

## بررسی گوشته دگرنهاده در پی فرورانش نئوتتیس: شواهدی از درونبوم‌های مافیک آتشفشان قزله‌کند

پروین شکراللهی<sup>۱</sup>، بهمن رحیم زاده<sup>۱\*</sup>، وحید احدنژاد<sup>۲</sup>، یاکوب چازلا<sup>۳</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

۳- مؤسسه علوم زمین‌شناسی، آکادمی علوم لهستان، وروکلاو، لهستان

(دریافت مقاله: ۱۴۰۴/۷/۹، نسخه نهایی: ۱۴۰۴/۸/۲۸)

**چکیده:** آتشفشان قزله‌کند در شمال غرب ایران شامل درونبوم‌های مافیک (آنکلاوهای مافیک) است که شواهد ارزشمندی از دگرنهادی (متاسوماتیسم‌یافته) گوشته سنگ کره‌ای در پی فرورانش نئوتتیس ارائه می‌کنند. این درونبوم‌ها شامل فلوگوپیت-پیروکسنیت، آمفیبول-فلوگوپیت-پیروکسنیت و البوین-فلوگوپیت-پیروکسنیت هستند و داده‌های سنگ‌نگاری، زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی خاستگاه گوشته‌ای مافیک و دگرنهاده‌شده را نشان می‌دهند. حضور فلوگوپیت و آمفیبول غنی از پتاسیم، غنی‌شدگی از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE)، ناهنجاری منفی Nb-Ta و الگوهای عناصر خاکی نادر (REE) با غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) همه با دگرنهادی مودال، بیشتر از نوع سیالی ناشی از سیال‌های فرورانشی همخوانی دارند. داده‌های ایزوتوپی Sr و Nd خاستگاه قدیمی‌تر و کمتر آلوده درونبوم‌ها نسبت به سنگ‌های میزبان را تأیید می‌کند. مقایسه ترکیب‌ها نشان می‌دهد که درونبوم‌ها ناشی از دگرنهادی مودال با خاستگاه سیالی هستند، در حالی که سنگ‌های میزبان افزون بر آن، شواهدی از دگرنهادی مذابی نیز ارائه می‌دهند. این تفاوت بیانگر نقش کلیدی سیال‌های فرورانشی در دگرگونی شیمیایی گوشته منطقه است.

**واژه‌های کلیدی:** درونبوم مافیک؛ دگرنهادی گوشته؛ دگرنهادی مودال؛ آتشفشان قزله‌کند.

### مقدمه

تنوره‌های ماگمایی) رخ می‌دهد و می‌تواند منجر به دگرسانی کانی‌های موجود، تشکیل کانی‌های جدید، یا غنی‌شدگی/تهی-شدگی انتخابی عناصر شود، که این امر نقش مهمی در تکامل شیمیایی و سنگ‌زایی ماگماهای گوشته‌ای ایفا می‌کند [۱]. این فرآیند به دو نوع کریپتیک (تغییر شیمیایی کانی‌های موجود بدون تشکیل کانی جدید) و مودال (تشکیل کانی‌های جدید چون فلوگوپیت، آمفیبول یا کربنات‌ها) تقسیم می‌شود [۲]. همچنین از نظر خاستگاه، دگرنهادی گوشته بر اساس عامل دگرنهاده‌کننده، به سه نوع سیالی، مذابی و کربناتیتهی تقسیم می‌شود که هر یک آثار متفاوتی بر ترکیب و کانی‌شناسی

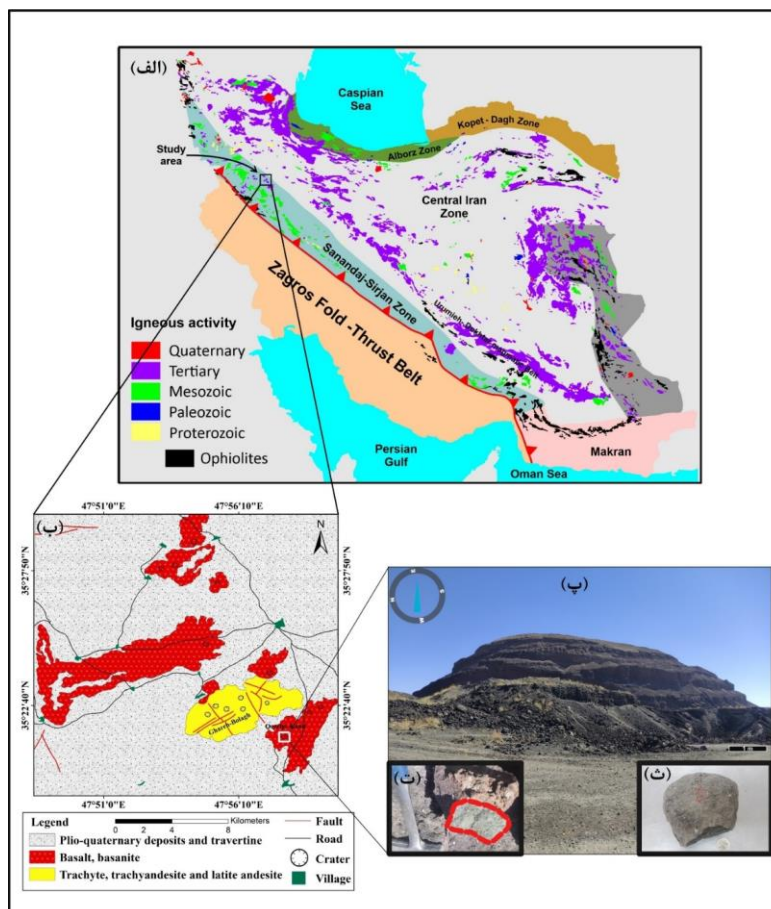
دگرنهادی، فرآیندی زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناسی است که در گوشته زمین یا بخش‌های عمیق پوسته رخ می‌دهد و طی آن ترکیب شیمیایی سنگ‌ها بدون رخداد ذوب گسترده تغییر می‌کند. این تغییرها نتیجه نفوذ و تعامل سیال‌ها (مانند H<sub>2</sub>O، CO<sub>2</sub>) یا مذاب‌های غنی از عناصر ناسازگار چون عناصر خاکی نادر سبک (LREE)، عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) شامل Rb، Ba، Cs، و عناصر بسیار سنگ دوست (چون Sr، U، Th) است. دگرنهادی گوشته اغلب در شرایط دما و فشار بالا (برای مثال در پهنه‌های فرورانش، گوشته سنگ کره‌ای، یا

\*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۷۹۶۵۲۰۰، پست الکترونیکی: b\_rahimzadeh@sbu.ac.ir

دگرنهادی را ارائه می‌کنند [۹، ۱۰]. با وجود اینکه بخش قابل‌توجهی از پژوهش‌های انجام‌شده در منطقه بر سنگ‌های آتشفشانی متمرکز بوده است، خاستگاه و ماهیت دگرنهادی گوشته برپایه بررسی درونبوم‌های مافیک تاکنون مستقیم تعیین نشده است.

آتشفشان قزله‌کند، واقع در پهنه ساندج-سیرجان (SSZ) در شمال غرب ایران، یک آتشفشان چندزایشی است که از ترکیبی از گدازه‌ها، بمب‌های آتشفشانی، پوک معدنی و خاکستر تشکیل شده است (شکل‌های ۱ الف، ب و پ) [۱۱]. این آتشفشان دربردارنده درونبوم‌های فلسی و مافیک درون گدازه‌ها و همچنین همراه با پرتابه‌هاست. در این پژوهش، نوع و خاستگاه دگرنهادی در گوشته سنگ کره‌ای زیر آتشفشان قزله‌کند در شمال غرب ایران شناسایی شده است. برای این منظور، داده‌های کانی‌شناسی، زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی Sr-Nd درونبوم‌های مافیک بررسی شده‌اند.

سنگ‌ها دارند [۲-۵]. شواهد دگرنهادی در گوشته سنگ کره زیرقاره‌ای (SCLM) بیشتر از دو منبع به دست می‌آید: (۱) بیگانه سنگ‌ها و بیگانه بلورهای موجود در ماگماهای کیمبرلیتی و بازالت‌های قلیایی و (۲) توده‌های فرامافیک و پریدوتیت‌های در ارتباط با افیولیت‌ها و کف اقیانوسی که به سطح منتقل شده‌اند [۲]. در ایران، به‌ویژه در پهنه ساندج-سیرجان (SSZ)، شواهد گسترده‌ای از دگرنهادی گوشته در ارتباط با فعالیت‌های ماگمایی از کرتاسه تا کواترنری گزارش شده است. بررسی‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی بر سنگ‌های آتشفشانی نشان داده‌اند که خاستگاه این ماگماها از گوشته سنگ کره ای دگرنهاده‌شده بوده است که در معرض سیال‌ها و مذاب‌های فرورانشی غنی از LILE و LREE قرار گرفته‌اند [۶-۸]. همچنین بررسی‌های انجام‌شده بر پریدوتیت‌ها و واحدهای فرامافیک در این پهنه شواهد روشنی از نفوذ سیال‌ها و تغییرهای کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی در ارتباط با



شکل ۱ الف) نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده ایران که منطقه‌بندی و فعالیت‌های آذرین ایران را نشان می‌دهد. ب) نقشه زمین‌شناسی آتشفشان‌های شمال قروه، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ قروه از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (برگرفته از مرجع [۱۲] با تغییرات). پ) نمایی از آتشفشان قزله‌کند. ت و ث) نمونه دستی درونبوم‌های مافیک آتشفشان قزله‌کند.

## زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در بخش شمالی پهنه سندرچ-سیرجان واقع شده است [۱۳] (شکل ۱ الف). SSZ یکی از مهم‌ترین واحدهای زمین‌ساختی ایران است که به طول حدود ۱۵۰۰ کیلومتر از شمال غرب (سندرچ) تا جنوب شرق (سیرجان) ادامه داشته و با عرضی حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر موازی با کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس قرار دارد [۱۴، ۱۵]. این پهنه شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین تا مزوزوییک، رسوب‌های زمین‌ساختی پرمین و تریاس و همچنین رسوب‌های توریدایتی ژوراسیک و کرتاسه است [۱۳]. رخدادهای زمین‌ساختی متعدد چون فازهای کالدونین، هرسینین و آلیپی سبب شده‌اند که این پهنه تنوع سنگ‌شناسی و ساختاری چشمگیری داشته باشد و به‌عنوان یک پهنه دگرگونی-ماگمایی شاخص در زاگرس شناخته شود [۱۶، ۱۷].

از دیدگاه زمین‌ساختی، SSZ نقش کلیدی در فرایند فرورانش و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس داشته است. آغاز فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در تریاس موجب پیدایش فعالیت ماگمایی تولیتیتی شد [۱۸] که با افزایش نرخ همگرایی در ژوراسیک به فعالیت ماگمایی آهکی قلیایی و در کرتاسه به فعالیت ماگمایی آهکی قلیایی پتاسیم‌بالا تغییر یافت [۱۹، ۲۰]. همچنین نفوذ توده‌های گابرویی و گرانیتی در سنوزوییک، به‌ویژه در بخش شمالی پهنه، همزمان با فعالیت‌های ماگمایی پهنه ارومیه-دختر رخ داده است [۲۱]. مرز جنوبی این پهنه با زاگرس توسط راندگی اصلی زاگرس مشخص می‌شود و حضور افیولیت‌های کرمانشاه و نیریز شواهدی از بسته شدن پایانی نئوتتیس در کرتاسه پسین را فراهم می‌کند [۲۲].

در تقسیم‌بندی جدید عزیزی و استرن (۲۰۱۹) [۲۳] بر پایه زمین‌زمان‌شناسی، زمین‌شیمی و داده‌های ایزوتوپی، SSZ به سه بخش شمالی (N-SaSZ)، مرکزی (C-SaSZ) و جنوبی (S-SaSZ) تقسیم شده است و منطقه قروه در ناحیه شمالی (N-SaSZ) قرار دارد، که به عنوان بخشی از کافت قاره‌ای پیشرونده شناخته می‌شود. سنگ‌های زیرین منطقه قروه با گسل‌های راستالغز قطع شده‌اند که نشان‌دهنده کنترل ساختاری بر توزیع پایانی فعالیت ماگمایی به‌عنوان یک

سامانه‌ی تراکشنی (transtensional) است. این سامانه که اغلب از ناپیوستگی‌های پیش‌موجود پوسته‌ای بهره می‌برد، منجر به شکل‌گیری حوضه‌های کششی-برشی شد که در راستای آن‌ها گدازه‌های کواترنری به سمت سطح هدایت شدند (برای نمونه [۲۴، ۲۵]).

فعالیت آتشفشانی در منطقه مورد بررسی طی دو مرحله میوپلیوسن و کواترنر رخ داده است [۲۶]. سنگ‌های آتشفشانی کواترنر در محور قروه-بیجار شامل مجموعه‌ای از آتشفشان‌ها با راستای شمال غربی- جنوب شرقی و ترکیب بازالتی تا بازالتی هستند [۲۷]. این مخروط‌های آتشفشانی از نهشته‌های پامیسی آذرآواری، رسوب‌های ریزشی پوک‌سنگی و جریان‌های گدازه‌ای با ترکیب بازالتی تشکیل شده‌اند [۲۸]. یکی از آتشفشان‌های این منطقه، آتشفشان چینه‌ای قزلجه‌کند است (شکل‌های ۱ ب، پ) که روی رسوب‌های تخریبی دوره پلیوسن و تراورتن‌های کواترنر شکل گرفته است [۱۱]. این آتشفشان با مساحتی حدود ۸ کیلومتر مربع و ارتفاعی ۱۵۰ متر بالاتر از سطح زمین‌های پیرامون، در فاصله ۲۵ کیلومتری شمال شرقی شهر قروه واقع است. به دلیل حرکت گدازه‌ها به سمت شمال، مخروط آتشفشانی قزلجه‌کند ساختاری نامتقارن دارد و ارتفاع آن در بخش شمالی کاهش یافته است [۱۱].

## روش بررسی

پس از بررسی‌های صحرایی، تعداد ۱۰ نمونه درونبوم مافیک جمع‌آوری شد. این نمونه‌ها پس از تهیه مقاطع نازک، از نظر سنگ نگاری بررسی شدند. سپس به منظور پی بردن به ویژگی‌های زمین‌شیمیایی درونبوم‌های مافیک مورد بررسی، ۶ نمونه از سالم‌ترین آن‌ها شامل ۳ نمونه فلوگوپیت-پیروکسنیت (X2, X6, X14)، ۲ نمونه آمفیبول-فلوگوپیت-پیروکسنیت (X1, X5) و یک نمونه الیون-فلوگوپیت-پیروکسنیت (X22) انتخاب و برای اندازه‌گیری عناصر اصلی به موسسه فدرال علوم زمین و منابع طبیعی (BGR) در هانوفر، آلمان فرستاده شدند و با طیف‌سنجی فلورسانس پرتوی ایکس (XRF) تجزیه شدند. عناصر کمیاب و عناصر خاکی نادر با طیف سنج جرمی پلاسمای جفت القایی سه گانه چار قطبی (ICP-QQQ-MS) در آزمایشگاه آب زمین‌شیمیایی دانشگاه آدام میکویچ در پوزنان (لهستان) تجزیه گردیدند. همچنین پنج نمونه از آن‌ها شامل ۳

درونیوم و میزبان طی صعود و استقرار ماگما هستند. بر اساس فراوانی و نوع کانی‌های سازنده، این درونیوم‌ها به سه گروه فلوگوپیت-پیروکسنیت، آمفیبول-فلوگوپیت-پیروکسنیت و الیون-فلوگوپیت-پیروکسنیت تقسیم‌بندی می‌شوند. در ادامه، ویژگی‌های سنگ‌نگاری هر یک از این گروه‌ها ارائه می‌شود:

#### فلوگوپیت-پیروکسنیت

این گروه از درونیوم‌ها نسبت به سایر درونیوم‌های موجود در منطقه مورد بررسی فراوانی بیشتری دارند. بافت غالب در این دسته دانه‌ای است (شکل‌های ۲ الف، ب [۲۹]). این گروه از درونیوم‌ها دارای ۶۰ تا ۶۵ درصد پیروکسن هستند که بصورت خودشکل تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند و همه از نوع کلینوپیروکسن (دیوپسید) هستند [۳۰]. در برخی بخش‌ها، وجود بلورهای درشت در کنار بلورهای ریزتر نشان‌دهنده بافت تدریجی است. میانبرهایی از آپاتیت و کانی‌های کدر درون دیوپسیدها دیده می‌شود که نشان‌دهنده بافت غربالی در این بلورهاست. کانی اصلی دوم در این درونیوم‌ها فلوگوپیت است [۳۰] که حدود ۳۵ تا ۴۰ درصد از ترکیب سنگ را شامل می‌شود. بلورهای آن نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل هستند. در بیشتر بخش‌های نمونه، بافت غربالی در فلوگوپیت‌ها دیده شده است، این فلوگوپیت‌ها اغلب پیروکسن و آپاتیت را دربر گرفته‌اند که نشان‌دهنده تأخیر در تبلور فلوگوپیت نسبت به این دو کانی است. کانی‌های فرعی این درونیوم‌ها شامل آپاتیت، کانی‌های کدر و در تعدادی از نمونه‌ها اسپینل هستند. بلوهای آپاتیت هم به‌صورت میانبرهایی درون فلوگوپیت و هم به‌صورت بلورهای مستقل و آزاد در زمینه سنگ حضور دارند که نشان می‌دهد که این کانی در مراحل مختلفی از تبلور تشکیل شده است.

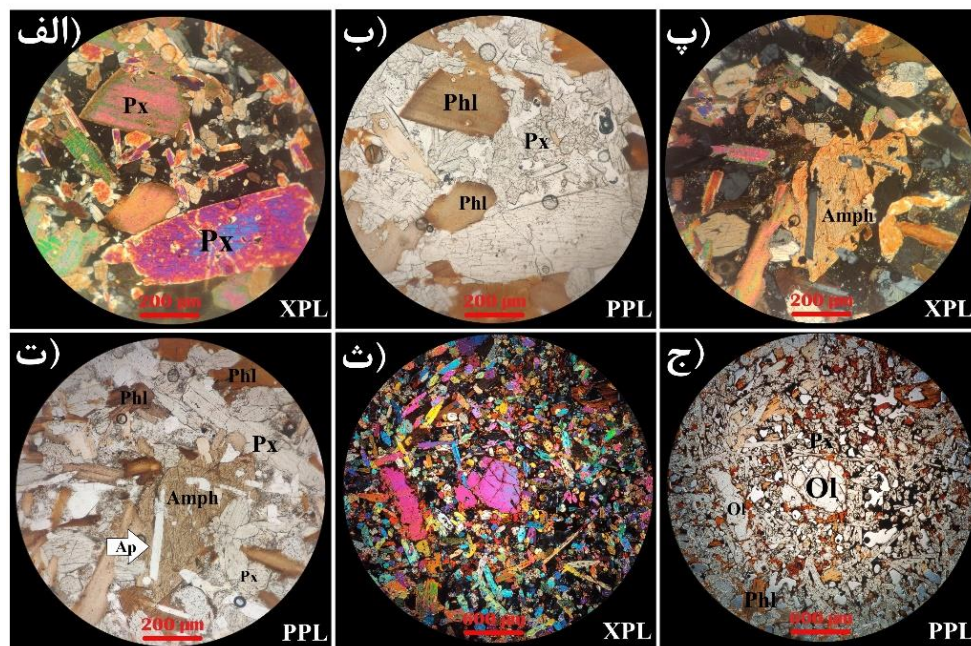
نمونه فلوگوپیت-پیروکسنیت (X2, X6, X14)، یک نمونه آمفیبول-فلوگوپیت-پیروکسنیت (X5) و یک نمونه الیون-فلوگوپیت-پیروکسنیت (X22) برای بررسی‌های ایزوتوپی Sr و Nd در آزمایشگاه ایزوتوپ دانشگاه آدام میکویچ (پوزنان، لهستان) انتخاب شد. حدود ۶۰ تا ۷۳ میلی‌گرم از نمونه‌های پودر شده، پس از نشاندار شدن با مخلوط  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$  و حل شدن در  $\text{HF-HNO}_3$  غلیظ، با روش تبادل کاتیونی جداسازی Sr و REE شدند. اندازه‌گیری‌ها با طیف‌سنج جرمی FINNIGAN MAT 261 در حالت پویا (Nd, Sr) و ایستا (Sm) انجام شد. نسبت‌های ایزوتوپی Nd و Sm به‌نجارسازی شده و دقت اندازه‌گیری‌ها با استانداردهای AMES و NBS987 کنترل گردید. داده‌های Nd به صورت  $\epsilon\text{Nd}$  و بر اساس مقادیر CHUR امروزی گزارش شدند (جدول ۱).

#### سنگ‌نگاری

درونیوم‌ها در مقیاس نمونه دستی، با اندازه چند میلی‌متر تا چند دسی‌متر به رنگ خاکستری تیره تا سبز تیره شناسایی شدند (شکل‌های ۱ ت و ث). کانی‌های پیروکسن و فلوگوپیت در تعدادی از این درونیوم‌ها در نمونه دستی قابل شناسایی است. از نظر رخداد، بخشی از درونیوم‌ها به‌صورت قطعه‌های منفرد در سطح زمین یافت می‌شوند، در حالی که گروهی دیگر درون جریان‌های گدازه‌ای میزبان دربرگرفته شده‌اند. درونیوم‌های درون گدازه به‌طور میانگین اندازه کوچک‌تری نسبت به درونیوم‌های جدا از گدازه دارند. افزون بر این، لبه آن‌ها نسبت به سنگ میزبان گرد شده است و گاهی هاله‌های باریک واکنشی در مرز آن‌ها دیده می‌شود. این ویژگی‌ها نشان‌دهنده انتقال مکانیکی درونیوم‌ها توسط ماگما و اثر متقابل محدود بین

جدول ۱ نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd درونیوم‌های مافیک.

| Sample Name | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ | $\epsilon\text{Ndi}$ |
|-------------|---------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|-----------------------------------------|----------------------|
| X2          | ۰٫۷۰۵۲۵۱                        | ۰٫۵۱۲۶۷۱                          | ۰٫۷۰۵۱۰۳                              | ۰٫۵۱۲۶۴۵                                | ۱٫۱۴                 |
| X5          | ۰٫۷۰۵۲۷۵                        | ۰٫۵۱۲۶۶۶                          | ۰٫۷۰۵۱۸۴                              | ۰٫۵۱۲۶۴۱                                | ۱٫۰۶                 |
| X6          | ۰٫۷۰۵۲۳۶                        | ۰٫۵۱۲۶۵۷                          | ۰٫۷۰۵۰۷۲                              | ۰٫۵۱۲۶۳۱                                | ۰٫۸۷                 |
| X14         | ۰٫۷۰۵۲۷۴                        | ۰٫۵۱۲۶۶۵                          | ۰٫۷۰۵۰۵۸                              | ۰٫۵۱۲۶۳۷                                | ۰٫۹۸                 |
| X22         | ۰٫۷۰۵۸۱۸                        | ۰٫۵۱۲۶۲۱                          | ۰٫۷۰۵۷۴۸                              | ۰٫۵۱۲۵۹۸                                | ۰٫۲۲                 |



شکل ۲ الف و ب به ترتیب تصاویر درونبوم فلوگوپیت- پیروکسنیت در نور قطبیده متقاطع (XPL) و قطبیده صفحه ای (PPL). پ و ت تصاویر درونبوم آمفیبول-فلوگوپیت-پیروکسنیت که در آن بلور نیمه خودشکل آمفیبول با بافت غربالی دیده می‌شود به ترتیب در XPL و PPL. ث و ج تصاویر درونبوم الیون-فلوگوپیت-پیروکسنیت به ترتیب در XPL و PPL. نشانه‌های علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۲۹] هستند.

#### آمفیبول-فلوگوپیت-پیروکسنیت

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این گروه از درونبوم‌ها شامل کلینوپیروکسن (۵۰ تا ۶۰ درصد)، فلوگوپیت (۳۰ تا ۳۵ درصد)، آمفیبول (۵ تا ۱۰ درصد) و کانی‌های فرعی آن‌ها شامل الیون، آپاتیت و کانی‌های کدر هستند (شکل‌های ۲ پ، ت). حضور این کانی‌ها نشان‌دهنده شرایط تبلور در یک محیط غنی از مواد فرار است، زیرا که فلوگوپیت و آمفیبول اغلب در محیط‌هایی با مقدار بالای آب و سایر ترکیب‌های فرار تشکیل می‌شوند. بر اساس ترکیب کانی‌شناسی، این پیروکسنیت‌ها را می‌توان در رده آمفیبول-فلوگوپیت-پیروکسنیت در نظر گرفت. بافت این درونبوم‌ها نیز دانه‌ای است. کلینوپیروکسن کانی اصلی این مجموعه است که خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود. کانی فلوگوپیت در این درونبوم‌ها به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل است. برخی از بلورهای فلوگوپیت دارای لبه سوخته هستند. همچنین، تعدادی از بلورهای فلوگوپیت دارای بافت غربالی هستند و کانی‌های پیروکسن را به صورت میانبار در خود دارند. آمفیبول در این درونبوم‌ها بیشتر از نوع هورنبلند است و به صورت نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود. برخی از بلورهای هورنبلند دارای میانبارهای آپاتیت و پیروکسن هستند.

#### الیون-فلوگوپیت-پیروکسنیت

کانی‌های اصلی این نمونه‌ها به ترتیب فراوانی عبارتند از حدود ۷۰ درصد پیروکسن، حدود ۲۰ درصد فلوگوپیت و ۱۰ درصد الیون. بافت اصلی این نمونه‌ها نیز دانه‌ای است (شکل‌های ۲ ث، ج). پیروکسن‌ها بصورت خودشکل و نیمه‌شکل‌دار بوده و بلورها از نظر اندازه تقریباً در یک حد هستند، بلورهای فلوگوپیت بصورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند و برخی از آن‌ها بلورهای پیروکسن را بصورت میانبار در بر دارند. بلورهای الیون بصورت نیمه‌شکل‌دار و درشت‌تر از سایر کانی‌ها در مقطع دیده می‌شوند.

#### بحث و بررسی

##### عناصر اصلی

درونبوم‌ها دارای ۴۲ تا ۴۵/۳ درصد  $\text{SiO}_2$  و ۱۴/۱ تا ۲۳ درصد  $\text{MgO}$  هستند (جدول ۲) که با خاستگاه مافیک و به احتمالاً بسیار گوشته‌ای آن‌ها همخوانی دارد. نوسان مقادیر  $\text{MgO}$  در نمونه‌ها می‌تواند بازتابی از فراوانی متغیر کانی‌های غنی از منیزیم چون الیون، کلینوپیروکسن و فلوگوپیت باشد [۳۱]. مقدار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در درونبوم‌ها از ۶/۶ تا ۹/۹ درصد تغییر می‌کند که همراه با حضور کانی‌های آلومینیم‌دار چون فلوگوپیت و آمفیبول، می‌تواند نشان‌دهنده اثر هر دو عامل ترکیب

مطرح می‌کند [۳۳]. مقدار  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  به ترتیب بین ۱/۱-۲/۲ درصد و ۱/۷-۳/۹ درصد متغیر هستند. مقدار مواد فرار (LOI) در این نمونه‌ها بین ۰/۳ تا ۱/۸ درصد بوده که نشان‌دهنده حضور کانی‌های آبدار چون آمفیبول و فلوگوپیت است.

کانی‌شناسی و فرایندهای دگرنهادی باشد [۳۲].  $\text{CaO}$  با مقدار ۸/۷ تا ۱۳/۵ درصد در همه نمونه‌ها دیده می‌شود که می‌تواند به حضور کلینوپیروکسن مربوط باشد. مقادیر بالای  $\text{TiO}_2$  (۲/۱-۱/۴ درصد) در مقایسه با سنگ‌های مافیک معمولی، احتمال اثر دگرنهادی سیالی یا حضور کانی‌های تیتانیوم‌دار را

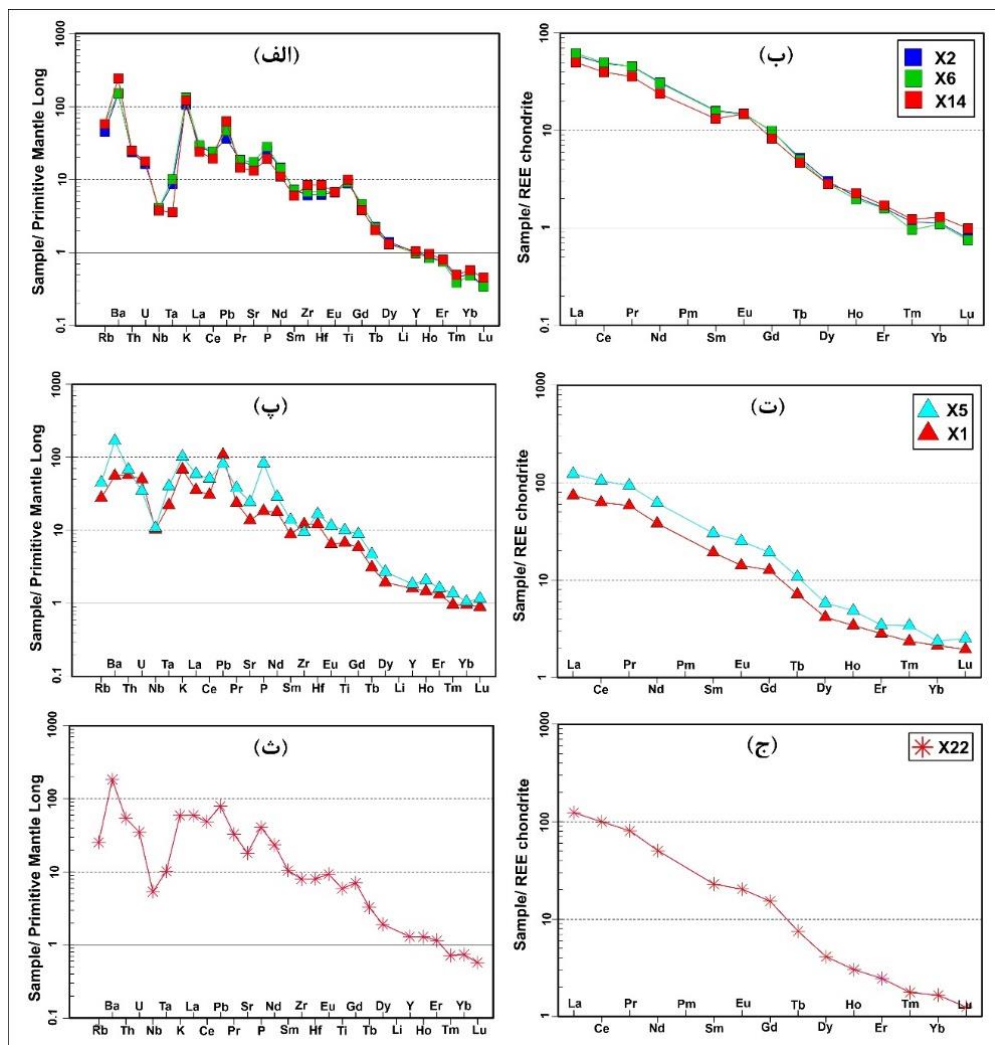
جدول ۲ ترکیب شیمیایی درونبوم‌های مافیک به روش‌های XRF و ICP-MS.

| code                        | X2           | X6           | X14          | X1           | X5           | X22          |
|-----------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Rock type                   | Plg-Px       | Plg-Px       | Plg-Px       | Am-Plg-Px    | Am-Plg-Px    | Ol-Plg-Px    |
| <b>Major elements (wt%)</b> |              |              |              |              |              |              |
| $\text{SiO}_2$              | ۴۵/۱۱        | ۴۴/۹۴        | ۴۵/۳۸        | ۴۵/۱۴        | ۴۲/۰۵        | ۴۳/۹۸        |
| $\text{TiO}_2$              | ۱/۹۱۸        | ۲/۰۰۸        | ۲/۱۸۱        | ۱/۴۶         | ۲/۱۸         | ۱/۲۸۳        |
| $\text{Al}_2\text{O}_3$     | ۸/۷۱         | ۹/۷۹         | ۹/۵۶         | ۱۱/۸۳        | ۹/۹۷         | ۶/۷۱         |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3$     | ۷/۱۲         | ۶/۶۳         | ۷/۴۸         | ۶/۷          | ۸/۵۶         | ۹/۹۴         |
| $\text{MnO}$                | ۰/۰۸۳        | ۰/۰۷۲        | ۰/۰۸۶        | ۰/۱۰۲        | ۰/۱۰۵        | ۰/۱۳۶        |
| $\text{MgO}$                | ۱۶/۷۲        | ۱۶/۵۳        | ۱۵/۸۷        | ۱۵/۹۷        | ۱۴/۱۷        | ۲۳/۰۷        |
| $\text{CaO}$                | ۱۳/۵۷        | ۱۲/۳۲        | ۱۲/۷۹        | ۱۲/۸۵        | ۱۳/۵۳        | ۸/۷۶۱        |
| $\text{Na}_2\text{O}$       | ۱/۱۶         | ۱/۳۸         | ۱/۳۹         | ۲/۲۴         | ۱/۷۴         | ۱/۵۱         |
| $\text{K}_2\text{O}$        | ۳/۱۹۲        | ۳/۹۸۶        | ۳/۶۵۱        | ۲/۰۵۲        | ۳/۰۷۲        | ۱/۷۸۲        |
| $\text{P}_2\text{O}_5$      | ۰/۵۳۹        | ۰/۶۱۶        | ۰/۴۱۹        | ۰/۴          | ۱/۸۰۴        | ۰/۸۸۶        |
| Cl                          | ۰/۰۰۸        | ۰/۰۰۷        | ۰/۰۰۹        | ۰/۰۱۳        | ۰/۰۰۵        | ۰/۰۱۶        |
| F                           | ۰/۳۳         | ۰/۳۴         | ۰/۲۷         | ۰/۱۷         | ۰/۲۸         | ۰/۲۳         |
| $\text{SO}_3$               | ۰/۰۵         | ۰/۰۹         | ۰/۰۵         | ۰/۰۸         | ۰/۰۹         | ۰/۰۴         |
| LOI                         | ۰/۷۷         | ۰/۵۷         | ۰/۳۳         | ۰/۶۸         | ۱/۸۱         | ۰/۹۱         |
| <b>Total</b>                | <b>۹۹/۲۹</b> | <b>۹۹/۲۸</b> | <b>۹۹/۴۶</b> | <b>۹۹/۶۸</b> | <b>۹۹/۳۷</b> | <b>۹۹/۲۶</b> |
| <b>Trace elements (ppm)</b> |              |              |              |              |              |              |
| Sc                          | ۱۲/۶         | ۱۰/۷         | ۱۰/۴۱        | ۵/۹۷         | ۱۴/۰         | ۷/۱۸         |
| V                           | ۶۰/۲         | ۵۱/۶         | ۵۹/۳         | ۵۰/۱         | ۷۳/۸         | ۴۷/۰         |
| Cr                          | ۹۱۰/۶        | ۸۷۵/۶        | ۱۹۶/۳        | ۱۳۹/۴        | ۳۳۱/۸        | ۳۷۲/۵        |
| Co                          | ۲۴/۳         | ۲۱/۸         | ۲۱/۱         | ۱۱/۶         | ۳۰/۹         | ۳۵/۶         |
| Ni                          | ۲۷۶/۶        | ۳۲۲/۸        | ۱۹۷/۴        | ۶۷/۳         | ۱۷۵/۹        | ۴۸۱/۱        |
| Rb                          | ۲۸/۶         | ۳۶/۷         | ۳۶/۷         | ۱۷/۷         | ۲۸/۵         | ۱۶/۱         |
| Y                           | ۴/۵۸         | ۴/۴۸         | ۴/۷۷         | ۷/۲۹         | ۸/۳۸         | ۵/۹۱         |
| La                          | ۱۹/۴         | ۲۰/۴         | ۱۶/۵         | ۲۴/۴         | ۴۰/۶         | ۴۰/۹         |
| Ce                          | ۴۲/۰         | ۴۳/۱         | ۳۴/۴         | ۵۴/۲         | ۹۰/۵         | ۸۶/۲         |
| Pr                          | ۵/۱۲         | ۵/۰۸         | ۴/۰۱         | ۶/۵۲         | ۱۰/۵         | ۹/۰۳         |
| Nd                          | ۱۹/۸         | ۱۹/۴         | ۱۵/۰         | ۲۴/۱         | ۳۹/۰         | ۳۱/۷         |
| Sm                          | ۳/۲۳         | ۳/۲۰         | ۲/۶۷         | ۳/۸۹         | ۶/۱۴         | ۴/۶۴         |
| Eu                          | ۱/۱۵         | ۱/۱۳         | ۱/۱۴         | ۱/۰۹         | ۱/۹۳         | ۱/۵۶         |
| Gd                          | ۲/۶۹         | ۲/۷۴         | ۲/۲۹         | ۳/۴۹         | ۵/۳۱         | ۴/۲۱         |
| Tb                          | ۰/۲۴۶        | ۰/۲۳۵        | ۰/۲۲۰        | ۰/۳۳۶        | ۰/۵۰۸        | ۰/۳۵۳        |
| Dy                          | ۱/۰۴         | ۰/۹۷         | ۰/۹۷         | ۱/۴۳         | ۱/۹۹         | ۱/۴۱         |
| Ho                          | ۰/۱۴۶        | ۰/۱۳۸        | ۰/۱۵۸        | ۰/۲۴۰        | ۰/۳۴۰        | ۰/۲۱۲        |
| Er                          | ۰/۳۶۰        | ۰/۳۵۸        | ۰/۳۸۴        | ۰/۶۳۵        | ۰/۷۷۷        | ۰/۵۵۲        |
| Tm                          | ۰/۰۳۴        | ۰/۰۲۹        | ۰/۰۳۷        | ۰/۰۷۱        | ۰/۱۰۲        | ۰/۰۵۳        |
| Yb                          | ۰/۲۴۶        | ۰/۲۳۹        | ۰/۲۸۴        | ۰/۴۶۷        | ۰/۵۱۹        | ۰/۳۶۵        |
| Lu                          | ۰/۰۲۷        | ۰/۰۲۵        | ۰/۰۳۴        | ۰/۰۶۶        | ۰/۰۸۶        | ۰/۰۴۲        |
| Pb                          | ۲/۶۰         | ۳/۲۹         | ۴/۴۵         | ۷/۶۸         | ۵/۷۹         | ۵/۶۲         |
| Th                          | ۲/۰۳         | ۲/۱۳         | ۲/۱۱         | ۴/۸۴         | ۵/۷۵         | ۴/۵۸         |
| U                           | ۰/۳۴۳        | ۰/۳۷۰        | ۰/۳۷۵        | ۱/۰۵۳        | ۰/۷۲۷        | ۰/۷۳۵        |
| Ga                          | ۵/۷۷         | ۶/۱۵         | ۵/۵۷         | ۸/۰۷         | ۸/۲۱         | ۵/۵۸         |
| Sr                          | ۳۱۷/۵        | ۳۶۷/۸        | ۲۷۹/۱        | ۲۹۰/۸        | ۵۱۴/۹        | ۳۸۰/۸        |
| Zr                          | ۶۸/۵         | ۷۶/۰         | ۹۴/۵         | ۱۳۵/۷        | ۱۰۶/۴        | ۸۹/۰         |
| Nb                          | ۲/۹۱         | ۲/۸۹         | ۲/۷۰         | ۷/۳۰         | ۷/۶۸         | ۳/۸۲         |
| Ba                          | ۱۰۴۳/۵       | ۱۰۶۲/۴       | ۱۶۹۷/۹       | ۳۸۹/۰        | ۱۱۶۹/۴       | ۱۲۸۰/۴       |
| Hf                          | ۱/۹۲         | ۲/۱۲         | ۲/۶۱         | ۳/۷۴         | ۵/۱۶         | ۲/۴۸         |
| Ta                          | ۰/۳۵۳        | ۰/۴۱۶        | ۰/۱۴۷        | ۰/۹۰۹        | ۱/۶۴۵        | ۰/۴۱۹        |

نسبی منبع گوشته از این عناصر در اثر ذوب‌بخشی پیشین یا تثبیت آن‌ها در فازهای باقی‌مانده چون تیتانیت یا زیرکن است [۳۵]. ناهنجاری‌های مثبت K و Ba در کانی‌های میکابی (چون فلوگوپیت) و فلدسپات‌های پتاسیم‌دار متمرکز می‌شوند؛ سیال یا مذاب غنی از پتاسیم، اغلب برآمده از دگرنهادی در ناحیه انتقالی یا گوشته سنگ کره‌ای است. ناهنجاری مثبت Ti ممکن است به تبلور کانی‌های تیتانیوم‌دار چون ایلمنیت در مراحل جدایش ماگمایی مربوط باشد. همچنین ناهنجاری مثبت Pb به متحرک بودن این عنصر در سیال‌های پوسته‌ای و احتمال آرایش پوسته‌ای یا دگرنهادی فرورائشی نسبت داده می‌شود [۳۶-۴۱].

### تحلیل رفتار زمین‌شیمیایی عناصر کمیاب و عناصر خاکی نادر بر پایه نمودارهای چندعنصری

درون‌بوم‌های مافیک مورد بررسی (فلوگوپیت-پروکسنیت، آمفیبول-فلوگوپیت-پروکسنیت و الیون-فلوگوپیت-پروکسنیت) الگوهای زمین‌شیمیایی مشترکی نشان می‌دهند (شکل ۳). مقادیر عناصر در نمودارهای چندعنصری نسبت به ترکیب گوشته اولیه به‌نچار شده [۳۴] و عناصر به ترتیب کاهش ناسازگاری از چپ به راست مرتب شده‌اند. به‌طور کلی، این درون‌بوم‌ها غنی‌شدگی قابل توجهی از عناصر سنگ دوست با شعاع یونی بزرگ (LILE) نسبت به عناصر با شدت میدان پایداری بالا (HFSE) نشان می‌دهند. ناهنجاری منفی Nb و Ta شاخص محیط‌های فرورائشی بوده و بیانگر تهی‌شدگی



شکل ۳ نمودارهای عنکبوتی درون‌بوم‌های (الف) فلوگوپیت-پروکسنیت، پ: آمفیبول-فلوگوپیت-پروکسنیت و ت: الیون-فلوگوپیت-پروکسنیت به‌نچار شده با گوشته اولیه [۳۴]. نمودارهای عناصر خاکی نادر (ب) فلوگوپیت-پروکسنیت، ت: آمفیبول-فلوگوپیت-پروکسنیت و ج: الیون-فلوگوپیت-پروکسنیت به‌نچار شده با کندریت [۴۲].

وجود همزمان ناهنجاری مثبت P و ناهنجاری‌های منفی La و Ce در درونبوم‌ها به حضور آپاتیت در ترکیب کانی‌شناسی نسبت داده می‌شود. آپاتیت، به‌عنوان میزبان اصلی LREE، تمایل زیادی به جذب La و Ce دارد این فرآیند باعث تمرکز این عناصر در آپاتیت و کاهش آن‌ها در فازهای سیلیکاتی همراه (کلینوپیروکسن و فلوگوپیت) می‌شود، که در مقیاس کل‌سنگ به‌صورت ناهنجاری منفی La و Ce در نمودارهای عنکبوتی ظاهر می‌گردد (شکل‌های ۳ الف، پ، ج). همزمان، حضور آپاتیت موجب غنی‌شدگی فسفر و ناهنجاری مثبت P می‌شود [۴۳]. ناهنجاری منفی استرانسیوم نیز به جذب Sr توسط آپاتیت و جدایش آن از ماگما نسبت داده می‌شود، که باعث کاهش Sr در فاز مذاب باقی‌مانده می‌گردد [۴۳]. Sm یکی از عناصر خاکی نادر میانه (MREE) است که در کلینوپیروکسن، آمفیبول و گارنت امکان انباشت دارد. اگر این فازها در منبع گوشته‌ای باقی بمانند، Sm در مذاب تهی می‌شود.

الگوی عناصر خاکی نادر به‌نحیج شده نسبت به کندریت [۴۲] در همه گروه‌ها، غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE با شیب منفی نشان می‌دهد (شکل‌های ۳ ب، ت، ث)، که بیانگر خاستگاه گوشته‌ای دگرنهاده‌شده در محیط فرورانشی است [۳۴]. در برخی از نمونه‌ها ناهنجاری جزئی مثبت در Eu دیده می‌شود. در شرایط زمین‌شیمیایی با گریزندگی اکسیژن پایین، عنصر یوروپیم (Eu) بیشتر در حالت دو ظرفیتی ( $\text{Eu}^{2+}$ ) حضور دارد. در این حالت، به دلیل تشابه شعاع یونی و بار الکتریکی  $\text{Eu}^{2+}$  با  $\text{Ca}^{2+}$ ، این عنصر به‌راحتی می‌تواند در ساختار کانی پلاژیوکلاز جایگزین کلسیم شود [۴۴، ۴۵]. ناهنجاری مثبت Eu در این آنکلاوها، علیرغم عدم حضور پلاژیوکلاز، احتمالاً ناشی از متاسوماتیسم سیال‌های فرورانشی غنی از Eu (حاصل تجزیه پلاژیوکلاز در اسلب فرورونده) است. این سیال-های Eu را به صورت  $\text{Eu}^{3+}$  به منبع گوشته منتقل کرده و باعث غنی‌شدگی نسبی آن نسبت به Sm و Gd در مذاب و کانی‌های مافیک غالب (کلینوپیروکسن و فلوگوپیت) شده‌اند.

افزون بر این، وجود ناهنجاری جزئی عنصر Gd در برخی از نمونه‌ها چون آمفیبول-فلوگوپیت-پیروکسنیت‌ها (X1، X5) می‌تواند نشان‌دهنده‌ی اثر جدایش بلوری یا کنترل کانی‌شناسی ویژه بر رفتار عناصر خاکی نادر باشد. Gd به‌عنوان یکی از MREE، در مرز بین LREE و HREE قرار داشته و رفتاری واسطه دارد. از این رو، حضور کانی‌هایی چون کلینوپیروکسن، آمفیبول و گارنت که هر یک دارای ضرایب جدایش متفاوت

برای MREE هستند، می‌تواند سبب بروز ناهنجاری در الگوی Gd شود. به‌ویژه آمفیبول به‌عنوان یکی از کانی‌های رایج در سنگ کره گوشته‌ای دگرنهاده‌شده، ممکن است با تمایل نسبی به نگهداری HREE در برابر Gd، موجب غنی‌شدگی نسبی Gd در مذاب باقی‌مانده گردد و ناهنجاری مثبت Gd ایجاد کند [۴۶، ۴۷]. در نتیجه، ناهنجاری مثبت عنصر Gd در برخی نمونه‌ها می‌تواند نشان‌دهنده‌ی حضور کانی آمفیبول در ترکیب سنگ باشد.

تفاوت‌های جزئی بین گروه‌ها وجود دارد از جمله در آمفیبول-فلوگوپیت-پیروکسنیت‌ها در نمونه X5 قله عنصر Ba به‌طور محسوسی شدیدتر از نمونه X1 است. افزون بر آن، در نمونه X5، ناهنجاری مثبت عنصر P و ناهنجاری منفی Zr نیز وجود دارد که در نمونه X1 دیده نمی‌شود. باریم (Ba) به‌عنوان یکی از LILE، عنصری بسیار متحرک در شرایط زمین‌شیمیایی در ارتباط با فرایندهای فرورانشی است و در هنگام آزاد شدن سیال‌ها از صفحه فرورانده‌شده، به‌راحتی وارد این سیال‌ها می‌شود. از این رو، قله شدیدتر Ba در نمونه X5 به احتمال بسیار بیانگر شدت بیشتر اثر دگرنهادی سیالی در منبع گوشته‌ای آن نسبت به نمونه X1 است [۴۸، ۴۹]. همچنین، کانی‌های آبدار چون فلوگوپیت و آمفیبول که در محیط‌های دگرنهاده شده حضور دارند، تمایل بالایی به جذب و انتقال LILE از جمله Ba دارند. از این رو، قله شدیدتر Ba در نمونه X5 ممکن است نشان‌دهنده وجود بیشتر این فازها در منبع یا برآمدن مذاب از ذوب این فازها باشد [۴۷]. در نمونه X5، ناهنجاری مثبت بیشتر عنصر P در مقایسه با نمونه X1 می‌تواند بیانگر تبلور یافتن یا حضور ناچیز کانی آپاتیت در مراحل جدایش بلوری یا منبع ماگمایی باشد، زیرا فسفر بیشتر در ساختار آپاتیت متمرکز می‌شود و در صورت نبود آن، در مذاب باقی‌مانده و غلظت نسبی آن افزایش می‌یابد. همچنین این ویژگی ممکن است برآمده از غنی‌شدگی سیالی ناشی از دگرنهادی در ارتباط با پهنه فرورانش باشد [۴۹]. از سوی دیگر، ناهنجاری منفی عنصر Zr در این نمونه می‌تواند به‌دلیل تبلور زود هنگام زیرکن یا تهی‌شدگی منبع گوشته‌ای از Zr اثر ذوب بخشی پیشتر رخ داده باشد [۴۶]. این تفاوت‌ها بیانگر تغییرها در شرایط ذوب، ترکیب منبع یا مسیر جدایش بلوری هستند، اما الگوی کلی آن‌ها با هم همخوانی دارد.

با توجه به ترکیب کانی‌شناسی آبدار غنی از پتاسیم (فلوگوپیت و آمفیبول)، الگوهای زمین‌شیمیایی شامل غنی‌شدگی LILE نسبت به HFSE، ناهنجاری منفی Nb و

در زیر بخش شمالی SSZ نقش مهمی در دگر نهادهای گوشت و تولید ماگمای آداکیتی داشته است. در این شرایط، گوشت به مدت طولانی توسط ماگمای آداکیتی دگرگون شده و ذوب بخشی در گوه گوشت پدیدوتیتی در اعماق کمتر، ماگمای بازالتی با Nb بالا را تولید کرده که در دوران کوتاه تر در این منطقه فوران کرده است [۵۰]. برای شناسایی نوع دگر نهادهای گوشت های در منطقه، نخست باید ارتباط درونبومها با سنگ های آتشفشانی میزبان بررسی شود. در این راستا، در این بخش زمین شیمی و ایزوتوپ های درونبومها با سنگ های آتشفشانی میزبان، که پیش تر توسط عزیزی و همکاران (۲۰۱۴) [۵۰] بررسی شده اند، مقایسه شده است.

#### مقایسه عناصر کمیاب و عناصر خاکی نادر درونبومها و سنگ های آتشفشانی میزبان

نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  در درونبومها کمی بالاتر از میزبان است، به جز X22 که بالاترین مقدار (۰/۷۰۵۸۱۸) را دارد، این نشان دهنده اثر متغیر دگر نهادهای سیالی در درونبومهاست. البته نسبت های اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$  کمی پایین تر از میزبان یا نزدیک به آن هستند، که خاستگاه مشترک گوشت های را پیشنهاد می کند (شکل ۴ الف). همچنین نسبت  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  در درونبومها بالاتر از میزبان است که نشان دهنده خاستگاه کمتر آلوده شده و قدیمی تر آن هاست. اپسیلون Nd اولیه ( $\epsilon\text{Nd}_i$ ) در درونبومها مثبت و بالاتر از میزبان است، که خاستگاه مافیک تر و عمیق تر درونبومها را تأیید می کند،  $\epsilon\text{Nd}_i$  منفی در یکی از نمونه های میزبان آرایش پوسته ای را نشان می دهد.

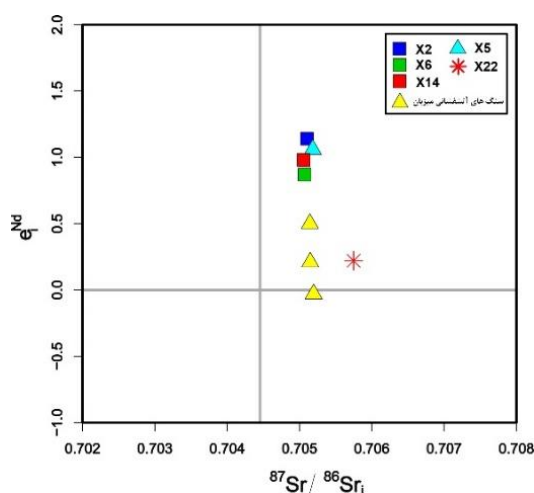
Ta و غنی شدگی LREE و شواهد در ارتباط با محیط های فرورانشی، می توان نتیجه گرفت که این درونبومها برآمده از دگر نهادهای گوشت سنگ کره ای هستند.

#### زمین شیمی ایزوتوبی

برای شناسایی و تعیین خاستگاه درونبومها از نسبت داده های ایزوتوپ های Sr و Nd برای ۵ نمونه از درونبومها شامل سه نمونه فلوگوپیت-پروکسنیت (X6, X2, X14) و یک نمونه آمفیبول-فلوگوپیت-پروکسنیت (X5) و یک نمونه الیون-فلوگوپیت-پروکسنیت (X22) استفاده شد که در جدول ۱ آورده شده اند. مقادیر  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$  و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$  به ترتیب برای نمونه های فلوگوپیت-پروکسنیت ۰/۷۰۵۰۵۸ تا ۰/۷۰۵۱۰۳ و ۰/۵۱۶۳۱ تا ۰/۵۱۲۶۴۵، برای نمونه آمفیبول-فلوگوپیت-پروکسنیت ۰/۷۰۵۱۸۴ و ۰/۵۱۲۶۴۱ و برای نمونه الیون-فلوگوپیت-پروکسنیت ۰/۷۰۵۷۴۸ و ۰/۵۱۲۵۹۸ هستند. نمودار  $\epsilon\text{Nd}$  نسبت به  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  تغییر  $\epsilon\text{Nd}(t)$  را از ۰/۲۲ برای الیون-فلوگوپیت-پروکسنیت تا ۱/۱۴ برای فلوگوپیت-پروکسنیت نشان می دهد (شکل ۴).

#### مقایسه درونبومها و سنگ های آتشفشانی میزبان

خاستگاه سنگ های آتشفشانی میزبان در آتشفشان قزلجه کند نیز از گوشت دگر نهادهای شده است [۵۰، ۸]، پس از برخورد صفحه های عربستان و ایران در حدود ۵-۱۵ میلیون سال پیش، ورقه فرورونده در زیر SSZ به دلیل کاهش حدود ۳۰ درصدی سرعت صفحه عربستان، دچار گسست شد [۵۱]. ورقه اقیانوسی



شکل ۴ نمودار  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$  نسبت به  $\epsilon\text{Nd}(t)$  به منظور مقایسه خاستگاه درونبومها با سنگ های آتشفشانی میزبان (داده های مرجع [۵۰] رسم شده است).

سنگ‌های میزبان نیز غنی‌شدگی LREE را نشان می‌دهند که با مقدار La تا ۱۶۴ ppm مشخص است، اما شیب الگو ملایم‌تر بوده و ناهنجاری Eu کمتر برجسته است.

بر پایه نتایج به دست آمده از مقایسه عناصر فرعی و کمیاب، داده‌های ایزوتوپی و همچنین ویژگی‌های شیمیایی مشابه کانی‌های فلوگوپیت و کلینوپروکسنیت در درونبوم X6 و سنگ آتشفشانی میزبان [۳۰]، می‌توان نتیجه گرفت که این درونبوم‌ها و سنگ میزبان یک خاستگاه مشترک دارند، اما در معرض درجه‌های متفاوتی از دگرته‌ای قرار گرفته‌اند. بر این اساس، درونبوم‌ها به‌عنوان اتولیت‌های در ارتباط با میزبان تفسیر می‌شوند؛ اتولیت‌ها درونبوم‌هایی هستند که از همان ماگمای سازنده‌ی سنگ میزبان شکل گرفته یا به‌صورت قطعه-های جامد بازمانده درون مذاب اولیه باقی مانده‌اند.

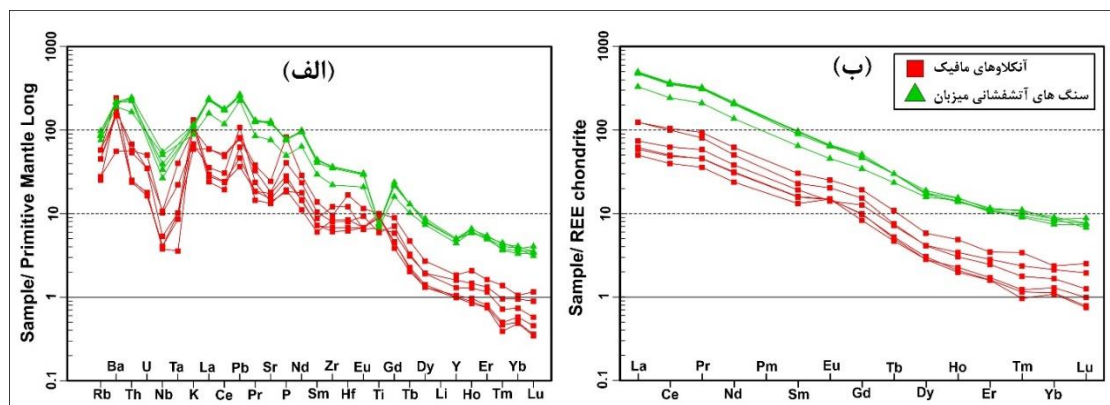
#### مقایسه نتایج این پژوهش با پژوهش‌های مشابه جهانی

مقایسه نتایج به دست آمده از درونبوم‌های مافیک آتشفشان قزله‌کند با پژوهش‌های مشابه جهانی از جمله پیرامون لانگو در چین [۵۲]، کالاتراوا در اسپانیا [۵۳] و توده سنگی بوهمی در اروپای مرکزی [۵۴]، نشان می‌دهد که ویژگی‌های سنگ-نگاری، زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی نمونه‌های این پژوهش در یک چارچوب جهانی دگرته‌ای گوشته قابل تفسیر است.

از دیدگاه کانی‌شناسی، حضور فلوگوپیت و آمفیبول به‌عنوان فازهای آبدار غنی از K در درونبوم‌ها، نشانگر دگرته‌ای سیالی مودال است. این ویژگی در بیگانه سنگ‌های فلوگوپیت-آمفیبول-پروکسنیتی مناطق لانگو و کالاتراوا نیز گزارش شده است [۵۲، ۵۳] و به‌عنوان یکی از مهم‌ترین شاخص‌های دگرته‌ای گوشته‌ای در ارتباط با محیط‌های فرورانشی شناخته می‌شود.

#### مقایسه عناصر کمیاب و عناصر خاکی نادر درونبوم‌ها و سنگ‌های آتشفشانی میزبان

نمودار عنکبوتی بهنجار شده به بازالت پشته ای میان اقیانوسی نوع عادی (NMORB) الگوهای متفاوتی برای درونبوم‌ها و میزبان نشان می‌دهد (شکل ۵). درونبوم‌ها غنی‌شدگی متوسط LILE (چون Ba) نسبت به HFSE (مانند Nb)، ناهنجاری مثبت Ti، P، Pb، و ناهنجاری منفی Nb، Ta و Sr دارند. میزبان غنی‌شدگی بیشتری از LILE (چون Ba) نسبت به درونبوم‌ها دارد، اما با ناهنجاری منفی شدید Ti و P همراه است. غنی‌شدگی بیشتر LILE می‌تواند نتیجه دگرته‌ای سیالی شدیدتر، ذوب بخشی بیشتر و یا منبع غنی‌تر در میزبان باشد [۴۸]. ناهنجاری منفی P در سنگ‌های میزبان می‌تواند به تبلور کانی‌های دارای P چون آپاتیت در مراحل تکامل ماگمایی نسبت داده شود. آپاتیت با جداسازی P از مذاب، کاهش نسبی آن را در ترکیب پایانی در پی دارد. این پدیده در ماگماهای غنی از سیال‌های فرورانشی شایع است [۴۶]. ناهنجاری منفی شدید Ti در سنگ‌های میزبان می‌تواند به تبلور زود هنگام کانی‌هایی چون ایلمنیت، روتیل، یا تیتانومگنتیت در ماگما اشاره داشته باشد. این کانی‌ها با جداسازی تیتانیوم از مذاب، کاهش آن را در ترکیب پایانی در پی دارند. این فرآیند در ماگماهای دگرته‌ای شده کمانی رایج است [۴۱]. در الگوی بهنجار شده به کندریت (شکل ۴ ب)، درونبوم‌ها نشان‌دهنده غنی‌شدگی قابل توجه عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) هستند. این غنی‌شدگی با مقادیر La تا ۴۰/۶ ppm و Lu تا ۰/۰۶ ppm در نمونه X5 و در نمونه X2 مشخص می‌شود که شیب منفی در الگو را به همراه دارد. همچنین، ناهنجاری مثبت Eu با گستره ۱/۰۹ تا ۱/۵۶ ppm در این درونبوم‌ها دیده می‌شود. در مقابل،



شکل ۵ مقایسه الف) نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه [۳۴] و ب) نمودارهای عناصر خاکی نادر بهنجار شده با کندریت [۴۲] درونبوم‌های مورد بررسی و سنگ‌های آتشفشانی میزبان (داده‌های مرجع [۵۰]).

دگرنهاده شده بود، ماگمای بازالتی میزبان را تولید کرده است. اتولیت‌ها، به‌عنوان بخشی از این گوشته، به‌صورت جامد طی فرآیندهای دگرنهادی و ذوب باقی مانده و در مسیر صعود ماگمای بازالتی به سطح منتقل شده‌اند. از این رو، تفاوت در غلظت Sr (غلظت پایین ۵۱۴/۹ - ۲۷۹/۱ ppm در درونبوم‌ها، مقدار بالا ۲۶۹۱ - ۱۶۰۴ ppm در میزبان) و F (غلظت بالا تا ۱/۳ درصد در فلوگوپیت درونبوم‌ها) [۳۰] نتیجه نوع دگرنهادی متفاوت (سیالی در اتولیت‌ها و مذابی در میزبان) و منبع دگرنهاده‌شده مشترک آن‌هاست، که هر دو به‌صورت مودال با تشکیل فلوگوپیت و آمفیبول همراه بوده‌اند.

#### برداشت

دگرنهادی گوشته زیر آتشفشان قزلجه‌کند بیشتر از نوع مودال با خاستگاه سیالی بوده که به تشکیل کانی‌هایی چون فلوگوپیت و آمفیبول منجر شده است، در حالی که سنگ‌های میزبان افزون بر این نوع، دچار دگرنهادی مذابی نیز شده‌اند. در مجموع، داده‌های قزلجه‌کند افزون بر تأیید الگوهای جهانی دگرنهادی گوشته در محیط‌های فرورانشی، ویژگی‌های منطقه‌ای چون ناهنجاری مثبت Eu را نیز آشکار می‌سازند که بازتاب شرایط زمین‌ساختی-ماگمایی ویژه ایران پس از فرورانش نئوتتیس است. این نتایج نه‌تنها اهمیت سیال‌های فرورانشی در دگرگونی شیمیایی گوشته سنگ کره ای ایران را برجسته می‌سازد، بلکه شواهد مستقیمی از هم‌پایی درونبوم‌ها و سنگ‌های میزبان در یک منبع مشترک دگرنهاده‌شده را نیز ارائه می‌دهد.

#### قدردانی

طیف‌سنجی XRF در مؤسسه فدرال علوم زمین و منابع طبیعی (BGR) در هانوفر، آلمان انجام شد که از توماس کوهن بابت انجام اندازه‌گیری‌ها سپاسگزاریم.

#### مراجع

[1] Harlov D.E., Austrheim H., "Metasomatism and the chemical transformation of rock: rock-mineral-fluid interaction in terrestrial and extraterrestrial environments, in Metasomatism and the chemical transformation of rock", The role of fluids in terrestrial and extraterrestrial processes. 2012, Springer. p. 1-16.

از نظر الگوهای زمین‌شیمیایی عناصر ردیابی، داده‌های قزلجه‌کند شامل غنی‌شدگی LILE (K, Ba, Pb) نسبت به HFSE، ناهنجاری منفی Nb-Ta و غنی‌شدگی LREE در مقایسه با HREE است. این الگوها همخوانی نزدیکی با نتایج کالاتراوا و لانگاو دارند و تأییدی بر نقش سیال‌های فرورانشی در غنی‌سازی گوشته سنگ کره‌ای هستند. با این حال، وجود ناهنجاری مثبت Eu در برخی درونبوم‌های قزلجه‌کند ویژگی بی‌مانندی است که کمتر برای سایر مناطق گزارش شده است و به احتمال بسیار به شرایط ویژه گریزندگی اکسیژن پایین در منبع گوشته‌ای مربوط می‌شود.

داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd نیز الگوهای مشابهی را نشان می‌دهد: نسبت‌های  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  کمی بالاتر و مقادیر  $\epsilon_{\text{Nd}}$  مثبت‌تر در درونبوم‌ها نسبت به سنگ‌های میزبان نشان‌دهنده منبع مشترک گوشته‌ای است که دچار درجه‌های متفاوتی از دگرنهادی شده است. چنین الگویی در بیگانه سنگ‌های کالاتراوا نیز دیده شده و بیانگر اثر دو نوع فرآیند دگرنهادی (سیالی در درونبوم‌ها و مذابی در میزبان) است؛ مشابه این در توده بوهمی نیز به‌عنوان تفکیک دگرنهادی سیالی و مذابی گزارش شده است [۵۴].

#### نوع و خاستگاه دگرنهادی گوشته در منطقه

بر اساس تحلیل‌های سنگ‌نگاری، زمین‌شیمیایی، و ایزوتوپی انجام‌شده بر نمونه‌های مورد بررسی، می‌توان گفت که گوشته در این منطقه دچار دگرنهادی سیالی ناشی از سیال‌های فرار صعودکننده از پوسته اقیانوسی در پهنه فرورانش شده است. این سیال‌ها، که در دماهای به نسبت پایین (حدود ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد) فعال بوده‌اند، باعث دگرنهادی گوشته شده‌اند. این دگرنهادی از نوع مودال بوده، زیرا منجر به تشکیل کانی‌های جدیدی چون فلوگوپیت و آمفیبول در اتولیت‌ها شده است. در ادامه، ذوب‌بخشی این گوشته دگرنهاده‌شده، که پیش‌تر در معرض سیال‌های فرورانشی قرار گرفته بود، منجر به تولید مذاب‌های سیلیکاتی آداکیت‌مانند شده است. تماس طولانی‌مدت گوشته با این مذاب‌های آداکیتی، دگرنهادی مودال دیگری را در پی داشته که با تشکیل فلوگوپیت و غنی‌شدگی Sr در بازالت میزبان همراه بوده است (شکل ۵ الف). در پایان، ذوب گسترده‌تر گوشته سنگ کره‌ای پریدوتیتی که پیش‌تر

- [14] Stöcklin J., "Structural history and tectonics of Iran", a review. AAPG bulletin, 1968. 52(7): p. 1229-1258.
- [15] Berberian M., King G., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian journal of earth sciences, 1981. 18(2): p. 210-265.
- [16] Ghasemi A., Talbot C.J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)", Journal of Asian Earth Sciences, 2006. 26(6): p. 683-693.
- [17] Dilek Y., Imamverdiyev N., Altunkaynak Ş., "Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint", International Geology Review, 2010. 52(4-6): p. 536-578.
- [18] Arvin M., et al., "Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction", Journal of Asian Earth Sciences, 2007. 30(3-4): p. 474-489.
- [19] Berberian F., Berberian M., "Tectono-plutonic episodes in Iran", Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution, 1981. 3: p. 5-32.
- [20] Sepahi A.A., et al., "Geochronology of plutonic rocks from the Sanandaj-Sirjan zone, Iran and new zircon and titanite U-Th-Pb ages for granitoids from the Marivan pluton", Geochronometria, 2014. 41(3): p. 207-215.
- [21] Mazhari S., et al., "The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: a marker of the end of the collision in the Zagros orogen", Journal of the Geological Society, 2009. 166(1): p. 53-69.
- [22] Mohajjel M., Fergusson C., Sahandi M., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 2003. 21(4): p. 397-412.
- [23] Azizi H., Stern R.J., "Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj-Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc", Terra Nova, 2019. 31(5): p. 415-423.
- [24] Ahmadzadeh G., et al., "Petrogenesis of Plio-Quaternary post-collisional ultrapotassic volcanism in NW of Marand, NW Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 2010. 39(1-2): p. 37-50.
- [2] O'Reilly S.Y., Griffin W., "Mantle metasomatism, in Metasomatism and the chemical transformation of rock", The role of fluids in terrestrial and extraterrestrial processes. 2012, Springer. p. 471-533.
- [3] Bromley B.E., Ma S., Shaw C.S.J., "Carbonatite metasomatism overprinted by silicate melt metasomatism in the mantle beneath the West Eifel volcanic field", European Journal of Mineralogy, 2025. 37(3): p. 365-384.
- [4] Liu S.A., et al., "Mg and Zn isotope evidence for two types of mantle metasomatism and deep recycling of magnesium carbonates", Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2020. 125(11): p. e2020JB020684.
- [5] Zong K., Liu Y., "Carbonate metasomatism in the lithospheric mantle: Implications for cratonic destruction in North China", Science China Earth Sciences, 2018. 61(6): p. 711-729.
- [6] Azizi H., et al., "The role of heterogenetic mantle in the genesis of adakites northeast of Sanandaj, northwestern Iran", Geochemistry, 2014. 74(1): p. 87-97.
- [7] Lechmann A., et al., "Metasomatized mantle as the source of Mid-Miocene-Quaternary volcanism in NW-Iranian Azerbaijan", Geochronological and geochemical evidence. Lithos, 2018. 304: p. 311-328.
- [8] Akbari M., et al., "Quaternary post-collisional high Nb-like basalts from Bijar-Qorveh, NW Iran: a metasomatized lithospheric mantle source", Lithos, 2022. 426: p. 106781.
- [9] Shafaii Moghadam H., et al., "Roll-back, extension and mantle upwelling triggered Eocene potassic magmatism in NW Iran", Journal of Petrology, 2018. 59(7): p. 1417-1465.
- [10] Nouri F., et al., "Petrogenesis of the Harsin-Sahneh serpentinitized peridotites along the Zagros suture zone, western Iran: new evidence for mantle metasomatism due to oceanic slab flux", Geological magazine, 2019. 156(5): p. 772-800.
- [11] Darvishzadeh A., Shahbazi H., "Genetic classification staratovolcano Xenoliths of Gezeljeh kand, NE of Qorveh", western Iran. 2009.
- [12] Hosseini M., "Geological map 1: 100000 Qorveh", Geological Survey & Mineral Explorations of Iran (GSI), 1999: p. 465-468.
- [13] Aghanabati A., "Geology of Iran: Tehran", Geological Survey of Iran, 2006: p. 19-30.

- [37] Barth M.G., McDonough W.F., Rudnick R.L., "Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust", *Chemical geology*, 2000. 165(3-4): p. 197-213.
- [38] Gertisser R., Keller J., "From basalt to dacite: origin and evolution of the calc-alkaline series of Salina, Aeolian Arc, Italy", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2000. 139(5): p. 607-626.
- [39] Patchett P.J., Chase C.G., "Role of transform continental margins in major crustal growth episodes", *Geology*, 2002. 30(1): p. 39-42.
- [40] Green N.L., "Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt", northern Cascadia subduction system. *Lithos*, 2006. 87(1-2): p. 23-49.
- [41] Gill J.B., "Orogenic andesites and plate tectonics", Vol. 16. 2012: Springer Science & Business Media.
- [42] Nakamura N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites", *Geochimica et cosmochimica acta*, 1974. 38(5): p. 757-775.
- [42] Prowatke S., Klemme S., "Trace element partitioning between apatite and silicate melts", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2006. 70(17): p. 4513-4527.
- [44] McKay G.A., "Crystal/liquid partitioning of REE in basaltic systems: Extreme fractionation of REE in olivine", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1986. 50(1): p. 69-79.
- [45] McLennan S.M., "Rare earth element geochemistry and the "tetrad" effect", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1994. 58(9): p. 2025-2033.
- [46] Rollinson H.R., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", (2014) Routledge.
- [47] Ionov D.A., "Petrology of mantle wedge lithosphere: new data on supra-subduction zone peridotite xenoliths from the andesitic Avacha volcano, Kamchatka", *Journal of Petrology*, 2010. 51(1-2): p. 327-361.
- [48] Pearce J.A., Peate D.W., "Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas", *Annual Review Of Earth And Planetary Sciences*, Volume 23, pp. 251-286., 1995. 23: p. 251-286.
- [49] Tatsumi Y., Eggins S., "Subduction zone magmatism, in Subduction zone magmatism",
- [25] Neill I., et al., "Pliocene-Quaternary volcanic rocks of NW Armenia: magmatism and lithospheric dynamics within an active orogenic plateau", *Lithos*, 2013. 180: p. 200-215.
- [26] Boccaletti M., et al., "Neogene and quaternary volcanism of the Bijar Area (Western Iran)", *Bulletin Volcanologique*, 1976. 40(2): p. 121-132.
- [27] Moinevaziri H., "Introduction to the Magmatism of Iran", Tarbiat Moallem University, Tehran (1999).
- [28] Veysi S., Asibahanha A., Nasrabadi M., "the enclaves of the scoria cone of Qazjeh Kand (north of Qorveh)", xenolite or cumula? 2014.
- [29] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", *American mineralogist*, 1983. 68(1-2): p. 277-279.
- [30] Shokrollahi P., Rahimzadeh B., Ahadnejad V., "Mineral chemistry and thermobarometry of mafic enclaves of Qezelje-Kand volcano, northeast of Qorveh, Kurdistan", *Researches in Earth Sciences*, 2024. 15(4): p. 155-171.
- [31] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the rock-forming minerals", *Mineralogical Society of Great Britain and Ireland* (2013).
- [32] Best M.G., "Igneous and metamorphic petrology", 2002: John Wiley & Sons.
- [33] Foley S.F., Wheller G.E., "Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanates", *Chemical Geology*, 1990. 85(1-2): p. 1-18.
- [34] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", *Geological Society, London, Special Publications*, 1989. 42(1): p. 313-345.
- [35] Woodhead J., Eggins S., Gamble J., "High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge", *Earth and Planetary Science Letters*, 1993. 114(4): p. 491-504.
- [36] Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn T., "Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle", *Earth and Planetary Science Letters*, 1993. 120(3-4): p. 111-134.

- [53] Villaseca C., García Serrano J., Orejana D., "Pyroxenites and Megacrysts from alkaline melts of the Calatrava volcanic field (Central Spain): inferences from trace element geochemistry and Sr-nd isotope composition", *Frontiers in Earth Science*, 2020. 8: p. 132.
- [54] Kubeš M., et al., "Unravelling different mechanisms of metasomatism and geodynamic evolution of pyroxenite-veined subcontinental lithospheric mantle beneath the Central European Variscides", *Journal of Petrology*, 2024. 65(11): p. egae108.
- Blackwell Science; *Frontiers in Earth Sciences* (1995).
- [50] Azizi H., Asahara Y., Tsuboi M., "Quaternary high-Nb basalts: existence of young oceanic crust under the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran", *International Geology Review*, 2014. 56(2): p. 167-186.
- [51] Mouthereau F., Lacombe O., Vergés J., "Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence", *Tectonophysics*, 2012. 532: p. 27-60.
- [52] Xu X., et al., "Phlogopite-amphibole-pyroxenite xenoliths in Langao, Shaanxi Province, China: Evidence for mantle metasomatism", *Chinese Journal of Geochemistry*, 1997. 16(4): p. 318-329.