



## پترولوژی و ژئوشیمی خروجی‌های آندزیتی و آندزی بازالتی شرق طرود، جنوب شاهرود، استان سمنان پرویز قادری<sup>۱</sup>، مریم محمدی زاده<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> دانشگاه سراسری ارومیه، ارومیه Parviz.geology@gmail.com

<sup>۲</sup> دانشگاه یزد، یزد mohamadi.maryam35@yahoo.com

### چکیده

نوار ماگمایی در شمال زون ساختاری ایران مرکزی شامل یک توالی آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی به سن پالئوسن تا ائوسن میانی است که منطقه شرق طرود در ۱۳۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود با ترکیب غالب آندزیت، تراکی آندزیت تا تراکی بازالت جزئی از آن می- باشد. کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها بلورهای پلاژیوکلاز، اولیوین، پیروکسن و آمفیبل می‌باشد که دارای بافت شاخص پورفیری بوده اما بافت‌هایی نظیر خلیجی، اینترسرتال و افتیک هم در آنها به چشم می‌خورد. این سنگ‌ها متآلومینوس، دارای سرشت شوشونیتی و کالک آلکالن پتاسیم بالا بوده و از نظر شواهد ژئوشیمیایی، گسترش آنها مربوط به محیط‌های قوس کمان آتشفشانی فعال قاره‌ای می‌باشد. نرخ ذوب بخشی برای این سنگ‌ها حدود ۵ - ۱۰ و عمل ذوب در محدوده‌ی گارنت - اسپینل لرزولیت، بر آورد شده است. این سنگ‌ها از عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بالا (LILE) و عناصر خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی و در عناصر با قدرت یونی بالا (HFSE) و عناصر خاکی سنگین (HREE) تهی‌شدگی از خود نشان می‌دهند. غنی‌شدگی در LILE و HREE را می‌توان به تاثیر تحولات ماگمایی (عمق منشأ، پدیده‌ی تفریق، بالا بودن نسبت CO<sub>2</sub> به H<sub>2</sub>O در منشا و درجه ذوب بخشی پایین) در این سنگ‌ها نسبت داد. به نظر می‌رسد به دلیل کاهش و یا از بین رفتن و مثبت شدن ناهنجاری Eu در برخی نمونه‌ها، احتمالاً تبلور پلاژیوکلازها عامل تغییرات ناهنجاری‌های Eu و Sr باشد.

### واژه‌های کلیدی

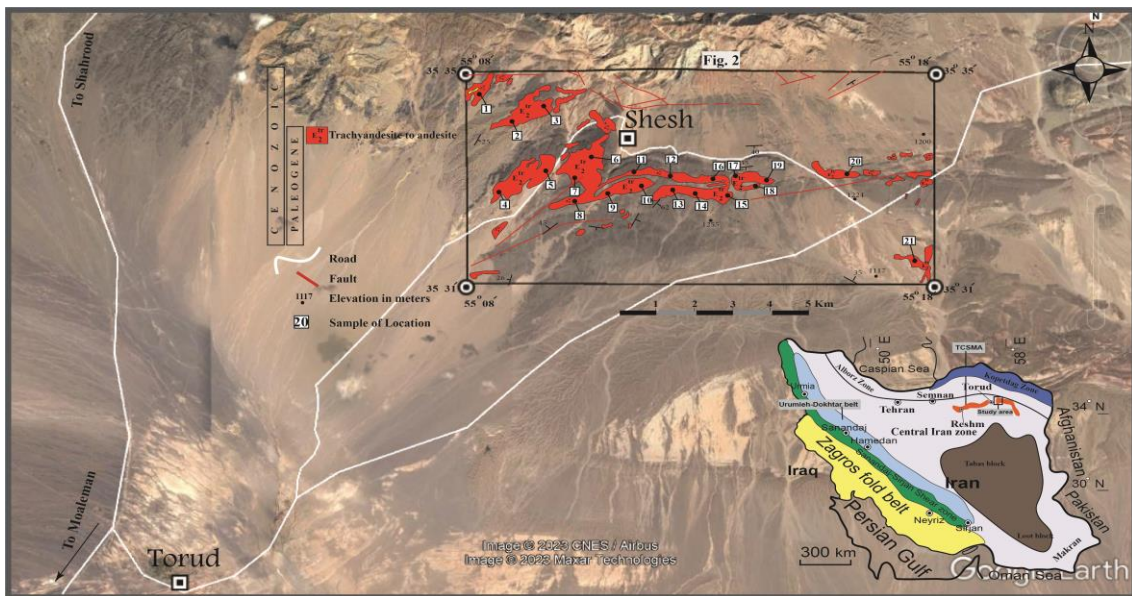
پترولوژی، ژئوشیمی، آندزیت، طرود، شاهرود.



۱. مقدمه

نوار ماگمایی در شمال زون ساختاری ایران مرکزی شامل یک توالی آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی به سن پالوسن تا ائوسن میانی است که منطقه مورد مطالعه با ترکیب غالب آندزیت، تراکی آندزیت تا تراکی بازالت جزئی از آن می‌باشد. تکاپوی واحدهای آذرین در لبه‌ی شمالی زون ایران مرکزی منحصراً به صورت فعالیت‌های آتشفشانی عمیق و نیمه عمیق بوده است. منطقه مورد مطالعه در ۱۳۲ کیلومتری جنوب شهرستان شاهرود (استان سمنان) و در ۱۰ کیلومتری شرق روستای طرود با مختصات جغرافیایی ۵۵° ۱۸' ۵۷" تا ۵۵° ۰۸' ۵۷" طول شرقی و ۳۵° ۳۱' ۳۳" تا ۳۵° ۳۵' ۳۳" عرض شمالی قرار دارد. این ناحیه با توجه به تقسیم بندی‌های زون‌های زمین ساختاری ایران، بخشی از زون ایران مرکزی می‌باشد (شکل ۱). در این ناحیه فعالیت‌های آتشفشانی به شکل گدازه‌های آندزیتی و آندزیتی بازالتی در محدوده‌ای از شرقی‌ترین قسمت کمان ماگمایی طرود - چاه شیرین شروع شده و تا دره دایی (بخش مرکزی کویر جنوب بیارجمند) در یک روند خطی با امتداد شرقی - غربی گسترش یافته‌اند.

بررسی مقدماتی منطقه با تهیه نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی و جمع‌آوری اطلاعات از منطقه آغاز گردید. نمونه برداری از سنگ‌های منطقه مربوط به توده اصلی و همچنین رخدادهای موجود در داخل توده می‌شود. در این فرایند تعداد ۲۱ نمونه‌ی سنگی سالم و بدون آلتراسیون از واحدهای رخنمون یافته در گستره‌ی شرق طرود تا جنوب آندره کوه برداشت شد (شکل ۱).



شکل ۱: جایگاه منطقه مورد مطالعه در تقسیم‌بندی زون‌های زمین‌ساختاری ایران همراه با نقشه موقعیت نمونه‌های برداشت شده در عملیات صحرایی.

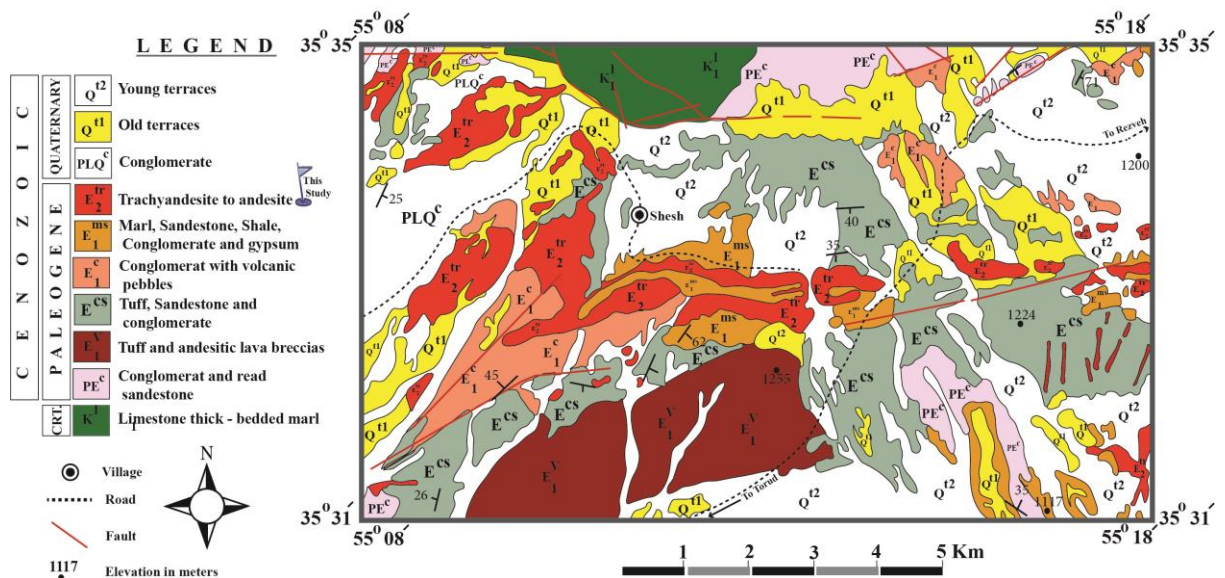
۲: زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

واحدهای زمین‌شناسی تشکیل دهنده در منطقه مورد مطالعه بیشتر سنگ‌های آذرین حد واسط با ترکیب آندزیت و همچنین توده‌های کوارتز دیوریتی و مونزونیتی همراه با رسوبات آبرفتی عهد حاضر می‌باشند که توسط واحدهای رسوبی از جنس کنگلومرا، شیل‌های دگرگون شده، مارن گچ‌دار و سنگ آهک‌های جوان همراهی می‌شوند. در قسمت شمالی منطقه مورد مطالعه نیز آهک‌های کرتاسه با میان لایه‌های مارن در یک روند خطی از ابتدای محدوده معدنی چاه موسی تا شرق روستای سهل گسترش یافته‌اند که یکی قدیمی‌ترین واحدهای منطقه را تشکیل می‌دهند. همچنین در قسمت‌های از محل گسترش مارن‌های کچ‌دار و گدازه‌های آتشفشانی لایه‌هایی از جنس کنگلومراهای گرد شده و دانه درشت را شاهدیم که بی ریشه و بدون نظم چینه‌شناسی‌اند و در گسترده‌ای با روند شرقی - غربی از جنوب روستای شش تا ابتدای واحدهای آندزیتی و آندزیتی داسیتی آندره کوه گسترش یافته‌اند و با توجه به شواهد زمین‌شناسی



صحرایی، گسترش آنها توسط گسل طاق شوری محدود می‌شود. بر روی این واحدهای رسوبی حوضه کم عمق دریائی با دگرشیبی زاویه-دار شامل آهک و آهک ماسه‌ای گسترش یافته که تا اطراف روستای سهل و ناحیه شق بیارجمند کشیده شده است. این واحد رسوبی کاملاً ریفی است و از سه راهی طرود - معلمان - شاهرود در کوه‌های شرقی روستای طرود و به سمت ارتفاعات شمالی روستای رزوه تا جنوب شهرستان بیارجمند نهشته شده است. گوشه دیگر واحدهای رسوبی شامل مارن‌های گچ دار با دگرشیبی زاویه دار بر روی واحدهای قدیمی خصوصاً کرتاسه قرار می‌گیرد. واحدهای آتشفشانی ائوسن (توف، آندزیت، تراکی آندزیت) در جنوب و جنوب‌غرب محدوده و واحدهای رسوبی قدیم‌تر شامل کنگلومرا، ماسه حاوی قطعات ولکانیکی اوایل ائوسن، آهک اوربیتولین دار کرتاسه، شیل-ماسه-سنگ ژوراسیک سازند شمشک و آهک دولومیتی پرمین هستند.

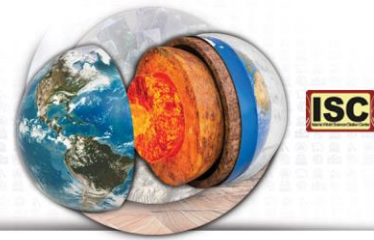
گسل‌های بزرگ در شمال و جنوب ارتفاعات آهکی و آهک دولومیتی منطقه (گسل سفید سنگ) و گسل راندگی در کویر مرکزی با امتداد شرقی-غربی (گسل طاق شوری) قرار دارند. این امتداد گسلی در قسمت غربی روستای طرود و در کمان ماگمایی طرود - چاه شیرین به ترتیب توسط دو گسل انجیلو در شمال و طرود در جنوب همراهی می‌شود. در بررسی‌های صحرائی و مطالعات زمین شناسی گسل‌های منشعب شده از دو گسل اصلی مذکور در ناحیه مورد مطالعه مشخص گردید که این گسل‌ها راندگی و چین خوردگی‌های نامتقارن با محور چین و خط راندگی، در امتداد شرقی - غربی است. نمایی از واحدهای سنگی ذکر شده در نقشه خلاصه شده منطقه نمایش داده شده است (شکل ۲).



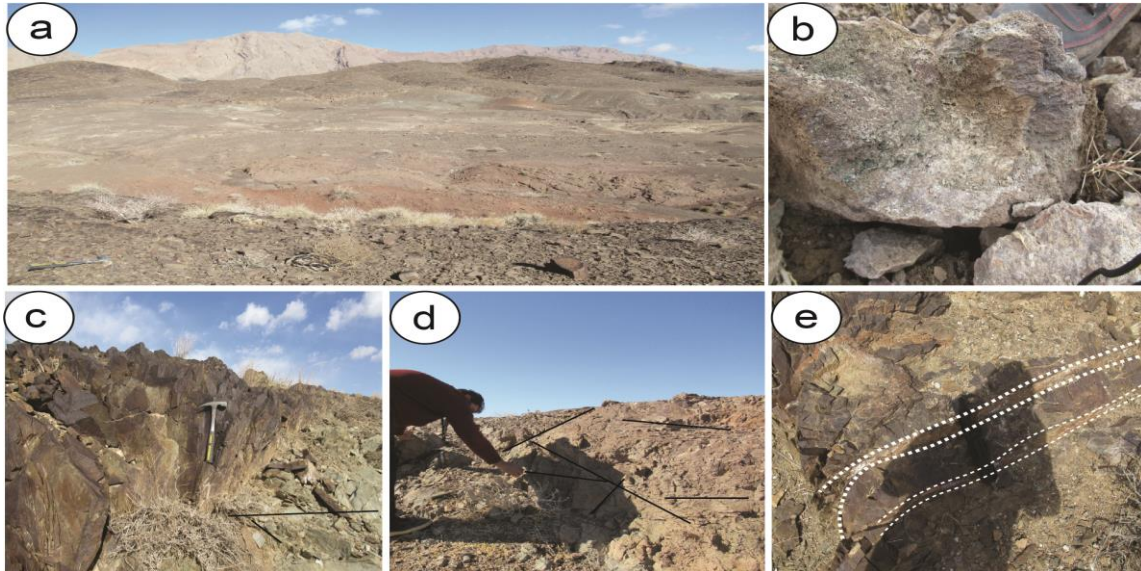
شکل ۲: نقشه‌ی زمین شناسی خلاصه شده منطقه مورد مطالعه.

### ۳: مطالعات پتروگرافی

شکل عمومی و نحوه‌ی استقرار این سنگ‌های بازیک به صورت توده‌ای، تومولوس (تپه‌ای)، استوک و خطی بوده و ارتفاعات متوسط با شیب ملایم را تشکیل داده‌اند (شکل ۳: a). در نمونه دستی رنگ سنگ‌ها خاکستری تیره، سیاه و قرمز رنگ تا سبز سیر است و گاهی دارای ساخت حفره‌ای و پامیسی هستند که همراه نمونه‌های بدون حفره خاکستری تیره تا سیاه رنگ در منطقه قرار گرفته‌اند (شکل ۳: b). در برخی موارد واکنش کانی‌های فرومنیزین سنگ بازالتی با آبهای جوی در سطح زمین باعث واکنش آهن در این کانی‌ها شده و رنگ قرمز را به سطح سنگ‌های منطقه بخشیده است، بنابراین رنگ قرمز تا قهوه‌ای سنگ‌های آندزیتی منطقه ناشی از شرایط اکسیداسیون و اپاسیتی شدن این سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۳: c). این سنگ‌ها دارای شکستگی‌های طبیعی در حجم پراکنده در خود هستند (شکل ۳: d). این شکستگی‌های طبیعی (دبی) در نتیجه عوامل مختلف، به خصوص انقباض و انبساط در حین سرد شدن ماگما، به وجود می‌آید. عواملی نظیر نیروهای تکتونیکی، تغییرات سریع درجه حرارت و عوامل فیزیکی و شیمیایی، آبهای نافذ نیز به تشکیل این شکستگی‌ها



کمک می‌کند. به احتمال زیاد عامل دبی سنگ‌های این ناحیه، در درجه اول نیرو و فشارهای ناشی از نیروهای تکتونیکی است. این شکستگی‌ها قطعات توده آذرین را در برخی نقاط به چندین قطعه چند وجهی و نامنظم تقسیم کرده است (شکل ۳: e). در سنگ‌های منطقه انقباض ناشی از انجماد گدازه نیروی کششی به وجود آورده است که این نیروها در سه جهت موازی با سطح گدازه و با زاویه ۱۲۰ درجه از یکدیگر عمل کرده است. در نتیجه‌ی تاثیر این نیروها توده آذرین در جهت قائم به ستون‌های چند وجهی تفکیک شده است.



شکل ۳: a: شکل عمومی و نحوه‌ی استقرار سنگ‌های منطقه (دید به سمت شمال)، b: نمونه‌ی دستی و صحرایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، c: رنگ قرمز و آلتراسیون سطحی در سنگ‌های منطقه، d: شکستگی‌های طبیعی توده‌های آذرین منطقه، e: قطعه قطعه شدن واحدهای آذرین منطقه در اثر نیروهای تکتونیکی.

#### ۴: مطالعات میکروسکوپی

جهت مطالعات میکروسکوپی، تعداد ۱۲ نمونه از سالم‌ترین و متنوع‌ترین نمونه‌های برداشت شده در عملیات صحرایی جدا و پس از بررسی و مقایسه مجدد آنها در آزمایشگاه، تعداد ۵ نمونه سنگی انتخاب و به کارگاه مقطع‌گیری شرکت زمین پژوه سهند ارسال گردید. در بخش آزمایشگاهی با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان مدل BX53-P کمپانی Olympus ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی مورد بررسی قرار گرفت. کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، اولیوین و کلینو پیروکسن هستند که توسط بلورهای کلریت، بیوتیت و آمفیبل به شکل کانی فرعی همراهی می‌شوند. بافت شاخص سنگ‌های منطقه پورفیری بوده اما بافت‌هایی نظیر تراکیتی، خلیجی، اینترسرتال، افتیک، ساب افتیک، صلیبی و غربالی هم در آنها به چشم می‌خورد.

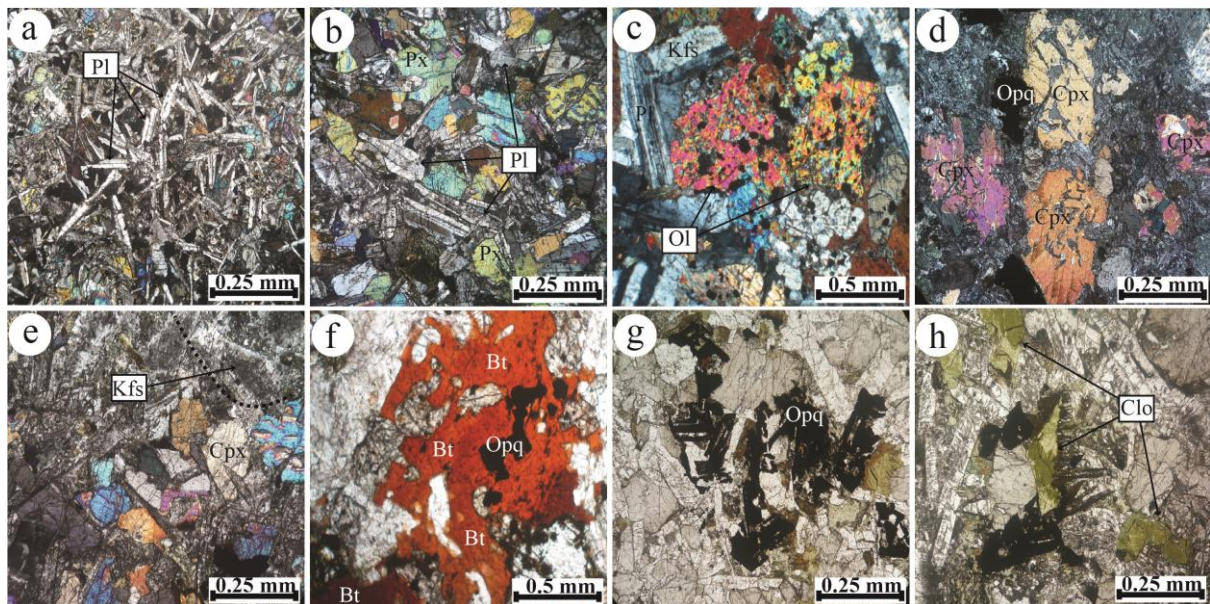
پلاژیوکلازها در این سنگ‌ها به صورت‌های مختلفی دیده می‌شوند. بعضی از پلاژیوکلازها خودشکل هستند. آنها به صورت ریز تا متوسط بلور دیده می‌شوند و دارای ساختار میکروولیتی هستند (شکل ۴: a). وجود تحلیل یافتگی، زونینگ نرمال و همچنین بافت غربالی از جمله خصوصیات این کانی در سنگ‌های مورد مطالعه است. بعضی دیگر ماکل پلی سنتتیک و آلبیتی داشته و دگرسان هستند (شکل ۴: b). الیوین گروه دیگر از کانی‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها می‌باشند. این کانی عمدتاً به صورت ریز تا متوسط بلور دیده می‌شود (شکل ۴: c). شکستگی‌هایی در بلورهای اولیوین قابل مشاهده است. الیوین در محیط خشک ابتدا به کلریت و سپس به سرپانتین و در محیط آبدار به سرپانتین تبدیل می‌شود. این کانی به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار (ایدیو مورف تا هیپ ایدیو مورف) دیده می‌شوند. در برخی موارد بر اثر دگرسانی به ایدینگسیت که محصول متداول و فراگیر آلتراسیون این کانی است، تبدیل شده‌اند.

کلینوپروکسن‌ها یکی دیگر از کانی‌های مهم سنگ‌های آذرین می‌باشد که مطالعه و بررسی ترکیب شیمیایی و فرمول ساختاری آنها، اطلاعات بسیار مهمی را در مورد نحوه تشکیل و ژن ماگما بدست می‌دهد [1]. در مقاطع مورد مطالعه پیروکسن‌ها اغلب به صورت بلورهای



بی شکل تا نیمه شکل دار بوده و عموماً فضای بین پلاژیوکلازها را اشغال نموده‌اند (شکل ۴: d). حاشیه خورد شده‌ی این بلورها در برخی از نمونه‌ها همراه با وجود بافت غربالی در بلورهای پلاژیوکلاز نشان دهنده‌ی آمیختگی کانی‌ها در مخزن ماگمایی و کاهش فشار لیتواستاتیک یا افزایش فشار بخار آب بر اثر بالا آمدن ماگما در حین صعود به سطح زمین می‌باشد [2]. این کانی نیز همانند اولیوین تحت تاثیر دگرسانی به اپاسیت و اورالیت دگرسانی حاصل کرده است.

بلورهای فلدسپار پتاسیم با اندازه‌های تا ۰.۵ میلی متر، که غالباً دارای ماکل کارلسباد هستند، در مقاطع مورد مطالعه قابل مشاهده می‌باشند. این بلورها گاه‌گاه دارای هم‌رشدی با بلورهای پلاژیوکلاز هستند (شکل ۴: e). بیوتیت اغلب به صورت بی شکل تا نیمه شکل دار در سنگ‌های آندزیتی منطقه قابل مشاهده است. در بعضی موارد این کانی بر اثر محلول‌های آبدار گرم به سرسیت آتره شده است. در بیشتر موارد این کانی به کلریت تجزیه شده است (شکل ۴: f). کانی‌های اوپک به صورت پراکنده و با ترکیب عموماً تیتانومگنتیت و تیتانواوژیت قابل مشاهده‌اند. غالباً این کانی‌ها به صورت آغشتگی در شکستگی‌های سنگ هم مشاهده می‌شوند (شکل ۴: g). کلریت در اندازه‌ی کمتر از ۰/۵ میلی متر در مقاطع مورد مطالعه قابل مشاهده بوده و در زمینه‌ی سنگ همراه با بلورهای اولیوین و کلینوپیروکسن دیده می‌شود (شکل ۴: h).



شکل ۴: a, b: نمونه‌ای از بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های آندزیتی منطقه مورد مطالعه، c: نمونه‌ای از بلورهای اولیوین در سنگ‌های آندزیتی منطقه مورد مطالعه، d: نمونه‌ای از بلورهای کلینوپیروکسن در سنگ‌های آندزیتی منطقه مورد مطالعه، e: نمونه‌ای از بلورهای فلدسپار پتاسیم در سنگ‌های آندزیتی منطقه مورد مطالعه، f: بلورهای بیوتیت در سنگ‌های آندزیتی منطقه مورد مطالعه، g: پراکندگی کانی‌های اوپک در سنگ‌های آندزیتی منطقه مورد مطالعه، h: نمونه‌ای از بلورهای کلریت در سنگ‌های آندزیتی منطقه مورد مطالعه. (تصاویر a, b, c, d, e در حالت XPL و تصاویر f, g, h در حالت PPL گرفته شده است)، (علائم اختصاری کانی‌ها از [3]).

#### ۵: ژئوشیمی

مطالعه بر روی تغییر و تحول ایجاد شده و دنبال کردن حوادث رخ داده در ماگما و سنگ‌های حاصل از آن، توسط روش‌های ژئوشیمیایی صورت می‌گیرد [4]. بدین منظور جهت بررسی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه، پس از نمونه برداری و مطالعات پتروگرافی، تعداد ۸ نمونه تازه و غیر دگرسان از بین نمونه‌های برداشت شده صحرایی انتخاب و جهت انجام آنالیز شیمیایی به شرکت ALS Minerals کشور ایرلند ارسال شد. تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی و فرعی به ترتیب به وسیله دستگاه ICP-OES و ICP-MS مدل ISO/IEC 17025 انجام شده و برای هر نمونه ۱۰ اکسید اصلی و ۲۱ عنصر فرعی و ۱۴ عنصر خاکی نادر ارائه گردید (جدول ۱).



۵-۱: ژئوشیمی سنگ کل

فراوانی سیلیس 55.4 - 48.7 % است (جدول ۱). تغییرات درصد  $Al_2O_3$  در بازه 13.6 - 14.75 در تغییر است. به طور کلی، این سنگها دارای مقادیر  $Na_2O$  (3.2 - 1.94) و  $CaO$  (12.65-9.81) و مقادیر  $MgO$  (6.61-7.74)،  $TiO_2$  (1.99-1.46)،  $K_2O$  (0.93-2.81) هستند (جدول ۱). همچنین این سنگها دارای فراوانی  $Ba$  (179.5-120 ppm)،  $Sr$  (446-1015 ppm)،  $Y$ ،  $Rb$  (8.8-33.2 ppm) و  $Zr$  (92-120 ppm) می باشد (جدول ۱).

جدول ۱: نتایج حاصل از آنالیز شیمیایی اکسید عناصر اصلی (به %) و عناصر فرعی و نادر خاکی (به ppm) به روش ICP-MS

	ZE <sub>1</sub>	ZE <sub>5</sub>	ZE <sub>6</sub>	ZE <sub>7</sub>	ZE <sub>11</sub>	ZE <sub>13</sub>	ZE <sub>15</sub>	ZE <sub>16</sub>
SiO <sub>2</sub>	55.4	49.2	54.2	48.7	53.3	48.9	52.7	50.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.55	13.6	14.75	14.4	14.65	14.75	14.05	13.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.4	12	10.55	11.05	10.85	10.45	12.8	12.75
CaO	12.4	9.92	11.9	11.6	11.5	12.65	9.81	9.93
MgO	7.75	7.05	7.84	7.39	7.91	7.66	6.86	6.61
Na <sub>2</sub> O	1.94	3.07	2.07	1.83	2.08	1.96	3.02	2.46
K <sub>2</sub> O	2.72	0.93	1.74	2.38	1.96	1.54	1.21	2.81
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.01	0.04	0.05	0.05	0.05	0.02	0.02
TiO <sub>2</sub>	1.49	1.66	1.47	1.97	1.5	1.46	1.99	1.95
MnO	0.15	0.17	0.15	0.16	0.15	0.15	0.18	0.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.17	0.17	0.18	0.14	0.14	0.2	0.18
SrO	0.04	0.1	0.06	0.04	0.06	0.04	0.07	0.05
BaO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02
LOI: 0.01	2.03	2.48	2.4	2.88	2.42	1.83	2.59	2.24
Tot: 0.01	100.07	100.38	100.36	100.65	100.59	100.59	101.53	100.94
Ba	132	169	152.5	146.5	179.5	120	236	148.5
Ce	24.5	29.2	25.7	30.2	24.6	24.3	32.8	28.5
Cr	310	60	310	330	320	310	120	120
Cs	0.6	0.55	0.75	1.43	0.79	0.49	0.8	0.75
Dy	3.46	4.08	3.48	4.04	3.38	3.5	4.3	3.78
Er	1.88	2.08	1.94	2.12	1.86	1.75	2.35	2.13
Eu	1.17	1.37	1.19	1.41	1.17	1.22	1.47	1.44
Ga	18.4	18.2	19	19	17.9	17.9	20.7	20
Gd	3.92	4.59	4	4.65	3.89	3.87	4.82	4.41
Hf	2.5	2.9	2.4	3	2.2	2.5	3	3.1
Ho	0.64	0.79	0.69	0.78	0.67	0.65	0.84	0.77
La	11.8	14.1	12.7	14	11.8	11.6	15.8	13.5
Lu	0.21	0.27	0.23	0.26	0.23	0.21	0.28	0.27
Nb	10.9	13.2	11.4	14.7	10.8	10.6	13.5	13.1
Nd	14.1	17.6	15.3	18.1	14.7	14.3	18	16.3
Pr	3.32	3.97	3.55	4.05	3.39	3.36	4.24	3.75
Rb	19.9	30.7	21.7	8.8	33.2	13.3	31.3	22
Sm	3.53	4.46	3.78	4.49	3.74	3.53	4.59	4.27
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr	453	1015	627	446	677	420	708	500
Ta	0.5	0.9	0.7	0.9	0.6	0.6	0.8	0.7
Tb	0.59	0.7	0.6	0.69	0.59	0.6	0.71	0.7
Th	1.6	1.97	1.66	1.67	1.56	1.53	2.22	1.93
Tm	0.25	0.3	0.25	0.29	0.24	0.23	0.29	0.32
U	0.44	0.53	0.45	0.46	0.42	0.4	0.61	0.56
V	260	292	274	290	266	254	344	334
W	<1	1	<1	<1	1	<1	<1	<1
Y	17.6	20.8	18.7	19.2	17.7	17.2	21.5	19.8
Yb	1.52	1.82	1.59	1.59	1.55	1.52	1.92	1.77
Zr	92	111	98	115	93	93	120	113



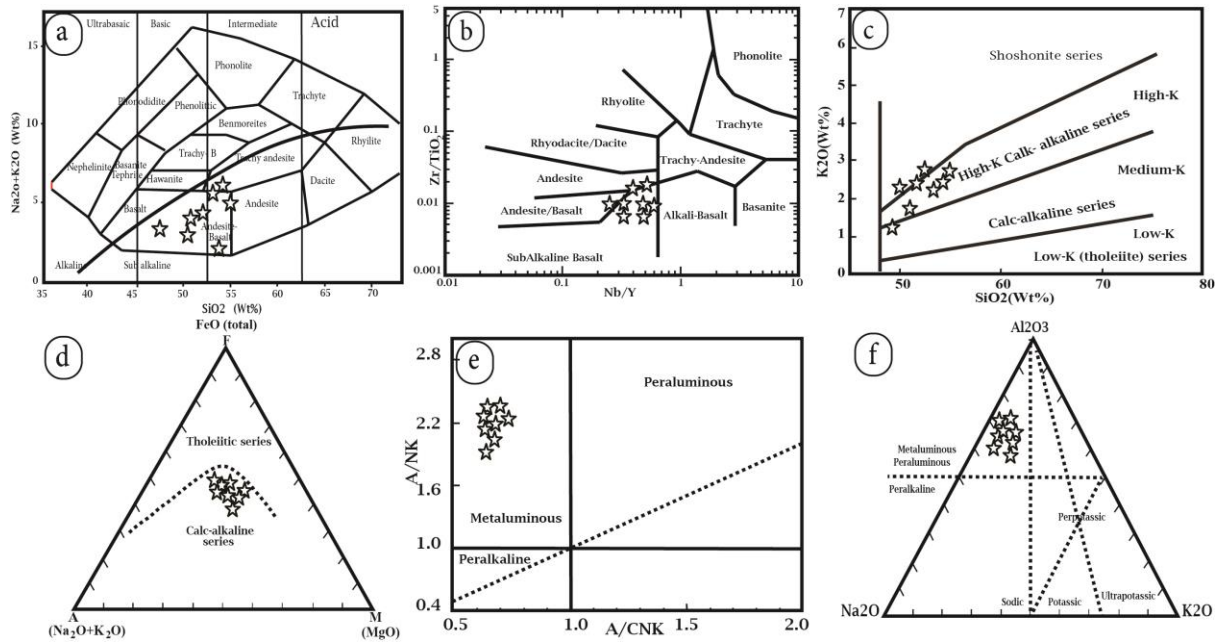
#### ۲-۵: طبقه بندی، تعیین سری و شاخص اشباعیت از آلومینیوم

در نمودار ارائه شده توسط کاکس و همکاران (۱۹۷۹) که حاصل تقابل اکسید  $\text{SiO}_2$  در مقابل اکسیدهای  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  می باشد، نمونه های منطقه مورد مطالعه در محدوده آندزیت و آندزیت بازالتی قرار می گیرند. از این نمودار تحت عنوان نمودار مجموع آلکالی در مقابل سلیس (TAS) نیز نام برده می شود. زمین شناسان مختلف با تغییر جزئی در مرز سنگ ها، نمودارهای متفاوتی را ارائه می کنند. که بعدها از این نمودارها برای تفکیک سری آلکالی و ساب آلکالی نیز استفاده می شود [5]. در این نمودار همچنین مرز بین سنگ های آلکالی و ساب آلکالی تفکیک شده که نمونه های مورد مطالعه در محدوده ساب آلکالی قرار می گیرند (شکل ۵: a). با استفاده از نسبت عناصر فرعی یا اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی هم می توان انواع سنگ های با ترکیبات مختلف را از هم تفکیک کرد. وینچستر و فلوئید (۱۹۷۹) به دلیل تحرک قابل توجه عناصر آلکالی طی حوادث زمین شناسی پس از انجماد سنگ، بر اساس فراوانی و توزیع برخی عناصر کمیاب و فرعی نمودارهایی را ارائه نمودند. در نمودار Nb/Y در مقابل  $\text{Zr/TiO}_2$  [6] نمونه های مورد مطالعه در محدوده بازالت ساب آلکالی و آندزی بازالت قرار می گیرند (شکل ۵: b).

به منظور تشخیص و تعیین سری های ماگمایی از ترکیب کانی شناسی و شیمیایی سنگ های آذرین کمک گرفته می شود. در نمودار  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{K}_2\text{O}$  [7] سنگ های آذرین بر اساس میزان پتاسیم به انواع توله آیت، کالک آلکالی با پتاسیم کم، کالک-آلکالی با پتاسیم زیاد و شوشونیت قابل تفکیک هستند که نمونه های منطقه شرق طرود در محدوده کالک آلکالی با پتاسیم بالا و شوشونیت قرار می گیرند (شکل ۵: c). در نمودار مثلثی  $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO}^*$  ارائه شده توسط [8] جهت تفکیک سری تولییتی از کالک آلکالی، نمونه های سنگی منطقه مورد مطالعه در محدوده کالک آلکالی قرار می گیرد (شکل ۵: d). بنابر عقیده ایروین و باراگار (۱۹۷۱) در اثر بالا بودن فشار بخشی اکسیژن در سری کالک آلکالی آهن ماگما وارد فاز اکسیدی مگنیتیت و تیتانومگنیتیت می شود و میزان آهن دوظرفیتی از سنگ های بازیک تا اسیدی در این سری کاهش می یابد ولی در سری تولییتی چون فشار بخشی اکسیژن در مراحل اولیه پائین است آهن مصرف نمی شود لذا منیزیم وارد ساختمان کانی های اولترا مافیک شده و ماگما از آهن، به طور نسبی غنی می شود. سری کالک آلکالی حاوی آهن کمتر اما آلومینیوم بیشتری است.

[9] بر اساس مفهوم اشباع آلومینیوم و با استفاده از مقادیر مولار کلسیم، سدیم و پتاسیم، و بر اساس این شاخص ها، سنگ های آذرین را به چهار تیپ پرآلومینوس، متآلومینوس، پرآلکالی و ساب آلومینوس طبقه بندی کرد: (مقادیر مولی آلومینوم را با A، کلسیم را با C، سدیم را با N و پتاسیم را با K نشان می دهند). با توجه به نمودار A/NK در مقابل A/CNK [9] نمونه های منطقه مورد مطالعه در محدوده سنگ های متآلومینوس قرار می گیرند (شکل ۵: e). همچنین در نمودار مثلثی  $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3$  از [10] نیز نمونه های منطقه مورد مطالعه در محدوده متآلومینوس قرار می گیرند (شکل ۵: f).

با فرض اینکه سنگ های آذرین منطقه شرق طرود از انجماد ماگمایی با همان ترکیب (ترکیب غالب آندزیتی) به وجود آمده باشند، می توان بدون توجه به ترکیب کانی شناسی سنگ، به ویژه با توجه به اینکه سنگ های منطقه دارای فازهای تیتانومگنیتیتی به شکل کانی اوپک هستند، ترکیب شیمیایی آنها را حاصل از ذوب یک گوه گوشته ای غنی شده در بالای زون فرورانش دانست که منشا غنی شده آنها توسط نمودارهای مربوطه به اثبات رسیده است. اما چنانچه بپذیریم تغییرات شیمیایی و کانی شناسی سنگ های ماگمایی منطقه به دلیل تغییرات در ماگماهای پدید آورنده آنها باشد، وجود یا عدم وجود رابطه بین ترکیب شیمیایی سنگ های آذرین به تحولات ماگمایی منطقه ربط خواهد داشت که در این مورد نیاز به مطالعات ایزوتوپی می باشد. به علاوه با روشن شدن جایگاه تولید ماگما در این منطقه می توان نقش محیط تکتونوماگمایی را در سرشت شوشونیتی و متآلومینوس این سنگ ها دخیل دانست.



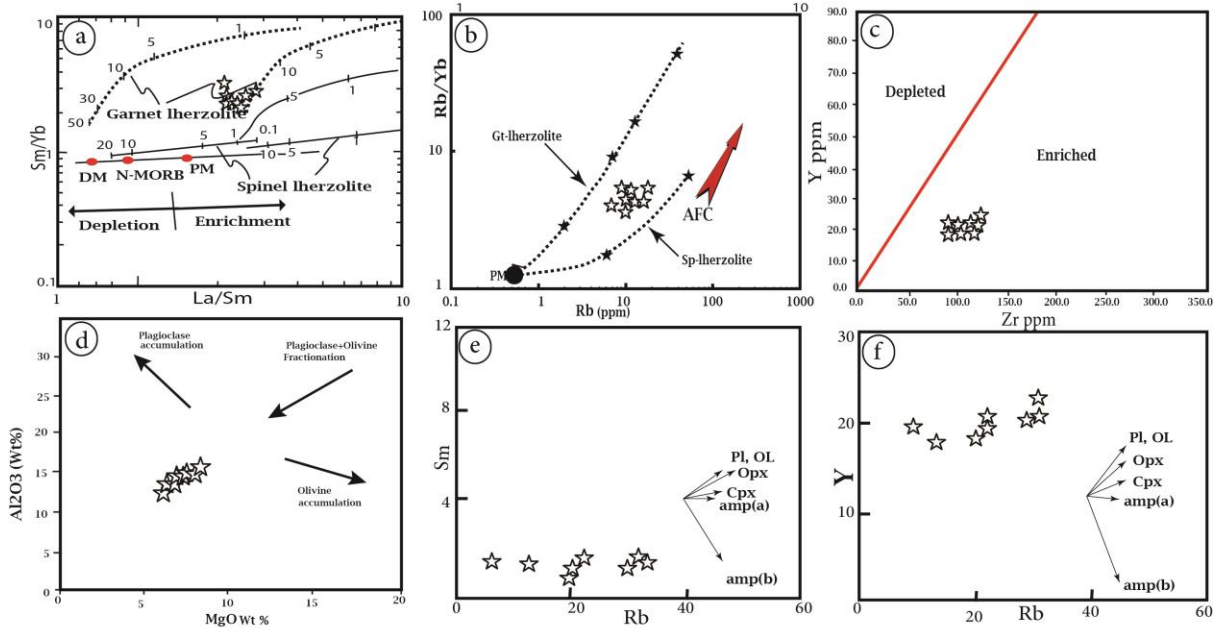
شکل ۵: a: نمودار طبقه بندی  $SiO_2$  در مقابل  $Na_2O + K_2O$  [5], b: نمودار  $Nb/Y$  در مقابل  $Zr/TiO_2$  [6], c: نمودار  $SiO_2$  در مقابل  $K_2O$  جهت تعیین سری نمونه‌های منطقه مورد مطالعه [7], d: نمودار مثلثی  $MgO-Al_2O_3-FeO^*$  ارائه شده توسط [8] جهت تفکیک سری تولیتی از کالک‌آلکالین، e: نمودار  $A/NK$  در مقابل  $A/CNK$  [9] جهت تعیین شاخص اشباعیت از آلومینیوم f: نمودار مثلثی  $Na_2O-K_2O-Al_2O_3$  از [10].

### ۳-۵: درجه ذوب بخشی و اصلی‌ترین کانی‌های تفریق یافته

جهت بررسی کانی‌شناسی و تعیین درجه ذوب بخشی سنگ منشأ از نسبت‌های عنصری عناصر ناسازگاری مانند  $La/Sm$  در مقابل  $Sm/Yb$  از [11] که نشان دهنده ذوب متعادل و ذوب نامتعادل (تفریقی) و منحنی‌ها و اعداد از [12] هستند، استفاده گردید. بر اساس این نمودار، ذوب بخشی متعادل و ذوب بخشی نامتعادل سنگ منشأ نیز قابل ارزیابی می‌باشد. مدل ارائه شده برای هر دو نوع ذوب بخشی به وسیله معادلات [13] انجام گردیده است. ضرایب توزیع سنگ کل برای اسپینل گارنت لرزولیت و اسپینل لرزولیت از [14] و ترکیب عناصر فرعی برای اسپینل گارنت لرزولیت و اسپینل لرزولیت از [15] می‌باشند. در نمودار نسبت  $La/Sm$  در مقابل  $Sm/Yb$  [11] سنگ‌های منطقه در محدوده‌ی گارنت اسپینل - لرزولیت با آهنگ ذوب ۱ تا ۱۵ درصد قرار گرفته و ارتباط این سنگ‌ها را با گوشته‌ی غنی شده نشان می‌دهند (شکل ۶: a). در نمودار  $Rb/Yb$  در مقابل  $Rb$  [16] نیز سنگ‌های منطقه آهنگ ذوب ۱ تا ۱۰ درصد را به نمایش می‌گذارند، همچنین در این نمودار روند قرارگیری نمونه‌های منطقه نیز با روند  $AFC^1$  (A) هضم، (F) تفریق و (C) تبلور همخوانی دارد که نشان می‌دهد ماگمای حد واسط تا بازیک شرق طرود، طی جاگیری و همراه با تفریق و تبلور در سطح زمین با مواد پوسته‌ای آرایش داشته است (شکل ۶: b). برای بررسی میزان غنی شدگی و تهی شدگی سنگ‌های منطقه از نمودار  $Y$  در مقابل  $Zr$  ارائه شده توسط [17] استفاده شد. این نمودار ارتباط سنگ‌های منطقه را با یک گوشته‌ی غنی شده نشان می‌دهد (شکل ۶: c). جهت تعیین اصلی‌ترین کانی‌های تفریق یافته از ماگما نیز از نمودارهای مختلفی بهره گرفته شد. در نمودار  $Al_2O_3$  در مقابل  $MgO$  ارائه شده توسط [18] روند نمونه‌های مورد مطالعه با تفریق کانی‌های اولیوین و پلاژیوکلاز، همخوانی دارد (شکل ۶: d). در نمودارهای  $Rb$  در مقابل  $Sm$  ارائه شده توسط [11] نیز روند قرارگیری نمونه‌ها با روند اولیوین و پلاژیوکلاز همخوانی دارد (شکل ۶: e). در نمودار  $Rb$  در مقابل  $Y$  ارائه شده توسط [19] الگوی قرارگیری نمونه‌ها مانند موارد قبلی با الگوی پلاژیوکلاز و اولیوین و تا حدی نیز کلینوپیروکسن مطابقت دارد (شکل ۶: f).

<sup>1</sup> (Assimilation, Fractionation and Crystallization)





شکل ۶: a: نمودار Sm/Yb در مقابل La/Sm [11]، b: نمودار Rb/Yb در مقابل Rb [16]، c: نمودار Y در مقابل Zr [17] جهت منبع گوشته‌ای غنی و یا تهی شده، d: نمودار  $Al_2O_3$  در مقابل MgO [18] جهت تعیین روند تفریق کانی‌ها، e: نمودارهای Rb در مقابل Sm [11] جهت تعیین روند تفریق کانی‌ها، f: نمودار Rb در مقابل Y ارائه شده توسط [19].

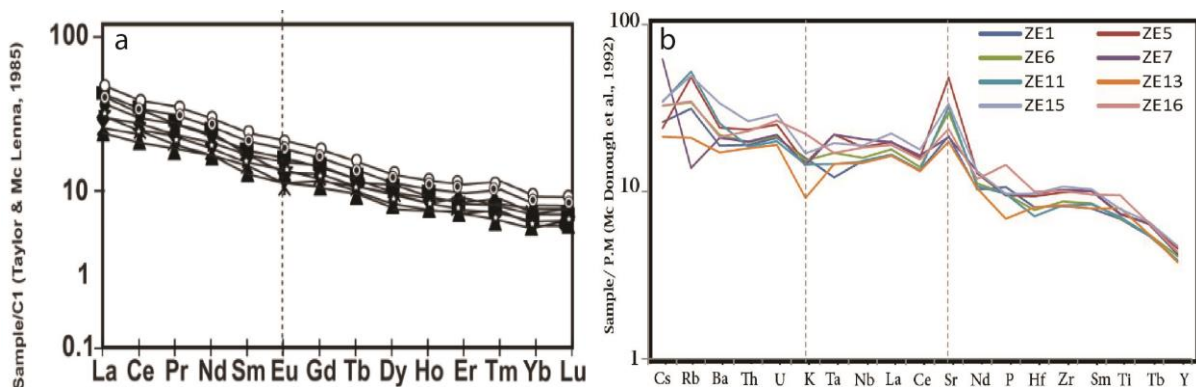
#### ۴-۵: بررسی نمودارهای الگوی REE و چند عنصری (اسپایدر دیاگرام) سنگ‌های منطقه

الگوی REE در یک سنگ آذرین به وسیله‌ی شیمی REE سنگ منشا و تعادل بلور - مذاب که در طول تکامل آن سنگ رخ داده، کنترل می‌شود [4]. در اینجا به صورت کیفی نقش جداگانه‌ی تک کانی‌ها در طول تکامل ماگما، چه به صورت ذوب بخشی و چه به علت تفریق بلوری مورد بررسی قرار خواهد گرفت. برای بررسی رفتار عناصر خاکی در ماگماها معمولاً آنها را نسبت به یک مرجع، نرمالیز یا بهنجار می‌کنند که معروفترین آنها نرمالیز به کندریت و گوشته‌ی اولیه است. در این مطالعه سنگ‌های منطقه نسبت به کندریت [20] نرمالیز شده‌اند (شکل ۷: a). کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، اولیوین و بیوتیت نقش اصلی را در جذب و توزیع عناصر خاکی نادر در منطقه داشته‌اند. کانی پلاژیوکلاز نقش اصلی را در جذب و توزیع عنصر Eu دارد. تفریق پلاژیوکلاز از مذاب، باعث جذب Eu از مذاب شده و آنومالی منفی از این عنصر در نمودارهای الگوی REE ایجاد می‌نماید. در هر دو نمودار سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه نسبت به عناصر LREE غنی‌شدگی و نسبت به عناصر HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. بالا بودن نسبت LREE/HREE نشان دهنده‌ی بالا بودن نسبت  $CO_2$  به  $H_2O$  در منشا و عمق بیشتر در منشا ماگما و یا پدیده‌ی تفریق می‌باشد. یکنواختگی روند الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی بیانگر منشا مشترک آنهاست [21]. میانگین نسبت La/Yb در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه برابر با ۷٫۹۲ می‌باشد که این ویژگی به همراه نبود آنومالی منفی عنصر Eu، بیانگر ویژگی‌های سنگ‌های مرتبط با قوس آتشفشانی است [22]. غنی‌شدگی HREE در این سنگ‌ها ممکن است به دلیل باقی ماندن گارنت در منشا [23]، آلیش با مواد پوسته‌ای [24] باشد. عدم وجود آنومالی مثبت و یا منفی واضحی از عنصر Eu بیانگر عدم مداخله‌ی کانی‌های در برگیرنده‌ی این عنصر (پلاژیوکلاز) در فرایند ذوب بخشی است. عناصر نادر خاکی سبک چون ناسازگارتر از انواع سنگین REE هستند [25]. بنابراین در فازهای اولیه ذوب بخشی وارد مذاب تولید شده (که همان مذاب حد واسط و بازیک است) می‌شوند و در نتیجه با توجه به نرخ ذوب بخشی پایین در این سنگ‌ها (کمتر از ۱۵٪) فراوانی بیشتری از خود نشان می‌دهند. غلظت‌های بالای LREE درجات کوچک ذوب بخشی با یک منشأ غنی‌شده از عناصر LREE را نشان می‌دهد. به عقیده [26,27] غنی‌شدگی در LREE نسبت به HREE مشخصه‌ی سنگ‌های آکالین و کالک آکالین می‌باشد. غنی‌شدگی LREE در این سنگ‌ها در نتیجه تفریق کانی‌ها [28] و منبع اولیه غنی از LREE قابل توجه است. عناصر نادر خاکی سبک نسبت به فازهای تبلور یافته



نظیر اولیوین و کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز، ناسازگار بوده است و در حین تبلور و تفریق این فازها در ماگما، به میزان فزاینده‌ای در مایعات باقی مانده تحول یافته، متمرکز می‌شوند [4].

جهت بررسی نمودارهای اسپایدر دیاگرام (نمودارهای چند عنصری)، نمونه‌های عنصری سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، به گوشته‌ی اولیه [17] نرمالیز شدند که نتایج زیر حاصل شد (شکل ۷: b). در حالت کلی عناصر LILE و عناصر LREE نسبت به عناصر HFSE و HREE فراوانی بیشتری دارند. کانی‌های کلینوپیروکسن، بیوتیت و پلاژیوکلاز در کنترل و توزیع این عناصر موثر بوده‌اند. Rb, Ba بیشتر توسط بیوتیت و کلینوپیروکسن جذب می‌شوند. آنومالی مثبت از ربیدیم در اکثر نمونه‌ها در نمودارهای عنکبوتی ناشی از عدم تفریق هورنبلند و بیوتیت از مذاب بخشی می‌باشد. استرانسیوم جانشین کلسیم در پلاژیوکلاز می‌شود پس آنومالی مثبت آن توسط حضور این کانی در فرآیند تفریق قابل توجه است. باریم از نظر شعاع یونی تنها عنصر اصلی قابل مقایسه با پتاسیم است، بنابراین در بیوتیت و فلدسپار پتاسیم وارد می‌گردد. از آنجایی که ظرفیت باریم بیشتر از پتاسیم است توسط ترکیبات پتاسیم دار تصرف می‌شود. این عنصر در کانی‌های دیگری مثل پلاژیوکلاز و هورنبلند نیز جایگزین می‌شود. بالا بودن این عنصر در سنگ‌های ناحیه را می‌توان به مشارکت کانی‌های در برگیرنده‌ی این عنصر در تشکیل مذاب و انجام عمل تفریق ماگمایی دانست. چون سنگ‌های ناحیه حاصل گوشته‌ای با ترکیب گارنت - اسپینل لرزولیت می‌باشند لذا با تفریق کانی‌های حامل Ba، مذاب حاصله از این عنصر غنی می‌گردد. تهی‌شدگی قابل توجه از HREE نشانگر باقی ماندن گارنت در فاز تفاله و عدم مشارکت آن در فرآیند تولید مذاب است. در اکثر نمونه‌ها عناصر ناسازگار نامتحرک با پتانسیل یونی بالا (HFSE) و P به طور آشکاری ناهنجاری منفی، اما برخی از عناصر لیتوفیل ناسازگار متحرک با شعاع یونی بزرگ (مانند: Ba, K, Sr, Rb, LILE) ناهنجاری مثبت نشان می‌دهند. دسته اول عناصر، به دلیل حلالیت پایین، نمی‌توانند به وسیله سیالات فرورانشی وارد مذاب شوند [29,30]. همچنین کانی‌های نگهدارنده و پایدار در لیکیدوس محل ذوب در گوشته در مناطق فرورانشی، مانند روتیل، آپاتیت و تیتانیت می‌توانند باعث ناهنجاری‌های منفی برخی از این عناصر شوند [29,31] وجود چندین تحذب در عناصر موجود در اسپایدر دیاگرام، دلالت بر آلودگی پوسته‌ای دارد.

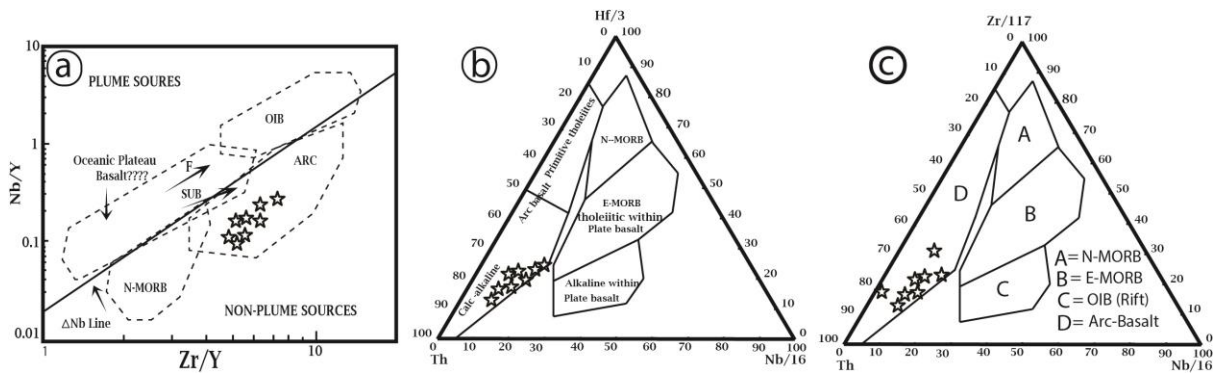


شکل ۷: a: نمودار الگوی REE نرمالیز شده به کندریت تیلور و مک لنن [20]، b: نمودار عنکبوتی نرمالیز شده به گوشته اولیه [17].

#### ۵-۵: بررسی محیط تکتونو ماگمایی

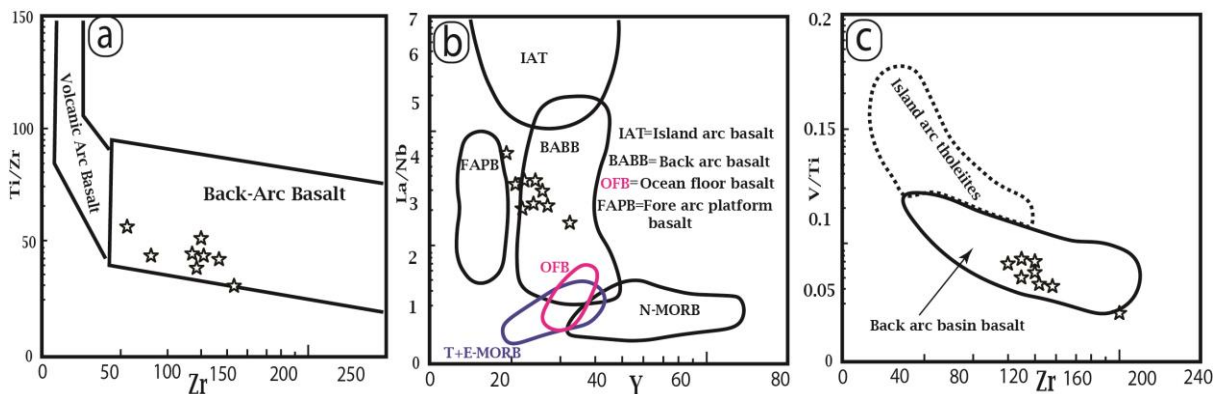
تعیین محیط تکتونیکی و ماگمایی سنگ‌های آذرین در زمان تشکیل آنها یکی از مباحث اصلی در پترولوژی است. در نمودار Nb/Yb در مقابل Zr/Yb ارائه شده توسط [32]، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده‌ی کمان قاره‌ای قرار می‌گیرند. این نمودار دو منشا مرتبط و غیر مرتبط با پلام گوشته‌ای را نیز از همدیگر تفکیک می‌نماید که نمونه‌های منطقه در محدوده‌ی غیر مرتبط با پلام گوشته‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۸: a).

در نمودارهای مثلثی Hf/3-Th-Ta و Hf/3-Th-Nb/16 ارائه شده توسط [33]، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی سنگ‌های مرتبط با قوس کالک آلکالن قرار می‌گیرند. این نمودار سنگ‌های مرتبط با محیط تکتونیکی درون صفحه‌ای را از سنگ‌های جزایر اقیانوسی و سنگ‌های پشته‌های میان اقیانوسی جدا می‌کند (شکل ۸: b,c).



شکل ۹: a: نمودار Nb/Yb در مقابل Zr/Yb ارائه شده توسط [32]، b، c: نمودارهای مثلثی Hf/3-Th-Ta و Hf/3-Th-Nb/16 ارائه شده توسط [33].

در نمودار Zr در مقابل Ti/Zr ارائه شده توسط [31] به منظور تمایز بین بازالت‌های حوضه‌ی پشت کمانی (BABB) و بازالت‌های کمان (VAB) نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در قلمرو بازالت‌های مرتبط با حوضه‌های پشت کمانی قرار گرفته‌اند (شکل ۹: a). در نمودار Y در مقابل La/Nb ارائه شده توسط [34]، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده‌ی سنگ‌های مرتبط با حوضه‌های پشت کمان قرار می‌گیرند (شکل ۹: b). این نمودار بازالت‌های حوضه‌های پشت کمان (BABB) را از بازالت‌های تولیت جزایر قوسی (IAT)، بازالت‌های پلتفورمی جلو کمان (FAPB)، بازالت‌های سیلابی اقیانوسی (N-MORB) و E-MORB جدا می‌کند. در نمودار Zr در مقابل V/Ti ارائه شده توسط [31] نیز نمونه‌های منطقه در محدوده‌ی بازالت‌های پشت کمانی قرار می‌گیرند (شکل ۹: c). این نمودار محیط‌های جزایر کمانی (IAT) را از بازالت‌های پشت کمانی (BABB) جدا می‌کند.



شکل ۹: a: نمودار Zr در مقابل Ti/Zr ارائه شده توسط [31]، b: نمودار Y در مقابل La/Nb ارائه شده توسط [34]، c: نمودار Zr در مقابل V/Ti ارائه شده توسط [31].

محیط‌های پشت کمانی برای این منطقه که سنگ‌ها در محیط خشکی فوران کرده‌اند، و در لبه‌ی فرورانشی در زمان ائوسن، (فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس شاخه سبزوار (درونه) به زیر لبه جنوبی ورقه البرز) قرار دارند [35]. همچنین آثار بارز رژیم تکتونیکی مرتبط با قوس که یکی از پیامدهای آن ذوب و تحول گوه گوشته‌ای روی ورقه مذکور بوده و به تشکیل سنگ‌های آذرین مورد نظر انجامیده است، می‌تواند محیط قابل قبولی در این ناحیه قلمداد شود. ماگماهای حوضه‌های پشت کمانی عموماً سرشتی شوشونیتی و کالک آلکالن دارند و مرتبط با سیستم‌های فرورانشی هستند. چون در این فوران‌ها حوضه‌ی پشت قوس نزدیک به منطقه فوران می‌باشد و سنگ‌های منطقه نزدیک به آن قرار می‌گیرند، این مدل به عنوان یک مدل قابل قبول می‌تواند در شکل‌گیری سنگ‌های منطقه مورد مطالعه نقش ایفا کرده



باشد. همچنین با توجه به بررسی نمودارهای محیط تکتونیکی مشخص می‌شود که گدازه‌های آندزیتی و آندزی بازالتی منطقه مورد مطالعه ویژگی بارزی از محیط‌های فرورانش داشته و به سمت رژیم‌های قوسی و حوضه‌های پشت کمان تمایل دارند.

#### ۶: نتیجه گیری:

واحد های زمین شناسی تشکیل دهنده در منطقه مورد مطالعه بیشتر سنگ‌های آذرین حد واسط با ترکیب آندزیت و همچنین توده‌های کوارتز دیوریتی و مونزونیتی همراه با رسوبات آبرفتی عهد حاضر می‌باشند که توسط واحدهای رسوبی از جنس کنگلومرا، شیل‌های دگرگون شده، مارن گچ دار و سنگ آهک‌های جوان همراهی می‌شوند. کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، اولیوین و کلینوپیروکسن هستند. این سنگ‌ها متالومینوس، دارای سرشت شوشونیتی و کالک آکالین هستند و محیط‌های قوس کمان آتشفشانی و رژیم‌های حوضه‌ی پشت کمانی با گسترش آنها همخوانی دارد. گدازه‌های آندزیتی و آندزیتی بازالتی منطقه مورد مطالعه ویژگی بارزی از محیط‌های فرورانش داشته و به سمت رژیم‌های قوسی و حوضه‌های پشت کمان تمایل دارند. روند قرارگیری نمونه‌های نشان می‌دهد که ماگمای حد واسط تا بازیک شرق طرود، طی جاگیری و همراه با تفریق و تبلور در سطح زمین با مواد پوسته‌ای آرایش داشته است. نمودارهای الگوی REE و عنکبوتی منطقه، بیانگر منشاء غنی شده‌ی این سنگ‌ها و وجود شیب منفی در این نمودارها بیانگر درجه کم ذوب بخشی می‌باشد. ماگمای آندزیتی تا آندزی بازالتی جنوب شش، از ذوب بخشی یک گوشته‌ای غنی شده با ترکیب گارنت – اسپینل لرزولیت و با آهنک ذوب پایین ناشی شده است. این سنگ‌ها نسبت به عناصر LREE و HFSE غنی‌شدگی و نسبت به عناصر HREE و LILE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. بالا بودن نسبت LREE/HREE نشان دهنده‌ی بالا بودن نسبت CO<sub>2</sub> به H<sub>2</sub>O در منشا و عمق بیشتر در منشا ماگما و یا پدیده‌ی تفریق می‌باشد.

#### منابع:

- [1] Geshi, N., 2000. Fractionation and magma mixing within intruding dike swarm: evidence from the Miocene Shitara-Otoge igneous complex, central Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 98, 127-152.
- [2] Ramos, V. A., Kay, S. M., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: back arc testimony of ridge collisions. In: Oliver, R. A., (eds), *Andean Geodynamics Tectonophysics*, 205, 261-282.
- [3] Kretz R., 1983. Symbols for rock-forming minerals, *American mineralogist* 68, no. 1-2277- 279.
- [4] Rollinson, H. R., 1993. *Using geological data: Evolution; Presentation; Interpretation* Longman, 560p.
- [5] Cox, K.G., Bell, J.D., Pankurst, R.J., 1979, *The interpretation of Igneous rocks*, London, Unwin – Hyman Ltd., 450 pp.
- [6] Winchester, J.A., and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-342.
- [7] Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63-81.
- [8] Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Can. J. Earth Sci.*, 8, P.523-48.
- [9] Shand, S.J., 1943. *Eruptive rocks: Their genesis, composition, and classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorites*. John Wiley & Sons, New York.
- [10] Hyndman D W., 1985. *Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks*, 2nd ed. x + 786 pp. New York: McGraw-Hill. Price £38.95. ISBN 0 07 031658 9.
- [11] Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Mitchell, J. G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.
- [12] Keskin, M., 2005. Domal uplift and volcanism in a collision zone without a mantle plume: Evidence from Eastern Anatolia.
- [13] Shaw, D. M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, 237-243.
- [14] Wilson M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, 466 p. doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4
- [15] Frey, F.A., Jones, W.B., Davies, H., & Weis, D., 1991. Geochemical and petrologic data for basalts from Site 756, 757, and 758: implications for the origin and evolution of Ninetyeast Ridge. *Proc. ODP Sci. Results* 121, 611-659.
- [16] Pearce, J.A., 1998. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (ed.), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, John Wiley and Sons, New York, 525-548.
- [17] Sun, S. S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* doi:10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- [18] AbdelRahman, A.M., El-Kibbi M.M., 2001. Anorogenic magmatism: chemical evolution of the Mount El-Sibai a-type complex (Egypt), and implication for the origin of within-plate felsic magmas. *Geological Magazine* 138, 67-85



- [19] Pearce, J. A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.), Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, 79–113.
- [20] Taylor, S.R., and McLennan, S.M., 1992. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, 1-312.
- [21] Kharbush, s., 2010. Geochemistry and magmatic setting of Wadi El-Markh island-arc gabbro–diorite suite, central Eastern Desert, Egypt, Journal of Geochmestry, Pages 257-266.
- [22] Yang, J., & Zhao, J. X., 2008. Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: the role of lithosphere–asthenosphere interaction. Journal of Asian Earth Sciences, 33(1-2), 106-121.
- [23] Molinaro, M., Zeyen, H., and Laurencin, X., 2005. Lithospheric structure beneath the south-eastern Zagros Mountains, Iran recent slab break-Mountains, Iran recent slab break-off. Terra Nova, 17(1): 1–6.
- [24] Swain, G., Barovich, K., Hand, M., Ferris, G. and Schwarz, M., 2008. Petrogenesis of the St Peter Suite, southern Australia: Arc magmatism and Proterozoic crustal growth of the South Australian Craton. Precambrian Research, 166(1-4): 283–296.
- [25] Winter, J. D., 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology, Prentice Hall, 697.
- [26] Machado, A., Lima, E.F., Chemale, F., Morata, D., Oteiza, O., Almeida, D.P.M., Figueiredo, A.M.G., Alexandre, F.M. and Urrutia, J.L., 2005. Geochemistry constraints of Mesozoic–Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica. Journal of South American Earth Sciences, 18(3), pp.407-425.
- [27] Ewart A., 1982. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks, 7, pp.25-98.
- [28] Haschke, M., Siebel, W., Gunther, A., Scheuber, E., 2002. Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile. Journal of Geophysical Research. 107, doi 2001JB000328.
- [29] White, W.M., 2005. Geochemistry. Wiley-Blackwell, UK, 701 pp.
- [30] Brenan, J.M., Shaw, H.F., Phinney, D.L., and Ryerson, F.J., 1994. Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. Earth and Planetary Science Letters, 128(3-4): 327–339.
- [31] Woodhead, J., Eggins, S., and Gamble, J., 1993. High field strength and transition element systematics in island and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase extraction and a depleted mantle wedge. Earth and Planetary Science Letters, 114(4): 491–504.
- [32] Condie, K. C., 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes?. Lithos 79: 491- 504. Edwards, C., Menzies, M. and Thirlwall, M., 1991- Evidence from Muriah, Indonesia, for the interplay of supra-subduction zone and intraplate processes in the genesis of potassic alkaline magmas. Journal of Petrology 32: 555- 592.
- [33] Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth and Planetary Science Letters, 50, 151-162.
- [34] Floyd, P. A., Kelling, G., Gokcen, S. L. and Gokcen, N., 1991. Gechemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the MisisophioliticMelanng, South Turkey, Gill, R., 2010, Igneous rocks and process, Wiley-Blackwell, 428p.
- [35] منصورى مقدم، بتول، صادقان، محمود، ۱۳۹۴. پترولوژى و ژئوشيمى سنگ‌هاى ساب ولكانيك منطقه جنوب شرق سهل (شرق طرود)، پاين نامه كارشناسى ارشد، وزارت علوم و تحقيقات دانشگاه شاهرود.