به دلیل داشتن پتانسیل یونی بیشتر و تحرک کمتر در پهنه‌های دگرسانی تثبیت می‌شوند. از این رو، تحلیل رفتار این دو عنصر نسبت به دیگر REE‌ها و با

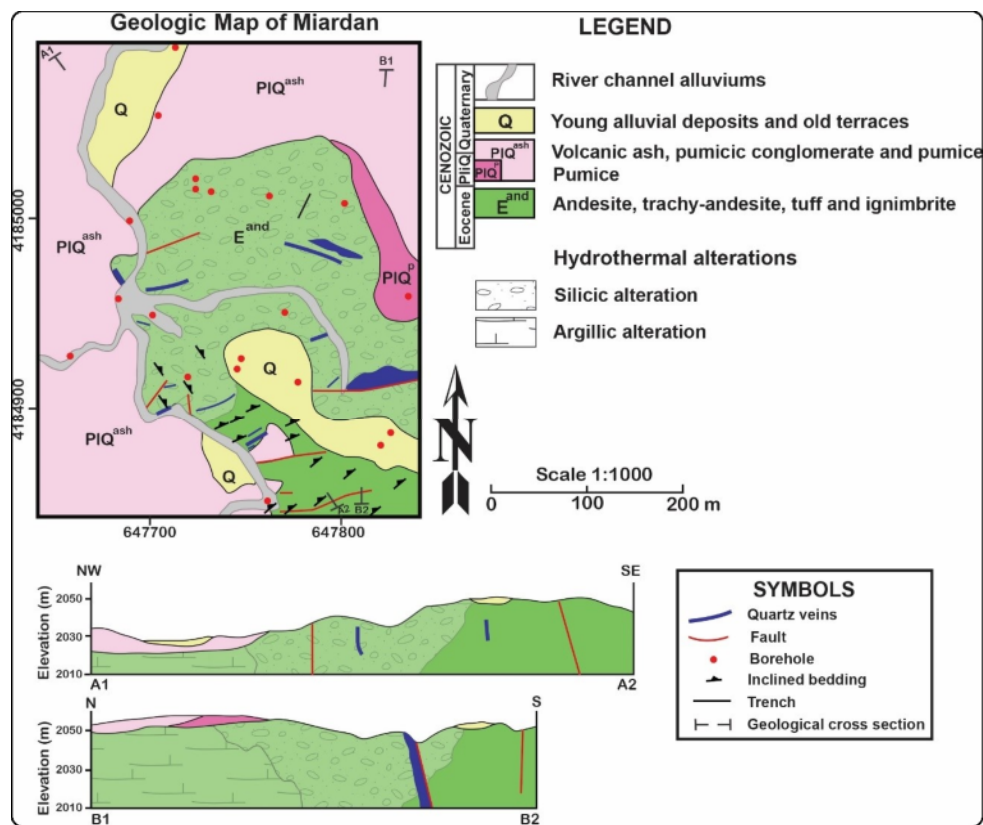
عناصر خاکی نادر (REE) شامل لانتانیدها با عدد اتمی ۵۷ تا ۷۱ همراه با ایتیریم و اسکاندیم هستند. این عناصر شامل عناصر خاکی نادر سبک یا LREE (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm) و عناصر خاکی نادر سنگین یا HREE (Gd, Tb, Dy, Ho, Tm, Yb, Lu) هستند. در گذشته، عناصر خاکی نادر طی فرآیند دگرسانی، بی‌تحرک در نظر گرفته می‌شدند [۱-۳]، اما بررسی‌های بعدی پیرامون تمرکز این عناصر در سیال‌های گرمایی [۳] و پهنه‌های دگرسانی [۴] نشان دادند که این عناصر در شرایط ویژه سیال‌های گرمایی مانند نسبت بالای آب

و گدازه با تناوبی از توف‌های خرد شده، توف ماسه‌ای و گدازه-های آندزیتی به رنگ خاکستری و سبز تیره ( $E^{IV}$ ) قدیمی‌ترین سنگ‌های ائوسن هستند که در ۲۰ کیلومتری جنوب شرق منطقه مورد بررسی رخنمون دارند. بر روی این واحد، سنگ-های آتشفشانی پورفیری همراه با کمی توف قرار دارند ( $E^V$ ) که خود توسط واحد توف و ایگنیمبریت ( $E^{II}$ ) پوشیده شده‌اند. این سنگ‌ها ریزدانه هستند و بیشتر در مرکز منطقه دیده می‌شوند. کانه‌سازی بیشتر درون واحد ائوسن رخ داده است. توده‌های نفوذی گرانیتی، کوارتزموونزونیته، گرانودیوریتی، سنگ‌های داسیتی و ریدوآسیته با رنگ روشن به شکل گنبد و سیل ( $OM^d$ ) و دایک‌های گرانیتی منسوب به الیگوسن درون واحدهای قدیمی تزریق شده‌اند (شکل ۱). وجود تعدادی گسل پیرامون محل کانسار این نظریه را توجیه می‌کند که محلول-های گرمابی برآمده از توده گرانیتی پنهان در نزدیک روستای خاتون آباد و میاردان باعث کانی‌سازی در منطقه شده‌اند. واحدهای آهکی سازند قم و واحدهای گچ‌دار مارنی، لای سنگ، ماسه سنگ و کنگلومرا به سن میوسن در شمال شرق منطقه مورد بررسی رخنمون دارند ( $M_1^{sm}$ ,  $M_2^{sm}$ ,  $M^{lm}$ ; شکل ۱).

در نظر گرفتن سایر عوامل کنترل کننده توزیع عناصر خاکی نادر، راهنمای خوبی برای درک شرایط فیزیکوشیمیایی سیال گرمابی مسئول دگرسانی و محیط دگرسانی محسوب می‌شود [۹،۸]. منطقه مورد بررسی در میاردان به صورت یک پهنه کانه‌زایی شده به گسترش تقریبی ۲۴/۱ کیلومتر مربع با مختصات جغرافیایی  $37^{\circ} 38'$  تا  $37^{\circ} 49'$  طول شرقی و  $37^{\circ} 47'$  تا  $37^{\circ} 47'$  عرض شمالی است و بخشی از ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ استان آباد را تشکیل می‌دهد. از نظر تقسیم بندی-های ساختاری، این منطقه بخشی از ایران مرکزی و کمربند ارومیه - دختر محسوب می‌شود [۱۰].

#### زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی

پی‌سنگ منطقه مورد بررسی را واحدهایی به سن کرتاسه پسین می‌سازند. این واحدها تناوبی از سنگ‌های آتشفشانی سرپانتینی و کلریتی شده بازالتی، توف بازی، گابرو و واحدهای آهک مارنی نازک لایه، ماسه سنگ، کنگلومرا و شیل هستند که مرز گسله با هم دارند. روی این سنگ‌ها، واحدهای منسوب به ائوسن به صورت ناپیوسته قرار دارند. ترکیب کلی این واحدها بیشتر آتشفشانی و آذرآواری است. سنگ‌های آذرآواری



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی (میاردان، استان آباد) با مقیاس ۱:۱۰۰۰.

شناسایی شده است و تصور می‌شود که در ارتباط با گسل‌های کوچک و شکستگی‌های قدیمی باشد که طی چندین مرحله فعال شده‌اند. این منطقه بیشتر بصورت برشی شده و تیره رنگ و ناشی از پوشش سطحی شامل اکسیدهای آهن آبدار بوده و نشانگر اکسایش کانی‌های سولفیدی اولیه است. در این منطقه، سنگ‌های آندزیتی توسط تعداد بسیاری رگه و رگچه‌های کوارتزی سولفیددار دربردارنده طلا قطع شده‌اند (شکل ۲ الف). این رگه‌ها به طور ناهمگن در گدازه‌های آندزیتی و توف-های برشی توزیع شده‌اند. ضخامت رگه‌ها ۲۰ سانتی متر تا ۲ متر است. کوارتز همچنین بصورت رگچه‌های میلیمتری تا چند سانتیمتری دیده می‌شود. بافت برشی و تنش آواری در این رگه‌ها دیده شده و گاه قطعه‌هایی از سنگ دیواره توفی به صورت خرد شده در این رگه- رگچه‌ها یافت می‌شوند. از نظر مشخصه‌های ظاهری و همبرزایی، دو گروه رگه - رگچه در این منطقه قابل شناسایی هستند: رگه - رگچه‌های کوارتزی شیری و سفید رنگ که اغلب دارای پیریت هستند و رگه رگچه‌های کوارتزی خاکستری رنگ که در دیواره، لایه نازکی از کانه‌های سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و گالن) وجود دارد که عامل ایجاد رنگ خاکستری در آنهاست (شکل ۲ ب). کانی-های باطله در این رگه - رگچه‌ها، کوارتز و به مقدار کمتر باریت بوده و کانه‌های سولفیدی شامل گالن، پیریت، اسفالریت و کالکوپیریت هستند. با توجه به حضور سه نوع کانی متفاوت در این رگه‌ها که از نوع اکسیدی، سولفیدی و سولفاتی هستند، دو فاز تبلور کانیایی را می‌توان برای رگه - رگچه‌های کوارتزی در نظر گرفت. فاز اکسیدی هماتیت در آغاز مراحل کانی‌سازی به دلیل بالا بودن گریزندگی اکسیژن، از سیال جدا شده و به صورت کانی اکسیدی دیده می‌شود. فاز دوم که با فراوانی کانی سولفیدی مشخص می‌شود نشان‌دهنده کاهش گریزندگی اکسیژن سیال و بالا رفتن گریزندگی گوگرد طی تبلور این کانی هاست. فاز آخر مرحله ته‌نشست کانی باریت است که به صورت فاز سولفاتی در رگه- رگچه‌های کوارتزی دیده می‌شود. افزون بر رگه‌های کوارتز، در سنگ‌های دگرسان و برش‌ها طلا نیز یافت می‌شود (شکل ۲ پ). بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که سنگ‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی در ارتباط با پهنه‌های دگرسانی شامل بلورهای درشت پلاژیوکلاز شکلدار (فراوان‌ترین کانی در سنگ ۳۰-۴۰٪) و آمفیبول بیشتر از نوع هورنبلند (۱۰-۲۰٪) هستند که کانی‌های ثانویه کلریت و سریسیت کاملاً جانشین کانی هورنبلند شده‌اند. همچنین، کوارتز ثانویه (۱۲-۱۰٪) در متن سنگ تشکیل شده و کل سنگ پرلیتی شده است (شکل ۳).

رسوب‌های پلیوسن بیشتر از نوع کنگلومرای سست هستند. این واحد دارای رنگ روشن بوده و با داشتن قطعه‌های گرد شده و زمینه گلی، مشخصه منطقه کم عمق به سن پلیوستوسن است. ترکیب خرد شده سنگ‌های آن بیشتر ریوداسیتی است و بیش از ۵۰٪ منطقه مورد بررسی را می‌پوشاند و پس از کانه‌سازی بر سنگ‌های ائوسن نهشته شده است ( $PI^{vc}2^c$ ,  $PI^{vc}1^c$ ). دهانه‌های آتشفشانی با ترکیب اسیدی (داسیت و داسیت آندزیت) مربوط به آتشفشان سهند ( $PI^d$ ) در منطقه مورد بررسی رخنمون دارند (شکل ۱). رسوب‌های کواترنری به شکل رسوب‌های کوهپایه‌ای و پادگانه‌های قدیمی و رسوب‌های آبراهه‌ای جوانترین واحدهای منطقه مورد بررسی را تشکیل می‌دهند ( $Q^{la}$ ,  $Q^{tl}$ ,  $Q^{al}$ ).

### روش بررسی

بررسی‌ها در این پژوهش در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده است. در بخش صحرایی، به منظور ارزیابی و تفکیک واحدهای سنگی منطقه و پهنه‌های دگرسانی، از منطقه بازدید شد. پس از شناسایی پهنه‌های دگرسانی، نمونه‌برداری اصولی از آنها به سمت سنگ میزبان کمتر دگرسان شده انجام شد. تعداد ۳۱ مقطع نازک و صیقلی از نمونه‌های مربوط به پهنه‌های دگرسان و سنگ میزبان تهیه شد و مورد بررسی‌های سنگ-نگاری و کانه‌نگاری قرار گرفت. برای تعیین فازهای کانیایی غیر قابل تشخیص در پهنه‌های دگرسانی، ۵ نمونه با پراش‌سنج پرتوی X (XRD) در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران بررسی شدند. برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و تعیین مقادیر عناصر اصلی، فرعی و کمیاب تعداد ۳۵ نمونه به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه زرازمای تهران تجزیه شیمیایی شدند. در این روش، بر اثر تابش پرتوی لیزری متمرکز بر سطح نمونه، ماده از سطح نمونه جدا و تبخیر می‌شود. در مرحله بعد، نمونه برای اتمیزه شدن و یونش به درون پلازما انتقال می‌یابد. در این دستگاه نمونه بر یک صفحه متحرک درون محفظه قرار داده می‌شود تا در جایگاه درست نسبت به پرتوی لیزری ثابت شده قرار گیرد.

### بحث و بررسی

#### کانه‌زایی و سنگ‌شناسی

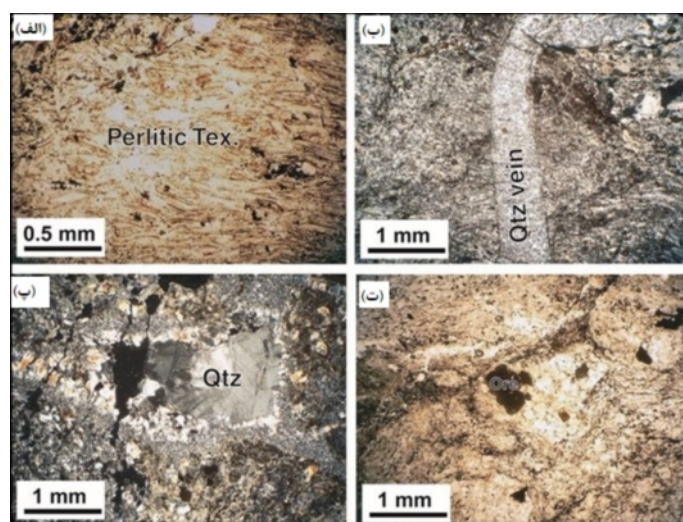
کانه‌زایی طلا در منطقه بستان‌آباد در سنگ‌های آندزیتی دگرسان، خرد و برشی شده ائوسن در برخوردگاه با استوک دیوریت پورفیری شکل گرفته است. برخوردگاه این واحدها، پهنه‌های خرد شده با شیب ۴۰ تا ۶۵ درجه به سمت جنوب غرب است. کانسنگ طلادار در سنگ‌های میزبان با شیب تقریباً عمودی گسترش یافته و توسط گمانه‌های با عمق ۲۰۰ متری

و فضاهای خالی بیشتر توسط کلریت و کوارتز بسیلوری و به مقدار جزئی با زئولیت پر شده‌اند. همچنین، این سنگ‌ها بشدت کربناتی شده‌اند (شکل ۵). لایه‌های پومیس مرز نمایی با آندزیت‌ها و توفها دارند و با داشتن اجزای پومیزی و ماده زمینه خود متمایز می‌شوند. واحد کنگلومرایی با سن پلیستوسن، سنگ‌های ائوسن را می‌پوشاند. اجزای کنگلومرا از قطعه‌های بزرگ آندزیتی و ریوداسیتی، توف لاپیلی، قطعه‌های پومیس و خاکستر ریزدانه آتشفشانی تشکیل شده‌اند (شکل ۶).

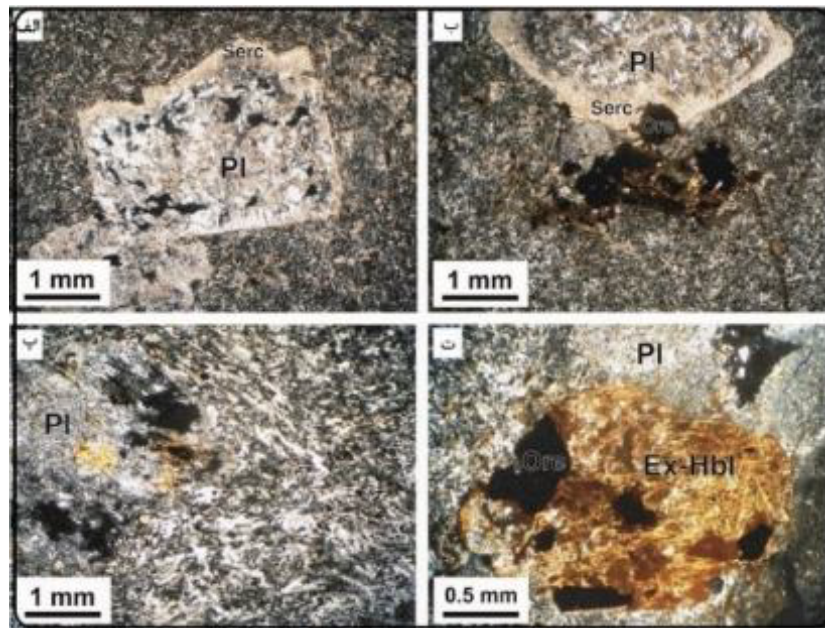
گدازه‌های آندزیتی بندرت دارای میان لایه‌های داسیتی و ریوداسیتی با بافت ریزسنگی هستند. این سنگ‌ها ریزبلور هستند و در آنها نیز کوارتز نسل جدید نهشته شده است. زمینه سریسیتی و دانه‌های پیریت از ویژگی‌های آنها هستند (شکل ۴). همچنین، در طیف‌های XRD کانی‌های میکا (سریسیت) و کلریت شناسایی شده که نتایج آن در جدول ۱ آورده شده است. واحدهای آذرآوری از نوع توف آندزیتی بوده (شکل ۵) و دارای رنگ سبز روشن هستند. این سنگ‌ها بافت پرلیتی دارند



شکل ۲ (الف) بافت داربستی در بردارنده رگچه‌های کوارتزی سفید و شیری رنگ در منطقه بستان آباد. (ب) رگه کوارتزی شامل پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و گالن طلا دار در آندزیت با عیار طلا  $< 10 \text{ ppm}$ ، گمانه BHB-20- 549-5/52. (پ) برش‌های طلا دار. رنگ روشن متعلق به سنگ متاسوماتیک شامل کوارتز-سریسیت بوده و رنگ قهوه‌ای مربوط به بخش‌های دارای کوارتز و هیدرواکسید آهن است (عیار طلا  $1,2 \text{ ppm}$ ).



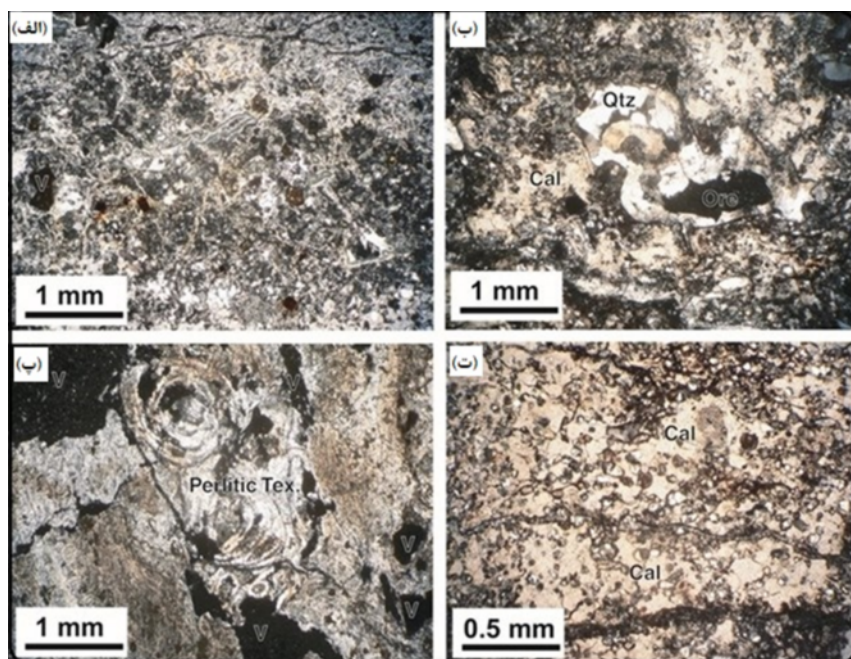
شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آندزیتی: (الف) بافت پرلیتی، (ب) رگچه‌های کوارتز که سنگ را قطع کرده‌اند، (پ) کوارتز نسل جدید و (ت) بلورهای پیریت شکل دار تا نیمه شکل دار در متن سنگ.



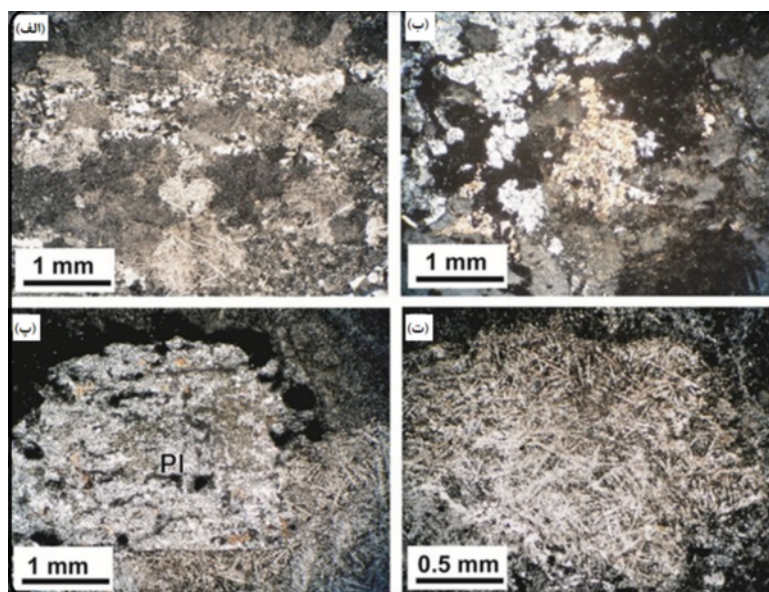
شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آندزیتی: بافت پورفیری با زمینه شیشه‌ای تا ریزسنگی.

جدول ۱ نتایج برآمده از ریف های XRD نمونه‌های سنگی دگرسان.

نمونه	گمانه	عمق (متر)	کانی های اصلی	کانی های فرعی
۱	BHB-07	۳۱	دولومیت، فلدسپار، کوارتز	کلریت، میکا
۲	BHB-03	۳۴	کلسیت، کوارتز	کلریت، میکا
۳	BHB-03	۴۴	فلدسپار، کوارتز	دولومیت
۴	BHB-07	۱۰۷	فلدسپار، کوارتز	سیدریت
۵	BHB-10	۱۲۰	فلدسپار، کوارتز	کلریت، میکا



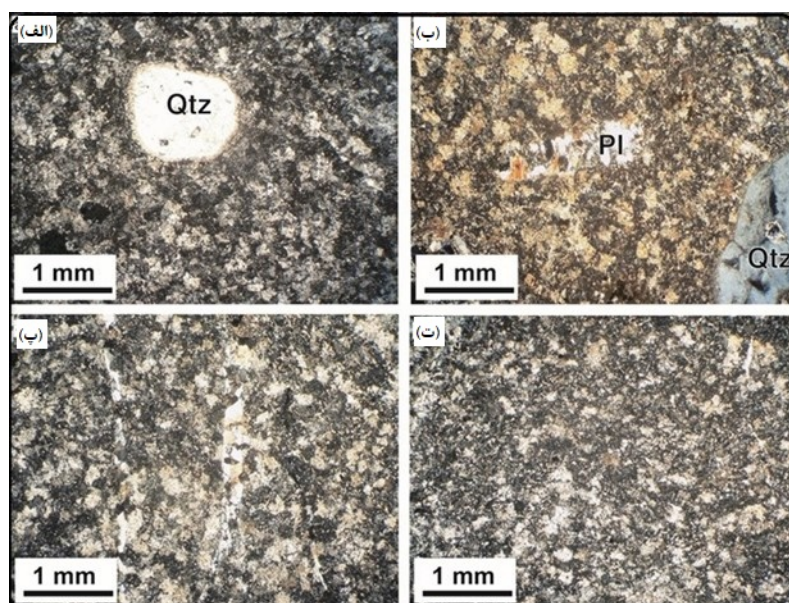
شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی از توف‌های آندزیتی: (الف) زمینه ریزدانه دارای کوارتز، کوارتز و پیریت بی‌شکل درون زمینه، (ب) رگچه کوارتزی که سنگ با زمینه پرلیتی را قطع کرده است و (ت) کلسیت درون زمینه (کربناتی شدن).



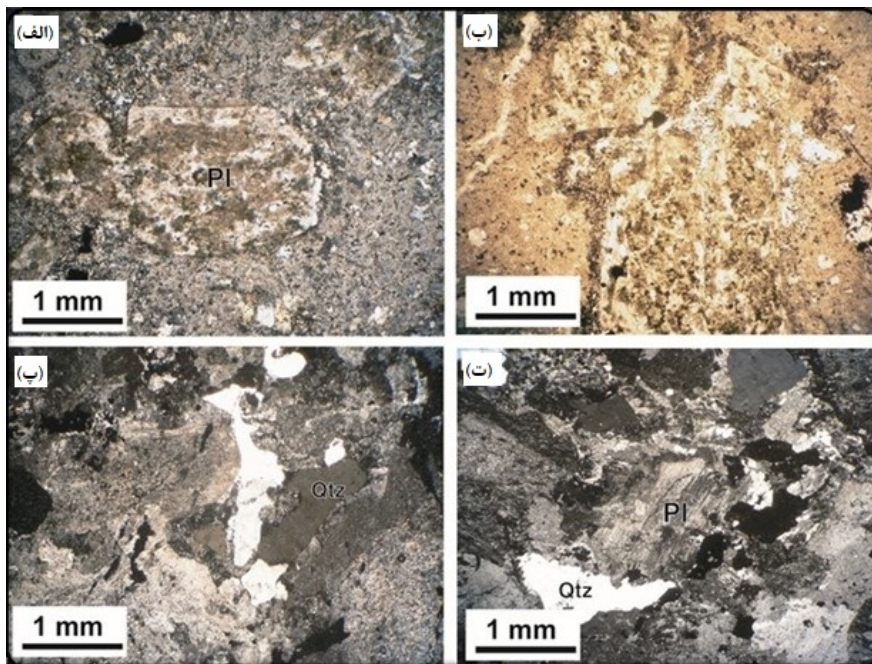
شکل ۶ تصاویر میکروسکوپی از واحد پومیس: الف) خرده‌های پلاژیوکلاز درون پومیس، ب) سریسیتی‌شدگی انبوه، پ) دگرسانی پلاژیوکلازهای شکل-دار و ت) بافت محلی ریزسنگی.

ریزدانه‌های هستند و حفره‌های خالی سنگ توسط کوارتز پر شده‌اند. سنگ‌های گرانیتی دارای بافت پورفیری با زمینه ریزبلور هستند. درشت بلورهای آنها بیشتر کوارتزهای نیمه شکل‌دار و پلاژیوکلاز هستند که در زمینه ریزدانه قرار دارند. پلاژیوکلازها ماکل چندریخت دارند و بخشی از آنها به سریسیت تجزیه شده‌اند. بلورهای کوارتز در سنگ‌های گرانیتی گاه دارای جایگاه بین دانه‌ای و بی‌شکل هستند (شکل ۸).

قطر قطعه‌های بزرگ آن به یک متر می‌رسد و متوسط ضخامت آن ۷۰ تا ۱۰۰ سانتیمتر است. ترکیب خرده سنگ-های آن بیشتر ریوداسیتی است. سنگ‌های ریولیتی (شکل ۷) و گرانیت پورفیری در قسمت جنوبی و شرقی منطقه رخنمون دارند و بخش عمده آنها در خارج از منطقه اکتشافی گسترش دارد (شکل ۸). سنگ‌های شبه آتشفشانی گرانیتی، میکرودیوریتی و دایک‌های گرانیتی به درون واحدهای ائوسن نفوذ کرده‌اند. در مقاطع میکروسکوپی، ریولیت‌ها دارای بافت



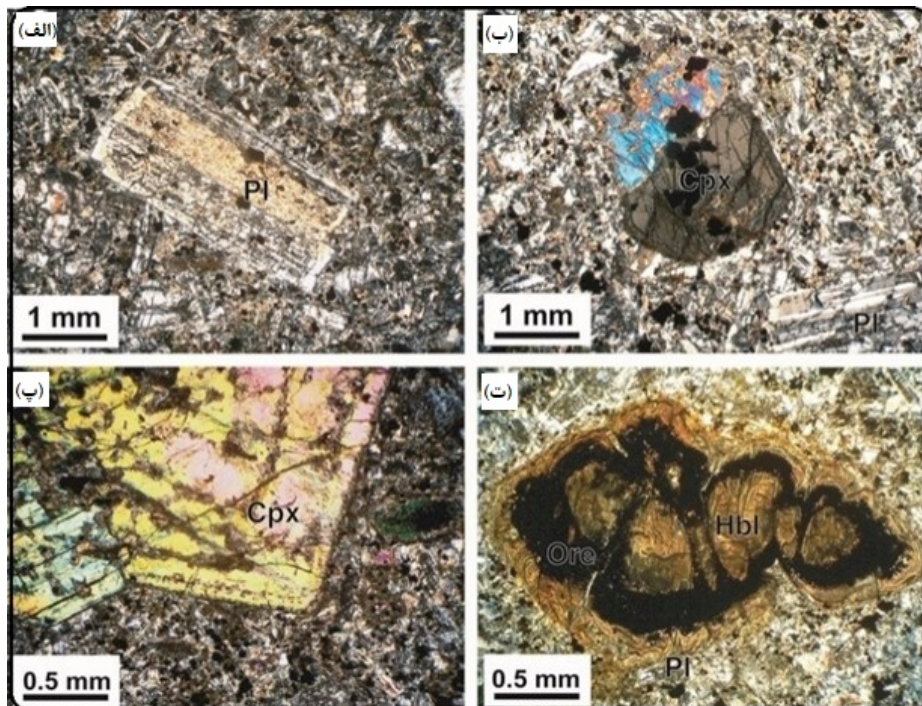
شکل ۷ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های ریولیتی: الف) کوارتز (Qtz) در زمینه ریزبلور، ب) پلاژیوکلاز دگرسان شده، پ و ت) زمینه ریزبلور سریسیتی شده.



شکل ۸ تصاویر میکروسکوپی از گرانیت پورفیری: الف) درشت بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) که بطور بخشی توسط سرسیت جایگزین شده‌اند، ب) سرسیتی‌شدگی سنگ، پ و ت) جایگاه بین دانه‌ای و بی‌شکل کوارتز (Qtz) بین بلورهای پلاژیوکلاز (Pl).

سنگ‌ها دگرسانی سرسیتی ضعیف نشان می‌دهند و در آنها، هورنبلند گاه به کانی‌های ثانویه شامل ترمولیت-اکتینولیت، اپیدوت، سرسیت و کلسیت تبدیل شده است.

سنگ‌های میکرودیوریتی شبه آتشفشانی بافت پورفیری با زمینه ریزبلور دارند و کانی‌های اصلی آنها پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن (اوژیت) و هورنبلند هستند (شکل ۹). این



شکل ۹ تصاویر میکروسکوپی از واحد میکرودیوریتی الف) درشت بلورهای پلاژیوکلاز با بافت چندریخت، ب) درشت بلورهای کلینوپیروکسن، پ) کلینوپیروکسن با بافت منطقه‌ای و ت) هورنبلند دگرسان شده که کانی‌های کدر در قالب آن تشکیل شده‌اند.

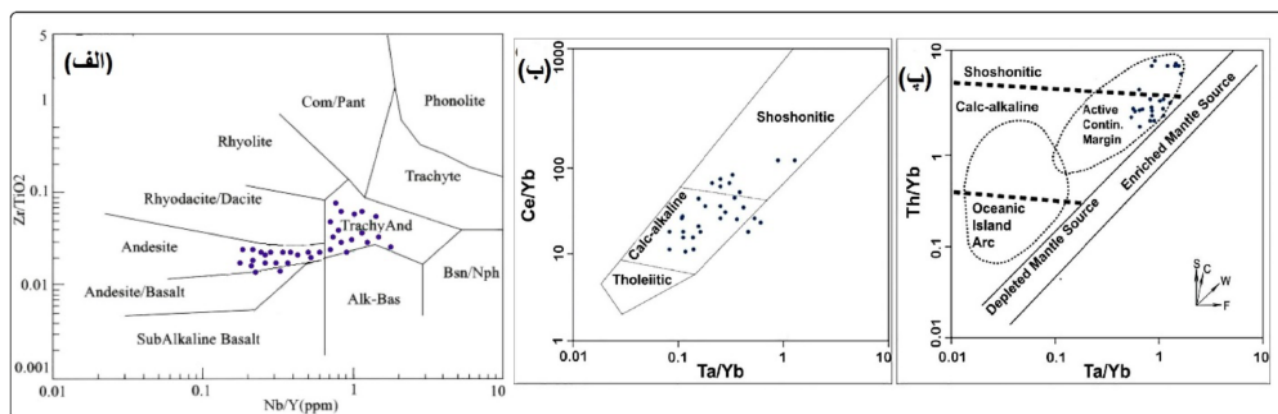
## نامگذاری سنگ‌های آتش فشانی

از آنجا که سنگ‌های آتشفشانی منطقه دارای درجه‌هایی از دگرسانی و در نتیجه تغییرات کانی شناسی و زمین شیمیایی هستند، نامگذاری و تعیین ویژگی‌های زمین شیمیایی آنها با استفاده از عناصری که امکان جابه جایی کمتری دارند ( $Zr, Nb, Y, TiO_2, Ta, Ce, Ga$ ) انجام شد. براساس نمودار مرجع [۱۱] برای نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی بر پایه‌ی عناصر جزئی که بیشتر برای سنگ‌های دگرسان به کار می‌رود، سنگ‌های مورد بررسی در گستره آندزیت و تراکی آندزیت قرار دارند (شکل ۱۰ الف). برای شناسایی سری ماگمایی براساس نمودار  $Ce/Yb$  نسبت به  $Ta/Yb$  [۱۲]، نمونه‌های سنگی مورد بررسی در گستره آهکی قلیایی واقع هستند و تعدادی نیز گرایش شوشونیتی دارند (شکل ۱۰ ب). همچنین، نمودار  $Th/Yb$  نسبت به  $Ta/Yb$  [۱۳، ۱۴] نشان می‌دهد که پراکنش نمونه‌ها از الگوی منطقه کرانه فعال قاره‌ای پیروی کرده و غنی‌شدگی وابسته به فرورانش را نشان می‌دهند (شکل ۱۰ پ).

## انواع دگرسانی‌های گرمایی

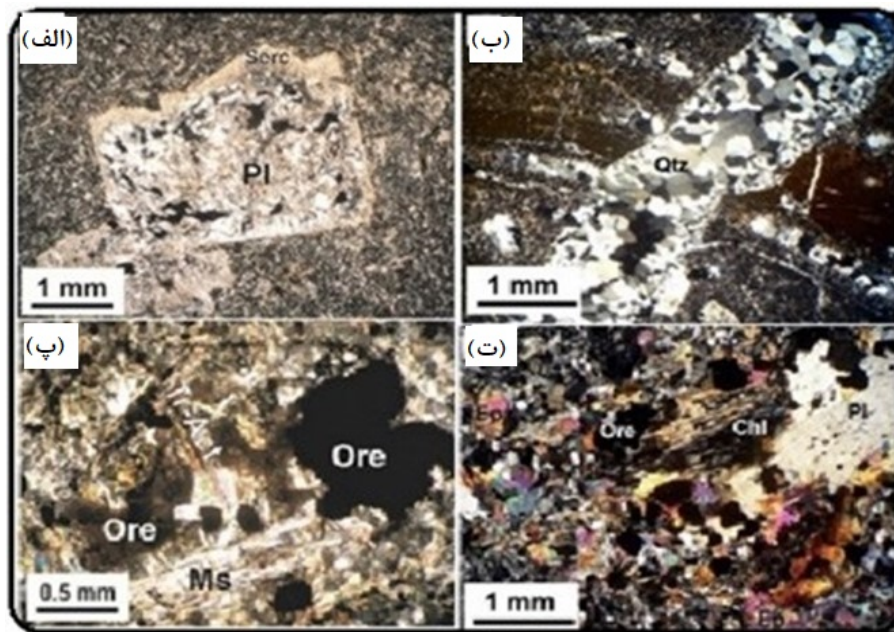
**دگرسانی سریسیتی:** این نوع دگرسانی گسترده‌ترین پهنه دگرسانی در منطقه مورد بررسی هم از نظر سطحی و هم عمقی است. بررسی مقاطع نازک این پهنه نمایانگر حضور کانی‌های کوارتز، پیریت و سریسیت است (شکل ۱۱). سریسیت (۲۰٪ تا ۵۰٪) بصورت پولک‌های بسیار ریزدانه بوده و بیشتر جانشین فلدسپارها و کمتر جانشین کانی‌های فرومنیزین چون

بیوتیت‌ها شده است. گاه شدت این دگرسانی چنان بالاست که تنها سایه‌ای از پلاژیوکلازها قابل تشخیص است. کوارتز ثانویه بصورت ریز تا متوسط بلور و بی‌شکل است (۱۵٪ تا ۳۰٪) و بیشتر در زمینه سنگ دیده می‌شود. کوارتز همچنین بصورت رگچه‌های میلیمتری تا چند سانتیمتری در این پهنه وجود دارد. این رگچه‌ها شامل کانی‌سازی پیریت هستند و بافت‌های برشی، نواربندی پوسته‌ای، موزائیکی، نواری و گلی و دروزی نشان می‌دهند. این رگچه‌ها اغلب شواهد خردشدگی و برشی شدن دارند. شدت برشی‌شدگی در مناطق مختلف متفاوت است. پیریت (۵٪ تا ۱۰٪) بصورت بلورهای شکلدار تا نیمه شکل‌دار و پراکنده در متن سنگ یا رگچه است و همچنین در محل‌هایی که کانی‌های فرومنیزین مانند آمفیبول و بیوتیت دچار دگرسانی شده‌اند، حضور دارد. در مجموع، این نوع دگرسانی به دو شکل انتخابی و فراگیر دیده می‌شود. در نوع انتخابی، پلاژیوکلازها به سریسیت تبدیل شده و کانی‌های مافیک (بیوتیت و آمفیبول) توسط کلریت جایگزین شده‌اند، ولی در دگرسانی فراگیر همه کانی‌ها سریسیتی شده‌اند. در کل، این نوع دگرسانی تقریباً در همه سنگ‌های غنی از کانی‌های آلومینیوم‌دار در معرض سیال‌های اسیدی تشکیل می‌شود [۱۵]. کاهش دما و نسبت  $a_{(K+)} / a_{(H+)}$  در سیال ماگمایی منجر به شکل‌گیری سریسیت بعنوان فاز سیلیکات پتاسیم غالب در مرحله دگرسانی فیلک می‌شود [۱۶].



شکل ۱۰ الف) نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی براساس نمودار مرجع [۱۷]. ب) نمودار تعیین شاخص پتاسیم سنگ‌های آذرین [۱۲] که نمونه‌های مورد بررسی. بیشتر در گستره آهکی قلیایی و تعدادی نیز شوشونیتی قرار دارند. پ) نمونه‌های منطقه مورد بررسی از سنگ‌های آتشفشانی کرانه فعال قاره‌ای هستند و غنی‌شدگی وابسته به فرورانش نشان می‌دهند [۱۳، ۱۴].





شکل ۱۱ تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی‌های گرمابی در سنگ‌های آندزیتیک: (الف) دگرسانی آرژلیک (ب) رگه سیلیسی با بافت موزاییکی، (پ) دگرسانی سریسیتی و (ت) دگرسانی پروپیلیتیک.

گرمابی است شکل ۱۲ دگرسانی گرمابی آندزیت سیلیسی شده را نشان می‌دهد که دارای رگچه‌های کوارتز و کلسیت است. **دگرسانی آرژلیکی**: این پهنه دگرسانی گسترش بسیار کمی هم از نظر رخنمون سطحی و هم عمقی دارد. رنگ نمونه‌های دستی مربوط به این پهنه سفید مایل به خاکستری است. از نظر گسترش عمقی، این دگرسانی بیشتر در نزدیکی شکستگی‌ها، گسل‌ها و مناطق با نفوذپذیری بالا دیده می‌شود زیرا نیازمند شستشوی اسیدی شدیدتر است. مهمترین مشخصه این پهنه دگرسانی، شکل‌گیری کانی‌های رسی چون کائولینیت همراه با مقادیری سریسیت است. بررسی سنگ-نگاری بیشتر مقاطع نازک مربوط به این پهنه، تبدیل شدن فلدسپات‌ها به کانی‌های رسی را نشان می‌دهد. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، همه بلورهای پلاژیوکلاز در این پهنه به کانی‌های رسی تبدیل شده و تنها سایه‌ای از آنها باقی مانده است و در زمینه نیز مقدار زیادی کانی‌های رسی تشکیل شده-اند (شکل ۱۳). سریسیت تنها به مقدار جزئی دیده می‌شود. کوارتز بصورت بلورهای بی‌شکل ریز در متن سنگ پراکنده است. پیریت در این پهنه به مقدار کم حضور دارد. بخشی از آثار دگرسانی آرژلیکی در سطح منطقه با حضور کانی‌های اکسیدی آهن و افزایش قابل ملاحظه مقدار کانی‌های رسی مشخص می‌شوند که می‌توانند ناشی از فرایندهای برونزایی

از این رو، طی این واکنش‌ها، پلاژیوکلازها در pHهای اسیدی و در اثر دگرنهادی پتاسیم و آب کافت، به سریسیت تبدیل می‌شوند و کوارتز ثانویه نیز تشکیل می‌شود که ممکن است بصورت کوارتز بلورین و به طور پراکنده در متن سنگ و یا به شکل رگچه‌های میلیمتری در زمینه سنگ نهشته شود و یا بصورت آبگین باقی بماند. همچنین براساس این واکنش، مقداری یون سدیم از تبدیل آلینیت به سریسیت آزاد می‌شود که با توجه به تشکیل نشدن هیچ کانی سدیم‌دار جدید چون پاراگونیت، توسط سیال‌های دگرسان کننده کامل از محیط خارج شده است.

فلدسپارهای قلیایی (در ریولیت و گرانیت پورفیری) نیز در pHهای اسیدی و در اثر آب کافت، به سریسیت تبدیل شده و سیلیس تولید می‌کنند و یون پتاسیم آزاد شده نیز می‌تواند صرف تبدیل پلاژیوکلازها به سریسیت شود. آثار سریسیتی شدن در کانی‌های فرومنیزین نیز قابل دیده است و از این رو طی رخداد این دگرسانی، عناصر Na، Ca و Mg توسط سیال‌های دگرسان کننده از سنگ شسته و خارج می‌شوند.

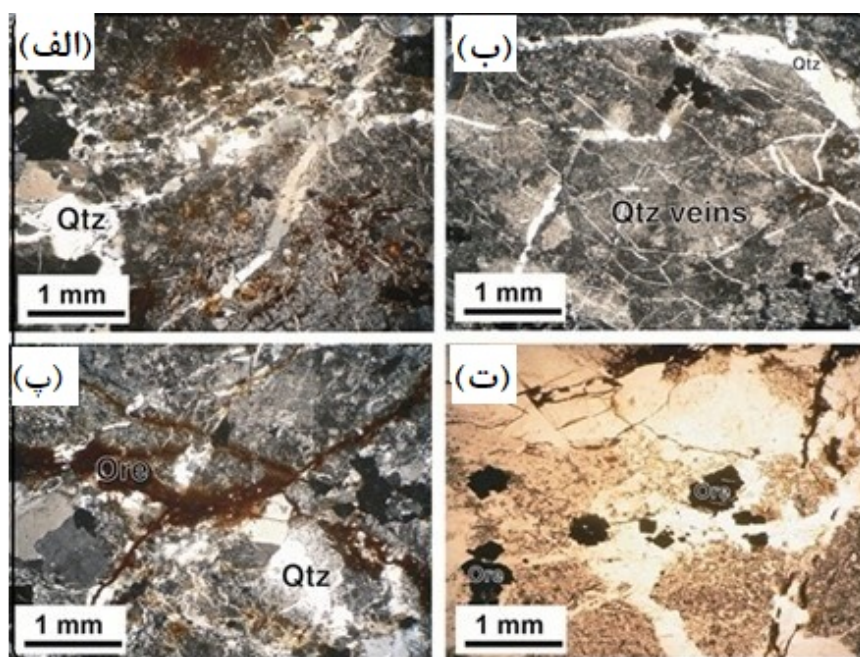
**دگرسانی سیلیسی**: فرآیند دگرسانی سیلیسی شدن در حجم گسترده رخ داده است. افزایش درصد حجمی کوارتز باعث ایجاد دگرسانی سیلیسی در آندزیت شده است. عوامل موثر بر ته-نشینی سیلیس شامل کاهش فشار، دما و pH محلول‌های

بخشی نیز سرپستی شده‌اند. همه آمفیبول‌ها (هورنبلند) به کلریت و کلسیت دگرسان شده‌اند، در حالیکه درشت بلورهای بیوتیت به کلریت دگرسان شده‌اند و تشخیص این کانی‌ها تنها از روی سطوح بلورشناسی میسر است.

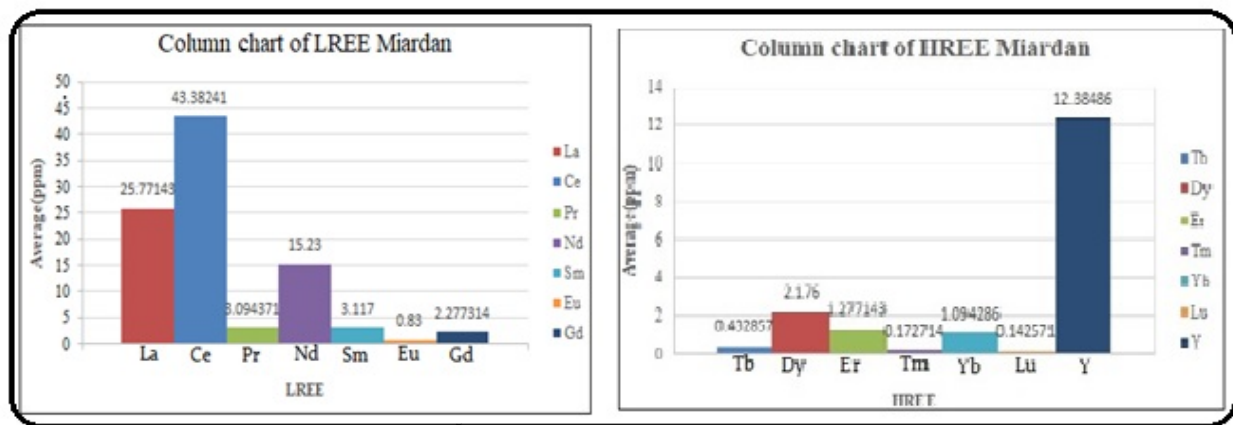
اپیدوت بصورت بلورهای ریزدانه بیشتر درون و پیرامون پلاژیوکلازها و کانی‌های فرومنیزین تشکیل شده و کلریت نیز جانشین کانی‌های فرومنیزین شده است (شکل ۱۳). همچنین کلریت و اپیدوت همراه با کلسیت بصورت رگچه‌ای در این پهنه تشکیل شده‌اند. کلسیت بصورت رگچه‌ای و نیز بصورت پراکنده در متن سنگ (در کنار و درون قالب پلاژیوکلازها و آمفیبول-های دگرسان) حضور دارد. سرپستی ناشی از آزاد شدن  $K^+$  طی کلریتی شدن بیوتیت‌ها می‌باشد. از نظر زمین شیمیایی، این دگرسانی در شرایط دگرنهادی ضعیف هیدروژن (که منجر به تشکیل مونت موریلونیت می‌شود) تا دگرنهادی شدید منیزیم یا سدیم (که پیامد آن جانشینی کلریت یا کربنات منیزیم و آهن یا فلدسپار قلیایی غنی از سدیم بجای فلدسپارهای پرکلسیم و یا حتی قلیایی است) ادامه می‌یابد. برای تشکیل این نوع دگرسانی باید موادی چون منیزیم، کلسیم، آهن، گوگرد،  $CO_2$  و آب و تا حدی پتاسیم به سنگ اضافه شوند. در کل، سیال-های مسوول این دگرسانی مخلوطی از آب‌های ماگمایی با مقادیری از سیال‌های با خاستگاه خارجی هستند [۲۰، ۲۱].

باشند. در دگرسانی آرژیلیکی، جانشینی کانی‌های آلومینوسیلیکاتی توسط کانی‌های رسی نخست از فلدسپارهای پتاسیم شروع شده و سپس پلاژیوکلازها را نیز در بر می‌گیرد. از نظر شیمیایی، دگرسانی آرژیلیکی در شرایط اسیدی به نسبت بالا و حضور آب بسیار در محیط رخ می‌دهد [۱۹]. این دگرسانی هنگامی گسترش می‌یابد که شرایط محیط، به ویژه pH، برای تحرک Al چندان مناسب نباشد. صعود بخارهای ناشی از سرد شدن توده‌های نفوذی که طی سرد شدن سریع، قدرت اسیدی آنها بطور فزاینده‌ای افزایش یافته است، و برخورد این بخارها (دربردارنده HF، HCl و  $SO_2$ ) با آب‌های سرد جوی، موجب شسته شدن سنگ‌های اطراف و تشکیل پهنه دگرسانی آرژیلیکی می‌شود. برای تشکیل این پهنه در سنگ-های آذرین سری مگنتیتی، شرایط اکسایشی و وجود  $SO_2$ ، HCl و HF در سیال‌های صعود کننده مهم است.

**دگرسانی پروپیلیتیکی:** آثار محدودی از این نوع دگرسانی در سنگ‌های آتشفشانی منطقه و دور از توده نفوذی دیده می‌شوند. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، کانی‌های شاخص این دگرسانی در منطقه مورد بررسی، کلریت، اپیدوت و کلسیت هستند (شکل ۱۱) افزون بر آنها، مقادیری سرپستیت و بطور محلی پیریت (کمتر از ۲ درصد حجمی) در سنگ‌های این پهنه تشکیل شده‌اند. فلدسپارها بخشی به اپیدوت تبدیل شده و



شکل ۱۲ تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی سیلیسی در واحد آندزیت: (الف) رگچه‌های کوارتز و کلسیت، (ب) مقدار زیادی دانه‌های پراکنده و رگچه کوارتزی، (پ) رگچه ماده معدنی در سنگ دگرسان و (ت) بلورهای شکل‌دار پیریت.



شکل ۱۴ نمودارهای ستونی عناصر نادر خاکی سنگ‌های اندزیتی منطقه میاردان.

بیشترین مقدار HREE ها با ppm ۱۲/۳۸ عنصر ایتیریم است (شکل ۱۳).

الگوی کلی توزیع REE ها نسبت به کندریت (شکل ۱۴ الف) در سنگ میزبان دگرسان و رگه‌های دارای کانی‌سازی یک شیب منفی مشخص از LREE ها به سمت HREE ها نشان می‌دهد که الگوی نوعی بسیاری از سنگ‌های آتشفشانی جوان وابسته به فرورانش است [۲۳] و بیانگر جدایش و غنی‌شدگی LREE ها نسبت به HREE ها است (شکل ۱۴ الف). این الگو زمانی به دست می‌آید که گارنت بعنوان فاز بازماندی پایدار باشد [۲۴-۲۶]. از سوی دیگر، الگوی هموار و کم‌شیب HREE ها پیشنهاد می‌کند که آمفیبول نیز در منطقه خاستگاه ماگما حضور داشته است. از این رو، فراوانی پایین HREE ها نشانگر حضور گارنت  $\pm$  هورنبلند در مواد بازماندی برآمده از ذوب‌بخشی مواد خاستگاه است. گارنت تنها در فشارهای بالا بصورت فاز بازماندی حضور دارد، از این رو می‌توان گفت که فشار در منطقه خاستگاه، بالا بوده است، زیرا ماگماهای برآمده از سامانه‌های بدون گارنت در فشارهای پایین، الگوی REE ها هموار بدون تهی‌شدگی HREE ها دارند.

#### تغییرات عناصر کمیاب نسبت به گوشته اولیه

مقادیر عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه و الگوی پراکندگی آنها در شکل ۱۴ ب آورده شده است. عناصر LREE و LILE غنی‌شدگی مشخص و عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند و در مجموع، از Cs تا Lu یک روند کاهشی دیده می‌شود. با توجه به شکل ۱۵، عناصر U، K، Pb، Rb و Nd ناهنجاری مثبت و عناصر Ba، Ti، Nb

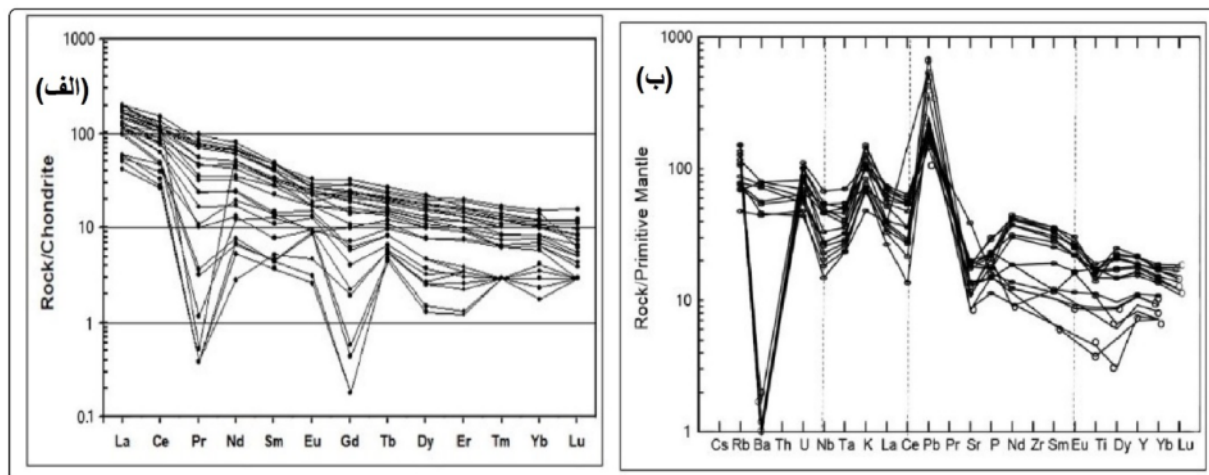
دگرسانی برونزاد: با توجه به فراوانی پیریت و نیز حضور کانی‌های آلومینوسیلیکاتی در پهنه دگرسانی فیلک، آب‌های پایین‌رو در اثر هوازگی و دگرسانی برونزاد حالت اسیدی پیدا کرده و موجب انحلال عناصر متحرک سنگ میزبان و ایجاد کانی‌های رسی (بیشتر کائولینیت)، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، و شکل‌گیری پهنه شسته شده برونزاد در افق‌های سطحی شده-اند. هماتیت و گوتیت به طور گسترده در این منطقه شکل گرفته‌اند. مهمترین واکنش‌هایی که در پهنه اکسیدی رخ می‌دهند اکسایش، آب کافت و آبدارشدن هستند که در نتیجه آنها، کانی‌های سولفیدی اکسیدی شده و فلدسپارها و میکاها به کائولینیت تبدیل می‌شوند. اغلب کانی‌های سولفیدی در مقایسه با کانی‌های سیلیکاتی، اکسیدی و کربناتی تشکیل دهنده سنگ‌ها، پایداری کمتری در منطقه هوازگی دارند. در نتیجه، سولفیدها اکسیدی و حل شده و یا دست کم نسبت به سنگ‌های دربرگیرنده خود آسانتر دگرسان می‌شوند و فقط رخنمون‌هایی از فراورده‌های هوازده باقی می‌گذارند.

#### عوامل زمین‌شیمیایی موثر بر توزیع عناصر خاکی نادر

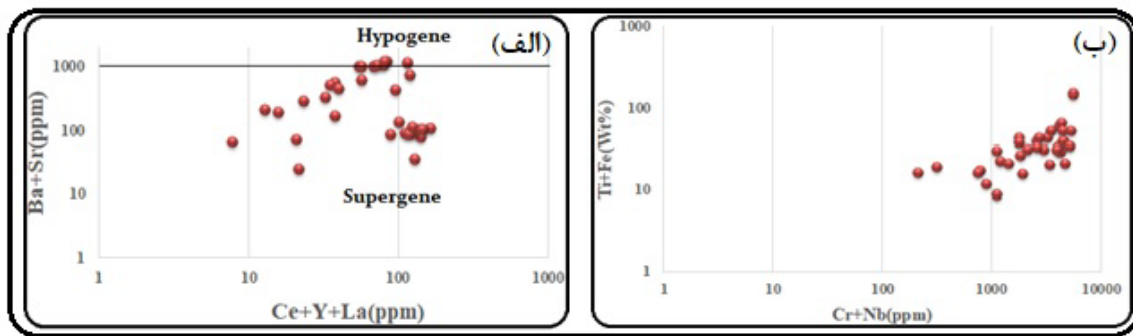
در این پژوهش، برای تعیین عوامل فیزیکوشیمیایی موثر بر توزیع عناصر خاکی نادر در سنگ میزبان و رگه‌های دربردارنده کانی‌سازی طلا، مقادیر REE نمونه‌ها نسبت به کندریت و گوشته اولیه [۲۲] بهنجار شده‌اند. نتایج تجزیه‌های شیمیایی نشان می‌دهند که مقدار REE ها در نمونه‌های مورد بررسی از ۰/۱۶ تا ۸۰ ppm متغیر است. با توجه به شکل ۱۳، بیشترین مقدار LREE ها با ppm ۴۳/۳۸، مربوط به عنصر سربیم و

در چنین جایگاه‌هایی نسبت داد [۳۱-۳۳]، البته رخداد کانه-سازی گالن توسط محلول‌های گرمابی را نیز نباید نادیده گرفت که توسط بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی تایید شده است. در محیط‌های فرورانشی، ممکن است عناصر Ba، Sm، P، Ce، Th، Sr و ممکن است متحرک شوند [۱۸]. ناهنجاری منفی Ce در نمودار بهنجار شده به گوشته اولیه به احتمال بسیار نتیجه متحرک بودن این عنصر طی فرآیند فرورانش است. غنی‌شدگی LILEها و LREEها در مقایسه با HREEها (مانند Yb) را می‌توان در ارتباط با رسوب‌ها و مایع-های وابسته به محیط‌های فرورانش کرانه قاره‌ای دانست [۱۷]. غنی‌شدگی LILEها به حلالیت بالای این عناصر در محلول-های آبگین غنی از کلر نسبت داده می‌شود که می‌توانند به سادگی توسط محلول‌های تولید شده از تیغه فرورانده شده حمل شوند. حال آنکه حلالیت HFSEها در چنین محلول‌هایی کم است و از این رو، در سیال‌ها و ماگماهای پهنه‌های فرورانشی تهی شده هستند [۳۴]. سرانجام می‌توان گفت که ویژگی‌های زمین شیمیایی سنگ‌های مورد بررسی بیانگر ذوب بخشی درجه پایین مواد خاستگاه در فشار بالا و باقی ماندن مقداری هورنبلند، گارنت و روتیل بازماندی، بدون پلاژیوکلاز است. افزون بر این، توزیع و غنی‌شدگی عناصر LREEها در سنگ‌های آهکی قلیایی شمال آذربایجان نشان می‌دهد که این سنگ‌ها می‌توانند از گوشته بالایی که نسبت به این عناصر غنی است، شکل گرفته باشند [۳۵].

Sr، Ce ناهنجاری منفی نشان می‌دهند. ناهنجاری منفی Nb-Ti نشانگر نقش اکسیدهای Fe-Ti (روتیل و ایلمنیت) و یا هورنبلند و حضور آنها بعنوان کانی‌های بازماندی در پهنه خاستگاه ماگماست [۲۳]، زیرا این کانی‌ها بعنوان متمرکز کننده اصلی HFSEها شناخته می‌شوند. همچنین این ناهنجاری‌های منفی پیشنهاد می‌کنند که ذوب در شرایط فشار بالا رخ داده بطوریکه روتیل بصورت کانی بازماندی بوده است [۲۷]. از این رو، ناهنجاری‌های منفی قوی Nb و ضعیف Ti نبود تهی‌شدگی Zr یا Hf می‌تواند ناشی از باقی ماندن مقدار کمی روتیل بازماندی در پهنه خاستگاه ماگما باشد [۲۳] و این بیانگر ذوب‌بخشی درجه پایین تا متوسط در فشارهای بالاتر است [۲۴]. غنی‌شدگی عناصر Rb و K می‌تواند در ارتباط با فرآیند دگرنهادی مواد گوشته‌ای یا آلیش توسط پوسته قاره‌ای باشد. همچنین افزایش Rb و K در ارتباط با تشکیل کانی‌های رسی و سریسیت است. وجود ناهنجاری منفی عناصر Sr، P، Ba نشانگر نقش پوسته قاره‌ای در تولید ماگما یا تبلور جدایشی است [۲۸-۳۰]. تهی‌شدگی شدید Sr همچنین می‌تواند در ارتباط با دگرسانی پلاژیوکلازها در نمونه‌های مورد بررسی باشد. فراوانی سرب و ناهنجاری‌های شدید آن مشخصه محیط‌های فرورانشی است و از آبدایی تیغه فرورانشی و نیز برهم کنش‌های گوه گوشته‌ای در این مناطق ناشی می‌شود. از این رو، ناهنجاری مثبت شدید سرب در نمونه‌های مورد بررسی را می‌توان به ماهیت بسیار متحرک آن در سیال‌های تولید شده



شکل ۱۴ (الف) الگوی توزیع عناصر خاکی نادر مورد بررسی بهنجار شده به کندریت [۲۲] و (ب) نمودار عنکبوتی عناصر جزئی و کمیاب نمونه‌های مورد بررسی، بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۲۲].



شکل ۱۵ (الف) نمودار Ba+Sr نسبت به Ce+Y+La [۳۶] و (ب) نمودار Ti+Fe نسبت به Cr+Nb برای نمونه‌های مورد بررسی در منطقه میاردان [۳۷].

### ناهنجاری Ce و Eu

مقادیر ناهنجاری Eu و Ce با استفاده از داده‌های بدست آمده از تجزیه ICP-MS با رابطه‌های زیر محاسبه و نتایج در جدول ۲ آورده شده‌اند.

$$Eu/Eu^* = Eu_n / [((Sm)_n \times (Gdn))^{1/2}] \quad (1)$$

$$Ce/Ce^* = Ce_n / [((La)_n \times (Prn))^{1/2}] \quad (2)$$

برای مقدار  $Eu/Eu^*$  بیش از یک، ناهنجاری مثبت و کمتر از یک ناهنجاری منفی است [۳۸]. مقدار این نسبت برای سنگ‌های منطقه میاردان اغلب بیش از یک است و تنها در تعدادی از نمونه‌ها، ناهنجاری منفی ضعیف دیده می‌شود. وجود ناهنجاری منفی Eu از ویژگی‌های گدازه آهکی قلیایی وابسته به فرورانش و بیانگر حضور پلاژیوکلاز در فاز باقی مانده طی ذوب‌بخشی است [۳۹]، زیرا به علت تشابه یونی  $Eu^{2+}$  با  $Ca^{2+}$ ، Eu می‌تواند بجای Ca وارد ساختار پلاژیوکلازها شود. ناهنجاری مثبت یوروپیم در نمونه‌های مورد بررسی به دلیل

نبود پلاژیوکلاز بازماندی در منطقه خاستگاه ماگماست و ناهنجاری‌های منفی ضعیف می‌تواند ناشی از دگرسانی پلاژیوکلازها و خارج شدن یوروپیم از ساختار آنها باشد. از سوی دیگر، از آنجاکه  $Eu/Eu^*$  بر اساس فراوانی یوروپیم در مقایسه با غلظت‌های Sm و Gd محاسبه می‌شود، مقادیر بالای ناهنجاری یوروپیم را می‌توان به این امر نسبت داد که کسر کوچکتری غلظت از کل Eu موجود در یک نمونه سالم در مقایسه با Sm و Gd می‌تواند به سادگی در دسترس سیال‌های دگرسان کننده باشد [۴۱،۴۰]. از این رو، با اینکه مقدار زیادی از این دو عنصر طی دگرسانی از سنگ شسته و خارج می‌شوند، یوروپیم کمتری از سنگ شسته و خارج شده و مقادیر  $Eu/Eu^*$  بالایی نتیجه می‌شوند. از سوی دیگر، یوروپیم در شرایط اکسیدی بی‌تحرك است و از طریق جذب سطحی توسط اکسیدها یا کانی‌های رسی متمرکز می‌شود.

جدول ۲ مقادیر ناهنجاری‌های  $Eu/Eu^*$  و  $Ce/Ce^*$  در نمونه‌های مورد بررسی.

شماره نمونه	$Eu/Eu^*$	شماره نمونه	$Eu/Eu^*$	شماره نمونه	$Ce/Ce^*$	شماره نمونه	$Ce/Ce^*$
MS1	۰٫۷۸	MS19	۰٫۹۸	MS1	۱۲٫۹۴	MS19	۱٫۱۲
MS2	۳٫۱۰	MS20	۰٫۷۸	MS2	۰٫۴۷	MS20	۱٫۰۸
MS3	۰٫۸۱	MS21	۱٫۰۲	MS3	۱٫۵۰	MS21	۱٫۱۰
MS4	۰٫۸۱	MS22	۳٫۴۹	MS4	۱٫۰۷	MS22	۶٫۵
MS5	۰٫۷۸	MS23	۱٫۱۱	MS5	۱٫۱۵	MS23	۱٫۲۰
MS6	۱٫۰۹	MS24	۶٫۲۲	MS6	۱٫۳۱	MS24	۲٫۴۲
MS7	۱٫۴۶	MS25	۰٫۴۷	MS7	۶٫۱۶	MS25	۱٫۵۳
MS8	۱	MS26	۰٫۸۵	MS8	۵٫۴۷	MS26	۱٫۰۵
MS9	۹٫۷۲	MS27	۳٫۴۴	MS9	۰٫۱۲	MS27	۳٫۸۷
MS10	۹٫۷۲	MS28	۰٫۷۲	MS10	۴٫۰۶	MS28	۰٫۸۱
MS11	۰٫۶۹	MS29	۰٫۸۰	MS11	۰٫۸۴	MS29	۱٫۰۹
MS12	۳٫۱۵	MS30	۱٫۵۶	MS12	۵٫۹۷	MS30	۱٫۳۱
MS13	۹٫۷۲	MS31	۲٫۳۱	MS13	۱٫۹۸	MS31	۱٫۸۱
MS14	۵٫۵۴	MS32	۱٫۵۲	MS14	۲٫۵۸	MS32	۱٫۳۴
MS15	۰٫۸۵	MS33	۱٫۸۹	MS15	۱	MS33	۱٫۳۷
MS16	۰٫۹۳	MS34	۱٫۶۱	MS16	۱٫۱۱	MS34	۱٫۲۹
MS17	۰٫۶۱	MS35	۹٫۷۲	MS17	۰٫۹۵	MS35	۰٫۶۰
MS18	۹٫۷۲			MS18	۳٫۴۴		

های آندزیتی دگرسان، خرد و برشی شده ائوسن رخ داده که سنگ‌های گستره کانه‌دار بدلیل اکسایش کانی‌های سولفیدی اولیه، به ویژه پیریت، و تشکیل اکسیدهای آهن آبدار تیره هستند. در این منطقه، سنگ‌های آندزیتی توسط تعداد زیادی رگه و رگچه‌های کوارتزی سفید و شیری‌رنگ دارای طلا با عیار تقریبی ۱/۲ گرم در تن قطع شده‌اند. حال آنکه در رگه‌های کوارتزی خاکستری رنگ که در لبه، لایه نازکی از کانه‌های سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و گالن) دارند، عیار طلا بیش از ۱۰ ppm است. افزون بر رگه‌های کوارتز، طلا در سنگ‌های دگرسان و برش‌ها نیز یافت می‌شود.

دگرسانی‌های برونزاد و درونزاد گسترش بسیاری در منطقه می‌دارند. دگرسانی‌های درونزاد شامل پهنه‌های سیلیسی، فیلیک (کوارتز-سریسیت)، آرژیلیکی و پروپلیتیکی هستند. بررسی‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهد که کوارتز، کائولینیت و سریسیت مهم‌ترین کانی‌های دگرسانی درونزاد و لیمونیت کانی عمده دگرسانی برونزاد در این منطقه است. حضور کانی‌هایی چون کلریت، اپیدوت و کلسیت نشان دهنده pH خنثی و حضور کانی کائولینیت نشان دهنده pH اسیدی محلول‌های گرمابی است [۴۴]. بنابراین به نظر می‌رسد که pH محلول گرمابی در این منطقه خنثی تا اسیدی بوده است [۴۵]. بررسی نوع هر دو محلول دگرسان کننده در منطقه نشان می‌دهد که محلول‌های درونزاد و برونزاد در تشکیل پهنه‌های دگرسانی در این منطقه نقش داشته‌اند، اما نقش محلول‌های برونزاد بیشتر بوده است. در الگوهای عناصر بهنجار شده به کندریت، شیب نمایانی از LREE‌ها به سمت HREE‌ها دیده می‌شود که الگوی نوعی بسیاری از سنگ‌های آتشفشانی جوان وابسته به فرورانش بوده و بیانگر وجود گارنت ± هونبلند بعنوان فازهای بازماندی در منطقه خاستگاه ماگما و ذوب‌بخشی درجه پایین تا متوسط در فشار بالاست. نوع کانی‌زایی، دگرسانی بافت‌های دیده شده و جایگاه قرارگیری نسبت به توده‌های نفوذی منطقه، مشابه با یک کانسار نوع فراگرمایی سولفید پایین با تنوع کانی-زایی در رگه‌های مختلف است.

#### قدردانی

نویسندگان این مقاله از صندوق حمایت از پژوهشگران و فناوران کشور به دلیل حمایت مالی از این مقاله نهایت سپاس و قدردانی را دارد.

#### مراجع

[1] Palacios C.M., Hein U.F., Dulski P., "Behaviour of rare earth elements during hydrothermal alteration at the Buena Esperanza

عواملی مانند شرایط اکسایش - کاهش می‌تواند نقش مهمی در ایجاد ناهنجاری مثبت سریم داشته باشد [۴۲]. نسبت  $Ce/Ce^*$  در نمونه‌های مورد بررسی اغلب بیش از یک بوده و بیانگر فعالیت به نسبت بالای اکسیژن در زمان تبلور سنگ‌های آندزیتی است [۴۳]. تنها در تعداد کمی از نمونه‌ها، این ناهنجاری کمی منفی است که نشان می‌دهد که مقداری از سریم آزاد شده بصورت  $Ce^{3+}$  توسط سیال‌های دگرسان کننده و کانه‌ساز از محیط خارج شده است. از آنجا که پایداری کمپلکس‌های حمل کننده REE‌ها با افزایش دما افزایش می‌یابد [۶،۵]، مقادیر منفی می‌توانند معرف پهنه‌هایی باشند که در معرض سیال‌های با دمای بالاتر قرار داشته‌اند.

#### خاستگاه سیال‌های دگرسان کننده و کانه‌ساز

خاستگاه سیال‌های کانه‌ساز از دو روش تعیین شد. در روش اول، از مقادیر  $Ba+Sr$  و  $Ce+Y+La$  برای مشخص کردن ماهیت سیال‌ها استفاده گردید [۳۶]. مقادیر بالای  $Ba+Sr$ ، خاستگاه درونزاد و مقادیر پایین آن، ماهیت برونزاد را برای سیال نشان می‌دهند. روش دوم استفاده از نمودار  $Ti+Fe$  نسبت به  $Cr+Nb$  [۳۷] است. مقدار  $Ti+Fe$  در نمونه‌های مورد بررسی در صورتی که کمتر از یک درصد وزنی باشد، سیال‌های دگرسان کننده دارای ماهیت درونزاد و اگر بیشتر از یک باشد دارای ماهیت برونزاد هستند. مقدار  $Ba+Sr$  -نمونه‌های مورد بررسی به نسبت پایین بوده (شکل ۱۵ الف) و مقدار  $Ti+Fe$  در همه نمونه‌ها بیش از یک است بنابراین می‌توان گفت که سیال‌های برونزاد نقش اصلی را در ایجاد پهنه‌های دگرسانی داشته‌اند (شکل ۱۵ ب). با توجه به نمودارهای نام برده و پیاده کردن مقادیر به دست آمده از تجزیه‌ها در آن‌ها، به روشنی می‌توان پی برد که در کانه‌سازی منطقه می‌داران، هر دو محلول برونزاد و درونزاد شرکت داشته‌اند، اما نقش محلول‌های برونزاد به مراتب بیشتر از محلول‌های درونزاد بوده است.

#### برداشت

منطقه مورد بررسی در ۱۵ کیلومتری غرب شهرستان بستان آباد واقع است. این منطقه اغلب از سنگ‌های آتشفشانی تشکیل شده و توسط واحد سنگی خاکستر آتشفشانی پوشیده شده است. فرایند دگرسانی و کانی‌سازی در واحدهای آتشفشانی و آذرآوری ائوسن صورت گرفته است. بررسی سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد بررسی از نظر ترکیبی، آندزیت و تراکی آندزیت هستند و ماهیت آهکی قلیایی تا شوشونیتی دارند و در جایگاه کرانه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند. کانه‌زایی طلا در منطقه می‌داران درون سنگ-

- [13] Pearce J.A., "Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J., Nurry M.L. (Eds.), *Continental basalts and Mantle Xenoliths*", Shiva, Nantwich. pp. 230-249.
- [14] Helvacı C., Ersoy E.Y., Sözbilir H., Erkül F., Sümer Ö., Uzel B., "Geochemistry and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source", Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185(3) (2009) 181–202.
- [15] Van Middelhaar W.T., Keith W.T., "Mica chemistry as an indicator of oxygen and halogen fugacities in the Can Tung and other W-related granitoids in the North American Cordillera. In: Stein, H.J., Hannah, J.L., (eds.), *Ore Bearing Granite System*", Geological Society of America, Special Paper 246, 205-220.
- [16] Hemley J.J., Hunt J.P., "Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems: II. Some general geologic applications", *Economic Geology* 87(1992) 23-43.
- [17] Winchester J. A., Floyd P. A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", *Chemical Geology* 20 (1977) 245-252.
- [18] Pearce J.A., "Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J., Nurry M.L. (Eds.), *Continental basalts and Mantle Xenoliths*", Shiva, Nantwich. pp. 230-249(1983).
- [19] Titley S.R., Beane R.E., "Porphyry copper deposits, Part 1. Geologic settings, petrology and tectonogenesis", *Economic Geology*, 75<sup>th</sup> Anniversary Volume (1981) 214-235.
- [20] Sillitoe R.H., "Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits", *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, (2005) 723-768.
- [21] Simmons V., Calagari A.A., Moyed M., Jahangiri A., "Investigation of porphyry alteration zones and their geochemical behavior in trace elements and rare earths in Kigal area (North of Varzaghan, East Azerbaijan)", (in Persian). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 19 (4) (2011) p. 578-565.
- [22] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. London", Geological Society, Special Publication, 42 (1989) 313- 345
- copper-silver deposit, northern Chile", *Earth Planetary Science Letter*, 80 (1986) 208-216.
- [2] Michard A., "Rare earth element systematics in hydrothermal fluid", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53 (1989) 745-750.
- [3] Lewis A.J., Komninou A., Yardley B.W.D., Palmer M.R., "Rare earth element speciation in geothermal fluids from Yellowstone National park, Wyoming, USA", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62 (1998) 657-663.
- [4] Alderton D.H.M., Pearce J.A., Potts P.J., "Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from south-west England", *Earth and Planetary Science Letters*, 49 (1980) 149-165.
- [5] Haas J. R., Shock E. L., Sassani D. C., "Prediction of high-temperature stability constants for aqueous complexes of the rare earth elements", Geological Society of America Annual Meeting in Boston, Mass. Abs. A437 (1993).
- [6] Wood S.A., "The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium: 2. Theoretical prediction of speciation in hydrothermal solutions to 350 °C at saturation water vapor pressure", *Chemical Geology* 88 (1990) 99-125.
- [7] McLennan S.M., "Rare earth elements in Sedimentary rocks. Influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin, B.R., McKay, G.A.(Eds.)", *Geochemistry and mineralogy of rare earth element s. Reviews in Mineralogy*, 21 (1989) 169-200.
- [8] Mill R.A., Elderfield H., "Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mound, 26°N Mid-Atlantic Ridge", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59 (1995) 3511-3524.
- [9] Wilkinson J.J., Eyre S.L., Boyce A.J., "Ore-forming processes in Irish-type carbonate-hosted Zn-Pb deposits: evidence from mineralogy, chemistry and isotopic composition of sulfides at the Lisheen Mine", *Economic Geology*, 100 (2005) 63-86.
- [10] Aghanbati A., "Geology of Iran, (in Persian)", Geological Survey of Iran, 586 p.
- [11] Winchester J. A., Floyd P. A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", *Chemical Geology* 20 (1977) 245-252.
- [12] Muller D., Groves D. I., "Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization", Springer, (1997) 238 pp

- [35] Rio R., Dupuy C., Dostal J., "Geochemistry of coexisting alkaline and calc-alkaline volcanic rocks from Northern Azarbaijan (NW Iran)", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 11 (1981) 253-275.
- [36] Dill H.G., Bosse H.R., Kassbohm J., "Mineralogical and chemical studies of volcanic-related argillaceous industrial minerals of the Central America Cordillera (Western Salvador)". *Economic Geology*, 95 (2000) 517-538.
- [37] Maiza P. J., Pieroni D., Marfil S. A., "Geochemistry of hydrothermal Kaolin's in the SE area of Los Menucos, Province of Rio Negro, Argentina", *Clay Odyssey Elsevier, Amsterdam* (2001) 123-130.
- [38] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. London", *Geological Society, Special Publication*, 42 (1989) 313- 345.
- [39] Yang W., Li Sh., "Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Liaoning: Implications for lithospheric thinning of the North China Craton", *Lithos*, 102(1-3) (2008) 88-1.
- [40] Giese U., Bau M., Dulski P., "Trace element availability during experimental leaching of mid-ocean ridge basalt at 70°C", *Terra Nova*, 5 (1993) 54.
- [41] Giese U., Bau M., "Trace element accessibility in mid-ocean ridge and ocean island basalt: an experimental approach", *Mineralogical Magazine*, 58A (1994) 329-330.
- [42] Armstrong-Altrin J.S., Verma S.P., Madhavaraju J., Lee Y.I., Ramasamy S., "Geochemistry of Late Miocene Kudankulam Limestones", *South India. Int Geol Rev* 45(2003) 16-26.
- [43] Rollinson H.R., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", *Longman scientific and technical publication*, (1993) 352 p.
- [44] Cooke D. R., Mcphail D. C., Bloom M. S., "Epithermal gold mineralization, Acupan, Baguio district, Philippines: Geology mineralization, alteration, and thermochemical environment of ore deposition", *Economic Geology* 243-272(1996)91.
- [45] Reyes A.G., "Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration, mineralogy to their assessment", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (1990) 43279-309.
- [23] Martin H., "Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids", *Lithos* 46(1999) 411-429.
- [24] Rapp R.P., Shimizu N., Miller C.F., "Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites", *Precambrian Research*, 51 (1991) 1-25.
- [25] Wolf M.B., Wyllie O.J., "Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115 (1994) 369-383.
- [26] Zamora D., "Fusion de la croûte océanique subductée: Approche expérimentale et géochimique [Ph.D. thesis]", *Clermont-Ferrand, University Blaise Pascal* (2000) 314 p.
- [27] Barth M.G., Foley S.F., Horn I., "Partial melting Archean subduction zones: Constraints from experimentally determined trace element partition coefficients between deontic minerals and tonalitic melts under upper mantle conditions", *Precambrian Research*, 113 (2002) 323-340.
- [28] Pe-Piper G., Piper D. J. W., Matarangas D., "Regional implications of geochemistry and style of emplacement of Miocene I-type diorite and granite, Delos, Cyclades, Greece", *Lithos* 60 (2002) 47-66.
- [29] Chappell B.W., White A.J.R., "I- and S- type granites in the Lachlan Fold Belt", *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science*, 83 (1992) 1-26.
- [30] White A.J.R., Chappel B.W., "Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia", *Geological Society American Memory*, 159 (1983) 21-34
- [31] You C.F., Catillo P.R., Gieskes J.M., Chan L.H., Spivack A.J., "Trace element behavior in hydrothermal experiments: Implications for fluid processes at shallow depth in subduction zones", *Earth and Planetary Science Letters*, 140 (1996) 41-52.
- [32] Jutteau T., Maury R., "Geologie de la croûte océanique, pétrologie et dynamique endogènes Paris", *Mason*, (1997) 367 p.
- [33] Brenan J.M., Shaw H.F., Ryerson F.J., "Experimental evidence for the origin of lead enrichment in convergent -margin magmas", *Nature*, 378 (1995) 54-56.
- [34] Keppler H., "Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids", *Nature*, 380 (1996) 237-240.