

کانی‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آذرین کوه جوش رستاق، جنوب شرق داراب

روح الله شفیعی^۱، محمد پوستی^{۱*}، غلامرضا قدمی^۱، محمد فدائیان^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۱۱/۲۴، نسخه نهایی: ۱۴۰۴/۳/۵)

چکیده: منطقه مورد بررسی در استان فارس و جنوب شرق شهرستان داراب واقع است. این منطقه از نظر تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران، در پهنه ساختاری سهندج سیرجان قرار دارد. این منطقه بیشتر شامل سنگ‌های بازالتی و آندزیتی به سن مزوزوئیک است. بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که سنگ‌های آندزیتی بیشتر دربرگیرنده درشت بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول هستند، در حالیکه بازالت‌ها افزون بر پلاژیوکلاز دارای درشت بلورهای پیروکسن و الیوین هستند. شواهد زمین‌شیمی، سری‌های ماگمایی تولییتی تا آهکی قلیایی را تأیید می‌کند، روند کاهشی مقادیر CaO ، Al_2O_3 و MgO و Fe_2O_3 نسبت به SiO_2 و عناصر ناسازگار اثر فرایندهای تبلور جدایشی را مشخص می‌نماید. ناهنجاری مثبت Nb و نیز الگوی غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر (REE) می‌تواند نشانگر دگرنهادی گوشته باشد و گویای سهم ناچیز پوسته در پیدایش ماگماهاست. داده‌های عناصر کمیاب نشان دهنده جدایش عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) با حفظ الگوی ناشی از فرورانش است و این الگوی غنی‌شدگی، می‌تواند نشان دهنده حضور گارنت در خاستگاه باشد. بر پایه‌ی الگوهای عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت، گوشته اولیه و بازالت‌های پشته میان اقیانوسی، سنگ‌های مورد بررسی از گوه‌ی گوشته‌ای ناشی شده‌اند که طی فرورانش غنی گردیده است. قرارگیری نمونه‌ها در گستره‌های قوس آتشفشانی و کرانه اقیانوسی نشان می‌دهد که سنگ‌ها در اثر فعالیت‌های در ارتباط با فرورانش نتوتیس شکل گرفته‌اند و داده‌ها وجود ماگماهای متمایز از یک گوه گوشته دگرنهاد شده و غنی شده را برای خاستگاه سنگ‌ها نشان می‌دهد. نتایج بررسی‌ها نشان‌دهنده دگرگونی‌های پیچیده ماگمایی، نقش فرورانش، دگرنهادی گوشته و اثر جدایش و آلودگی پوسته‌ای در تشکیل این سنگ‌ها هستند.

واژه‌های کلیدی: کانی‌شناسی؛ زمین‌شیمی؛ سنگ‌های آذرین؛ جوش رستاق؛ داراب؛ فارس.

مقدمه

فرآیندهای ماگمایی و زمین‌ساختی حاکم در زمان تشکیل آن هاست، بلکه درک بهتری از تغییرهای ماگمایی و ساختاری منطقه را در مقیاس‌های مختلف مکانی و زمانی فراهم می‌کند. در این میان، سنگ‌های آندزیتی و بازالتی اهمیت ویژه‌ای دارند، زیرا هم در محیط‌های آتشفشانی و هم در ارتباط با فعالیت ماگمایی نفوذی یافت می‌شوند و نمایانگر دگرگونی‌های ماگمایی در اعماق مختلف پوسته هستند. سنگ‌های آذرین

پهنه سهندج-سیرجان، به عنوان یکی از مهم‌ترین واحدهای ساختاری ایران، دربردارنده‌ی تاریخچه‌ای پیچیده از فعالیت‌های ماگمایی بوده که به‌ویژه در دوران مزوزوئیک به اوج خود رسیده است و سنگ‌های آذرین ناشی از این فرآیندها اطلاعات ارزشمندی درباره تکامل زمین‌پویایی منطقه ارائه می‌دهند. ترکیب و بافت متنوع این سنگ‌ها، نه تنها نشان‌دهنده

نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۷۷۶۱۸۱۳۷، پست الکترونیکی: m.poosti@hormozgan.ac.ir

Copyright © 2025 The author(s). This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0



International License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>) Non-commercial uses of the work are permitted, provided the original work is properly cited

مزوزوئیک پهنه سندنجد-سیرجان شامل طیف گسترده‌ای از سنگ‌های نفوذی (چون گابرو، دیوریت، مونزونیت، گرانیت) و سنگ‌های آتشفشانی (بازالت، آندزیت، داسیت و ریولیت) هستند [۱، ۲]. این مجموعه گسترده در اثر فرآیندهای فعالیت ماگمایی در ارتباط با فرورانش نفوتتیس و فعالیت‌های زمین ساختی کرانه‌ای شکل گرفته و بر این اساس، بررسی‌های سنگ نگاری، زمین شیمی و ایزوتوپی متعددی بر این سنگ‌ها انجام شده است [۳، ۴]. در بین سنگ‌های آتشفشانی این منطقه، سنگ‌های بازالتی و آندزیتی به دلیل فراوانی، تنوع بافتی، و موقعیت‌های مختلف ظهور، اهمیت زیادی دارند. این سنگ‌ها اغلب به صورت جریان‌های گدازه‌ای و برش‌های آتشفشانی یافت می‌شوند و گاهی با رخنمون‌های رسوبی بین‌لایه‌ای همراه هستند. بررسی‌ها نشان داده است که فرآیندهای تکامل ماگمایی چون جدایش، آمیختگی و آلودگی پوسته‌ای در ایجاد ترکیب شیمیایی متنوع بازالت‌ها و آندزیت‌های این منطقه مؤثر بوده است [۵-۷].

بررسی‌های پیشین، ویژگی‌های زمین شیمی متمایزی را برای بازالت‌ها و آندزیت‌های مزوزوئیک این منطقه نشان داده‌اند. به ویژه، سنگ‌های آندزیتی دارای مشخصه‌های آهنی قلیایی و سنگ‌های بازالتی دارای ویژگی‌های تولیتی هستند و اغلب غنی‌شدگی از عناصر سنگ دوست با شعاع یونی بزرگ (LILE) و عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و تهی‌شدگی نسبی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) نشان می‌دهند، که بازتاب دهنده اثر فرآیندهای در ارتباط با فرورانش و مشارکت گوشته‌ی دگرنهاده توسط سیال‌های فرورانشی در خاستگاه ماگمایی آن‌هاست [۸، ۹]. با این وجود، در مقیاس محلی تنوع زمین شیمی و ساختاری در هر دو نوع سنگ دیده می‌شود که می‌تواند بازتابی از اثر ناهمگونی در خاستگاه ماگما و یا وجود فرآیندهای ثانویه مؤثر پس از تولد ماگما باشد [۱۰، ۱۱].

برخی دیگر از زمین‌شناسان در پژوهش‌های خود بر مناطق ویژه‌ای از پهنه سندنجد-سیرجان، با رویکردهای دقیق پترولوژیک، سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی، داده‌های تفصیلی ارائه نموده و بر پویایی فرآیند ماگمایی در آن دوران تاکید کرده‌اند. بررسی‌های تفصیلی‌تری با استفاده از روش‌های جدید بر

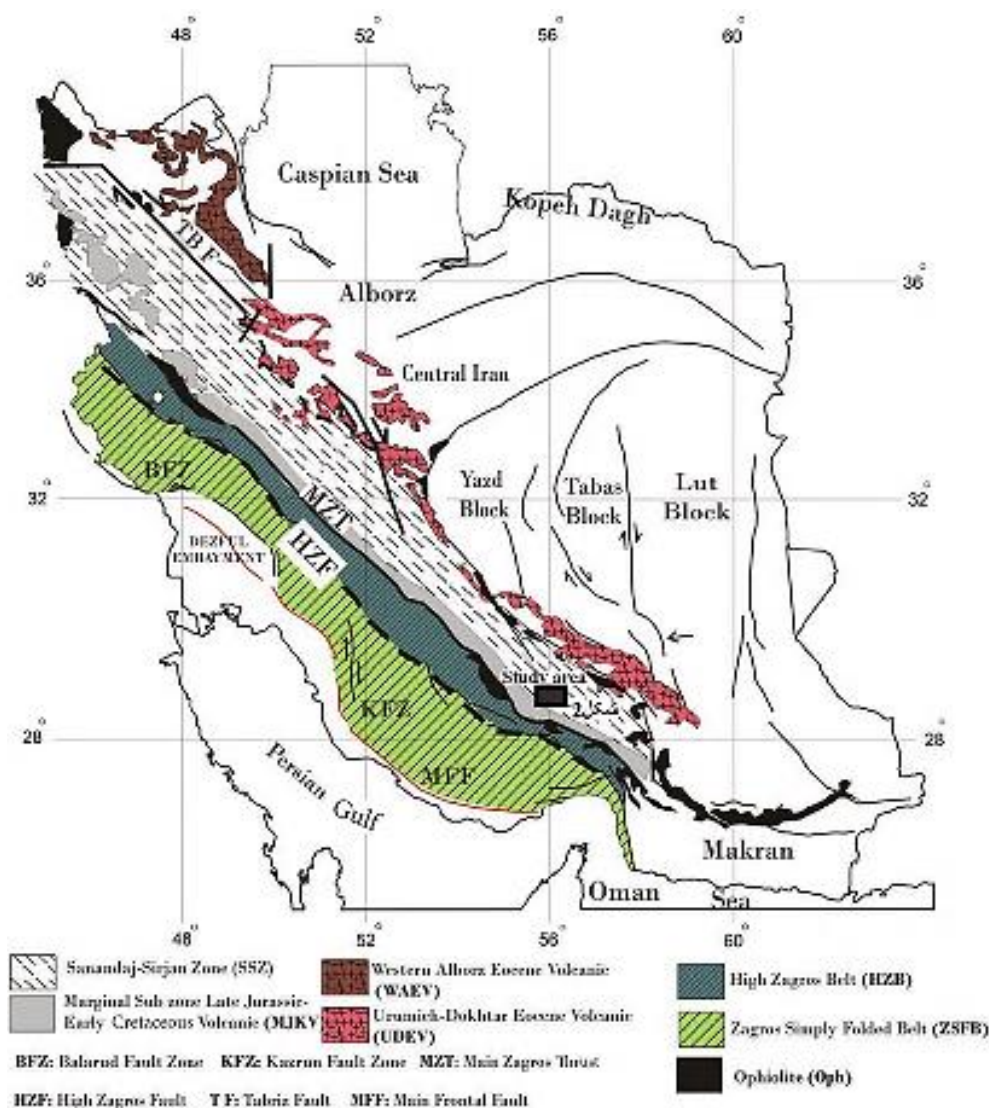
بازالت‌ها و آندزیت‌های پهنه سندنجد-سیرجان انجام شده است [۱۲]. به ویژه، تحلیل‌های زمین‌شیمی ایزوتوپی نشان می‌دهد که ماگماهای خاستگاه بازالتی و آندزیتی در این منطقه در سطوح متفاوتی در گوشته‌ی غنی‌شده‌ی گوشته‌ی بالایی ایجاد شده و سپس طی صعود به سطح در معرض فرآیندهای آلودگی و جدایش ماگمایی قرار گرفته‌اند [۱۳، ۱۴]. در بعضی مناطق، آندزیت‌ها دچار دگرسانی اسپیلیتی شده و در بخش‌های دیگر منطقه، سنگ‌های بازالتی مقداری دچار دگرگونی شده‌اند که بیانگر اثر محیط‌های مختلف آتشفشانی و فرآیندهای مختلف دگرگونی ماگما بوده‌اند. همچنین، داده‌های سن‌یابی اورانیوم سرب زیرکن نشان‌دهنده‌ی فعالیت‌های ماگمایی متعدد طی زمان‌های طولانی در این منطقه هستند که به زمان مزوزوئیک بازمی‌گردد [۱۵-۱۷]. بررسی‌های بیشتر بیانگر وجود بازالت‌های اولیه کم‌پتاسیم و بازالت‌های قلیایی متأخر در این منطقه بوده‌اند که گستردگی و تکامل مجموعه‌های بازالتی پهنه سندنجد را نمایان می‌سازد. این پژوهش، با مروری جامع بر یافته‌های بررسی‌های گذشته و به‌ویژه تأکید بر سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی، و زمین‌شیمی ایزوتوپی سنگ‌های بازالتی و آندزیتی مزوزوئیک پهنه سندنجد-سیرجان، دیدگاهی نوین و همگرا از تاریخچه ماگمایی این منطقه ارائه می‌دهد. این پژوهش، افزون بر روشن نمودن زوایای پنهان این سامانه پویای ماگمایی، بستری را برای بررسی‌های آتی و مقایسه‌ی ویژگی‌های سنگ‌های آذرین منطقه با سایر نقاط مشابه جهان فراهم می‌نماید.

زمین‌شناسی عمومی

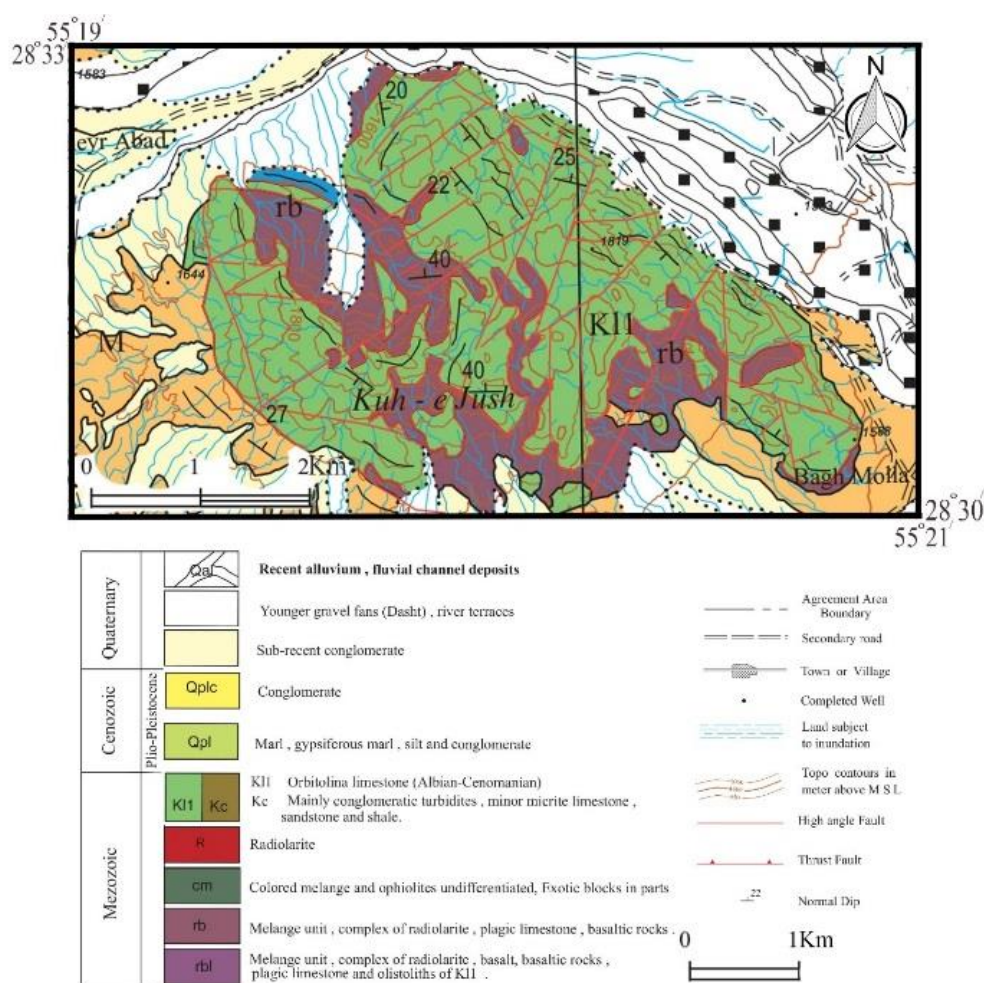
منطقه مورد بررسی بین طول‌های جغرافیایی ۵۵ درجه و ۱۹ دقیقه تا ۵۵ درجه و ۲۱ دقیقه شرقی و بین عرضهای جغرافیایی ۲۸ درجه و ۳۰ دقیقه تا ۲۸ درجه و ۳۳ دقیقه شمالی و بر اساس تقسیم‌های ساختاری زمین‌شناسی ایران به عنوان بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیا در محل برخورد پهنه‌های زاگرس و سندنجد سیرجان واقع است (شکل ۱) [۱۸]. در این منطقه، توالی سنگ‌های آتشفشانی مربوط به مزوزوئیک در پهنه سندنجد سیرجان و برخوردگاه آن با زاگرس است. سنگ‌های آذرین این منطقه از بازالت، آندزیت، بازالت، آندزیت و

تناوب دولومیت و سنگ گچ است. ضخامت این سازند نزدیک به ۷۰ تا ۱۰۰ متر است. نمونه‌های گرفته شده از این سازند بدون سنگواره هستند، ولی باتوجه به موقعیت چینه‌شناسی و رخساره‌ای آن، جای گرفتن این سازند در زیر سازند آهکی جهرم باهمبری قاطع و همساز، و همبری تدریجی با سازند تاربور در بخش پیشین سن این سازند پالئوسن - ائوسن پیشین در نظر گرفته شده است. در بخش زیرین نهشته‌های آهکی تاربور، سنگ‌های آندزیتی، بازالتی و آندزی بازالت وابسته به دوران مزوزوئیک قرار دارند [۱۹] (شکل ۲).

بازالت‌های بادامکی تشکیل شده‌اند. نهشته‌های سازند تاربور شامل سنگ آهک ضخیم‌لایه تا توده‌ای با بخش‌هایی از انیدریت هستند و به رنگ کرم مایل به قهوه‌ای دیده می‌شوند. رخنمون این سازند دارای سنگواره‌های دوکفه‌ای بسیار، استوانه‌های فسفاتی و چرت‌دار است. همبری بخش بالایی این سازند با سازند تبخیری ساچون تدریجی است. سن این سازند با توجه به سنگواره‌های ذره‌بینی، کامپانین - ماستریشین است. رخنمون سازند تبخیری ساچون از نظر سنگ‌شناسی دربرگیرنده مارن به رنگ قرمزکم رنگ، ماسه سنگ، ماسه مارنی و لای‌سنگ‌های رنگی، سنگ آهک آرژیلی سفید رنگ و



شکل ۱ موقعیت منطقه مورد بررسی در نقشه پهنه‌های ساختاری ایران [۱۸].



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی برگرفته از نقشه زمین‌شناسی سرگرداربا مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ [۱۹]، که موقعیت این منطقه در شکل ۱ مشخص گردیده است.

روش‌ها

جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS)، به منظور اندازه‌گیری مقادیر ۵۶ عنصر اصلی و کمیاب برای ارزیابی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نمونه‌های منطقه، به شرکت زرآما تهران ارسال شد (جدول ۱ و ۲).

سنگ‌نگاری

آندزیت‌ها

سنگ‌های آندزیتی در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن تا تیره بوده و بلورهای فلدسپات پلاژیوکلاز و پیروکسن‌های درشت بلور در آن به خوبی قابل تشخیص هستند (شکل‌های ۳-۵) [۲۰]. کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول دو درشت بلور عمده در همه نمونه‌های این گروه هستند، ولی در بیشتر نمونه‌ها پیروکسن به صورت درشت بلور برتری یافته و ترکیب آنها را به سمت آندزیت‌های بازالتی پیش میبرد (شکل‌های ۳-۶ و ۳-۷).

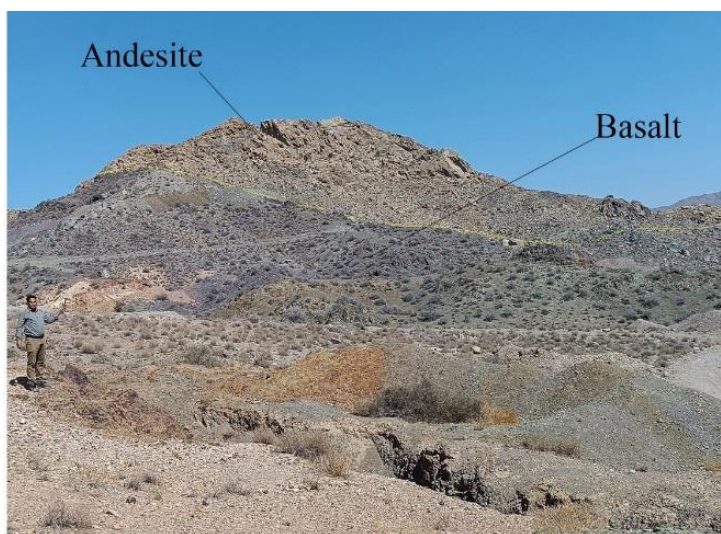
برای بررسی و تعیین نوع سنگ‌های آذرین منطقه ۷۰ نمونه با کمترین دگرسانی از واحدهای زمین‌شناسی منطقه برداشت شد. برای بررسی توده‌های نفوذی منطقه، پس از مشخص شدن پراکندگی و روابط صحرایی موجود، نمونه‌برداری‌های متعدد انجام گردید. پس از بررسی‌های دقیق صحرایی، ۴۸ نمونه مناسب برای تهیه مقاطع میکروسکوپی انتخاب شد. بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری برای تعیین مشخصه‌های سنگ‌ها چون بافت، ساخت و کانی‌های تشکیل‌دهنده با میکروسکوپ قطبشی AS-P5062TR انجام شد. به منظور بررسی‌های زمین‌شیمی تعداد ۱۲ نمونه سالم و بدون دگرسانی انتخاب و برای تجزیه عناصر اصلی به روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی ایکس (XRF) و تجزیه عناصر کمیاب و خاکی نادر باروش طیف‌سنجی

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی XRF نمونه‌های منطقه مورد بررسی.

نمونه	P2	P5	P6	P7	P11	P14	P15	P17	P50	P61	P52	P51
SiO ₂	۴۷.۱۴	۵۷.۹۵	۵۶.۷۴	۶۲.۷۱	۵۰.۸۴	۵۲.۸۵	۴۹.۸۴	۵۰.۳۵	۵۸.۰۱	۴۳.۲۰	۴۶.۰۶	۵۶.۷۰
Al ₂ O ₃	۱۴.۷۳	۱۴.۷۶	۱۶.۳۱	۱۳.۹۸	۱۷.۴۶	۱۵.۶۸	۱۶.۳۱	۱۵.۴۶	۱۵.۵۱	۱۴.۳۱	۱۶.۸۵	۱۵.۸۱
BaO	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
CaO	۱۶.۹۸	۷.۱۷	۵.۲۵	۶.۳۵	۸.۶۰	۹.۵۷	۷.۷۷	۹.۳۲	۵.۱۷	۶.۹۶	۹.۳۸	۶.۳۶
Fe ₂ O ₃	۷.۱۵	۷.۰۱	۷.۲۳	۵.۰۱	۶.۱۵	۶.۳۴	۷.۴۵	۷.۲۱	۷.۲۰	۱۴.۶۶	۸.۸۶	۷.۱۳
K ₂ O	۰.۰۰	۰.۲۵	۱.۰۸	۰.۸۶	۰.۳۰	۰.۰۰	۰.۱۸	۰.۱۹	۰.۷۵	۰.۷۹	۰.۲۵	۰.۸۷
MgO	۲.۱۱	۲.۵۶	۲.۷۳	۱.۷۱	۴.۵۲	۴.۱۰	۵.۸۹	۵.۷۸	۲.۸۵	۲.۸۸	۶.۳۲	۲.۷۴
MnO	۰.۱۲	۰.۱۸	۰.۱۴	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۰	۰.۲۲	۰.۱۰	۰.۱۶	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۵
Na ₂ O	۳.۷۵	۴.۸۳	۵.۳۸	۴.۵۳	۵.۶۸	۵.۶۶	۵.۰۸	۵.۲۴	۵.۴۵	۶.۱۱	۳.۶۴	۴.۸۸
P ₂ O ₅	۰.۰۹	۰.۱۴	۰.۱۲	۰.۰۸	۰.۱۲	۰.۱۰	۰.۱۳	۰.۱۶	۰.۱۰	۰.۶۶	۰.۱۰	۰.۱۲
SO ₃	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۸	۰.۰۰	۰.۱۰	۰.۰۰
TiO ₂	۰.۹۷	۰.۶۳	۰.۶۶	۰.۵۳	۰.۶۵	۰.۶۹	۰.۶۶	۰.۶۷	۰.۶۷	۴.۱۷	۰.۹۵	۰.۶۴
LOI	۶.۸۲	۴.۰۶	۳.۷۴	۳.۰۲	۵.۴۲	۳.۹۲	۵.۶۷	۵.۳۹	۳.۵۸	۶.۰۶	۶.۶۳	۳.۸۷
مجموع	۹۹.۸۶	۹۹.۵۴	۹۹.۳۸	۹۹.۹۴	۹۹.۸۵	۱۰۰.۰۱	۹۹.۲	۹۹.۸۷	۹۹.۵۳	۹۹.۹۹	۹۹.۳۳	۹۹.۲۷

جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی ICP-MS نمونه‌های منطقه مورد بررسی.

نمونه	P2	P5	P6	P7	P11	P14	P15	P17	P50	P61	P52	P51
Ag	۰.۲	۰.۱	۰.۲	۰.۴	۰.۳	۰.۳	۰.۴	۰.۲	۰.۱	۰.۴	۰.۵	۰.۱
Al	۶۸۱۱۲	۶۵۹۰۵	۷۱۲۱۷	۶۶۵۴۹	۷۴۷۹۰	۷۵۸۸۰	۷۶۰۰۷	۷۱۸۹۱	۵۶۷۰۰	۵۶۵۳۷	۷۸۳۵۷	۶۴۵۳۴
As	۴.۷	۴.۱	۵.۲	۳.۹	۴.۳	۰.۵	۱.۸	۰.۸	۰.۶	۰.۵	۱.۲	۳.۷
Ba	۲۵	۳۱	۹۹	۱۳۲	۱۱۰	۱۸	۱۲۴	۶۴	۳۳	۱۴۶	۶۰	۱۲۲
Be	۰.۸	۰.۸	۰.۸	۰.۹	۰.۸	۰.۷	۱	۰.۸	۰.۸	۲.۳	۰.۸	۰.۸
Bi	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱
Ca	۶۹۲۶۸	۳۴۳۱۲	۲۷۱۵۵	۳۳۵۸۵	۳۷۴۳۱	۵۳۸۶۷	۳۷۶۰۶	۴۲۴۶۷	۲۶۰۸۵	۳۴۲۴۵	۴۲۹۵۱	۲۸۲۳۰
Cd	۲.۸	۰.۳	۰.۶	۰.۳	۳.۲	۰.۴	۲.۹	۰.۳	۰.۴	۰.۲	۲.۸	۰.۳
Ce	۵	۱۲	۱۱	۸	۱۲	۱۱	۲۰	۱۲	۱۰	۳۹	۱۵	۸
Co	۳۵.۴	۶۵.۱	۱۵.۴	۱۱.۶	۱۸.۸	۱۸.۵	۵۶.۳	۲۳.۹	۴۳.۲	۲۹.۶	۳۸.۵	۱۵.۹
Cr	۱۲.۸	۳.۹	۳۰	۲۱	۲۴	۲۴	۱۰.۴	۲۰.۶	۳۲	۴۸	۷.۸	۲۲
Cs	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵
Cu	۱۴۹۴	۴۴۹۹	۵۹۲۸	۸۶۲	۱۵۵۳	۱۱۶	۶۸۴۵	۱۲۸۴	۴۵۳۳	۲.۸	۵۵۹۷	۷۳۶۰
Dy	۳	۳.۷	۳.۸	۲.۷	۲.۱	۲.۳	۲.۹	۲.۶	۳.۳	۴.۸	۳.۳	۳.۷
Er	۲	۲.۵	۲.۶	۱.۹	۱.۵	۱.۵	۲	۱.۷	۲.۵	۲.۴	۲.۴	۲.۵
Eu	۰.۶۹	۰.۸۱	۰.۹	۰.۵۴	۰.۵۵	۰.۶	۰.۸۶	۰.۷	۰.۶۶	۱.۶۷	۰.۸۲	۰.۷۷
Fe	۴۳۸۲۰	۴۴۳۵۰	۴۵۲۵۴	۳۲۴۴۰	۳۸۳۶۱	۳۸۶۶۶	۴۶۶۵۹	۴۳۳۲۷	۴۲۹۹۷	۸۴۷۸۰	۵۲۸۲۹	۴۲۵۵۳
Gd	۳۰.۱	۳.۳۵	۳.۵۶	۲.۷۷	۲.۶۸	۲.۷۶	۳.۵۹	۳.۱	۳۰.۸	۴.۸۶	۳.۳۱	۳.۲۴
Hf	۰.۹	۱.۱	۱.۵	۱.۵	۱.۲	۱.۲	۱.۱	۱.۲	۱.۲	۲	۱.۹	۱.۴
In	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵
K	۹۳۱	۲۵۶۱	۹۷۱۲	۷۴۲۳	۳۰۰۸	۷۷۲	۲۰۴۹	۲۰۴۱	۶۵۲۸	۶۶۱۶	۲۵۹۷	۷۳۴۷
La	۱	۱	۱	۱	۵	۳	۷	۶	۱	۱۲	۵	۱
Li	۱۲	۶	۵	۴	۶	۴	۸	۵	۵	۶	۱۰	۵
Lu	۰.۳	۰.۴	۰.۴	۰.۳	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۴	۰.۳	۰.۳	۰.۴
Mg	۱۰۵۳۱	۱۳۲۶۴	۱۴۱۶۷	۹۲۹۹	%۲>	%۲>	%۲>	%۲>	۱۴۰۱۱	۱۳۷۲۷	%۲>	۱۳۵۷۰
Mn	۸۳۰	۱۲۹۷	۱۰۱۱	۸۱۲	۸۰۱	۶۷۶	۱۵۷۳	۷۳۰	۱۰۹۰	۱۲۴۸	۱۳۱۸	۱۰۳۸
Mo	۲.۳	۰.۸	۰.۵	۰.۶	۰.۹	۰.۶	۰.۵	۰.۶	۰.۵	۰.۹	۰.۸	۰.۵
Na	۲۵۶۲۰	۳۲۰۹۰	۳۴۶۱۹	۲۹۸۵۳	۳۵۰۰۳	۳۵۲۷۸	۳۳۲۲۲	۳۳۱۶۰	۳۴۴۳۶	۳۷۶۷۵	۲۴۳۱۷	۳۱۶۶۷
Nb	۲.۴	۲.۹	۲.۸	۲.۹	۴.۳	۴.۱	۳.۷	۳.۹	۲.۵	۱۱.۵	۵.۳	۲.۷
Nd	۱۰.۲	۱۲.۷	۱۳.۱	۹.۹	۱۲.۱	۱۲.۴	۱۵.۷	۱۴.۳	۱۰.۳	۲۵	۱۵	۱۱.۲
Ni	۱۱۱	۳۹	۱۱	۹	۵۸	۲۳	۱۷۲	۸۰	۳۳	۲۳	۱۶۷	۱۰
P	۵۹۴	۶۰۸	۷۲۶	۵۴۴	۶۴۵	۶۳۳	۹۷۱	۱۰۹۳	۴۹۸	۲۹۴۴	۷۲۶	۷۶۷
Pb	۱	۷	۳	۶	۱	۴	۳	۷	۵	۱۱	۱	۴
Pr	۲۰.۲	۲.۴۳	۲.۵۵	۱.۹۶	۲.۵۸	۲.۶	۳.۳۶	۳	۱.۹۹	۵.۵۴	۳.۱۱	۲.۱۷
Rb	۲۱	۲۳	۲۳	۳۰	۲۱	۲۰	۲۱	۲۱	۲۸	۲۵	۲۱	۳۰
S	۱۳۲	۱۰۲	۸۱	۱۴۶	۱۶۷	۱۳۴	۱۵۹	۱۲۹	۵۲	۷۲	۲۰۶	۶۰
Sb	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۸	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵
Sc	۲۲.۳	۲۲	۱۹.۵	۱۵.۱	۱۸	۱۹.۳	۲۴.۱	۲۶	۱۸.۲	۱۷.۳	۳۰.۶	۱۶.۸
Se	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵
Sm	۲.۲	۲.۶	۳	۲.۱	۲.۱	۲.۱	۲.۹	۲.۵	۲.۲	۵.۱	۳	۲.۵
Sn	۰.۵	۰.۷	۱.۱	۰.۸	۰.۶	۰.۶	۱	۰.۵	۰.۷	۱.۵	۰.۹	۰.۷
Sr	۱۰۳.۳	۹۰.۶	۱۱۷.۳	۱۲۲.۶	۲۱۲	۶۴.۳	۲۳۴	۱۵۸	۱۳۶.۷	۳۲۰.۴	۱۹۸.۱	۱۴۰.۷
Ta	۰.۳	۰.۴	۰.۴	۰.۴	۰.۵	۰.۴	۰.۴	۰.۵	۰.۴	۰.۷	۰.۵	۰.۴
Tb	۰.۵	۰.۶	۰.۶	۰.۴	۰.۳	۰.۳	۰.۵	۰.۴	۰.۵	۰.۸	۰.۵	۰.۵
Te	۱.۴	۱.۵	۱.۳	۰.۹	۱.۱	۱.۴	۱	۱.۳	۱.۲	۱.۳	۱.۲	۱.۳
Th	۱.۸	۱.۹	۲.۲	۲.۳	۲.۵	۲.۶	۲.۵	۲.۳	۱.۷	۱.۹	۲.۸	۲
Ti	۵۰۰.۱	۳۷۸۴	۳۹۳۲	۳۱۰۵	۳۷۵۳	۳۹۰.۷	۳۹۱۳	۳۸۶۵	۳۸۷۸	۱۸۴۲۰	۵۳۸۲	۳۵۵۰
Tl	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱
Tm	۰.۳	۰.۴	۰.۴	۰.۳	۰.۲	۰.۳	۰.۳	۰.۳	۰.۴	۰.۴	۰.۴	۰.۴
U	۰.۲	۰.۷	۰.۵	۰.۶	۰.۴	۰.۴	۰.۴	۰.۴	۰.۴	۰.۴۸	۰.۴	۰.۵
V	۱۶۶	۱۶۳	۱۷۰	۱۲۳	۲۲۴	۲۱۶	۲۲۸	۲۳۴	۱۶۸	۲۶۰	۲۶۱	۱۶۰
W	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Y	۲۰.۳	۲۷.۴	۲۶.۲	۱۸.۷	۱۳.۱	۱۱.۹	۲۴.۵	۱۵.۱	۲۲.۶	۲۱.۳	۲۷.۳	۲۰.۳
Yb	۲.۱۷	۲.۷۳	۲.۷۹	۲.۰۵	۱.۶	۱.۶۵	۱.۹۱	۱.۸۲	۲.۶	۲.۶۶	۲.۴۵	۲.۶۲
Zn	۳۸۷	۲۷۶	۹۰	۶۷	۲۸۶	۶۰	۱۲۷۱	۲۳۳	۲۳۲	۱۳۴	۸۸۱	۸۳
Zr	۷۷	۶۱	۷۸	۷۵	۶۸	۷۲	۷۴	۶۴	۵۹	۱۲۱	۹۴	۷۰



شکل ۳ رخنمونی از سنگ‌های آندزیتی و بازالتی در منطقه مورد بررسی (دید به سمت شمال شرق).

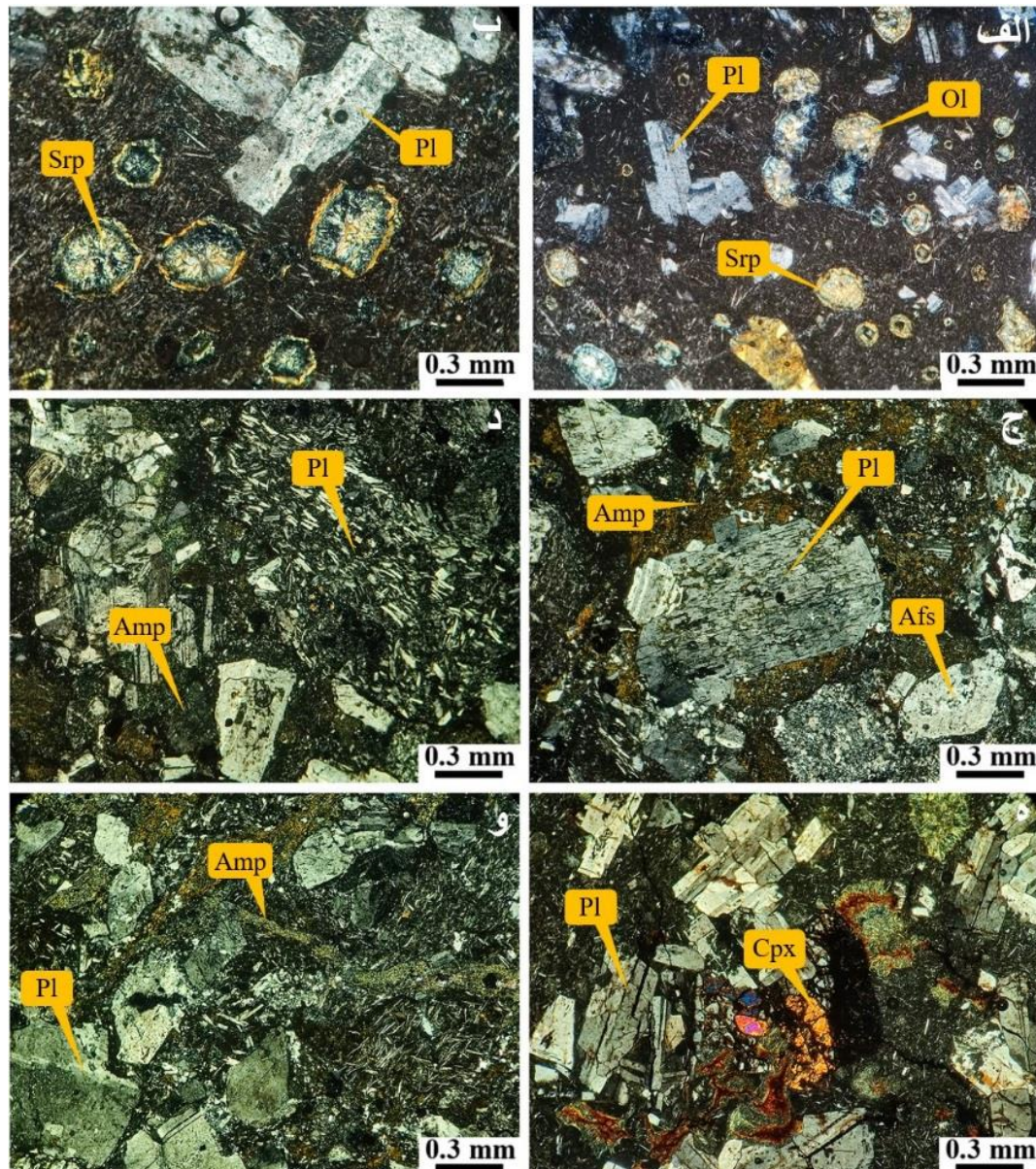
بازالت‌ها

سنگ‌های بازالتی در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره هستند و بلورهای پیروکسن و الیوین درشت بلور در آن به خوبی دیده می‌شوند (شکل ۳-۹). کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین سه درشت بلور عمده در همه نمونه‌های این گروه هستند، ولی در بیشتر نمونه‌ها، پیروکسن به صورت درشت بلور برتری یافته و ترکیب آنها را به سمت آندزیت‌های بازالتی پیش می‌برند. (شکل‌های ۳-۱۰ و ۳-۱۱) پلاژیوکلازها به صورت درشت بلورهایی با اندازه حدود ۱ میلی‌متر شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و نیز به صورت ریزسنگ در زمینه سنگ حضور دارند. ماکل‌های چندریختی در آنها رایج است و در برخی دیگر، بافت سینوسی (مرکب) نیز وجود دارد. فراوانی این کانی‌ها از ۳۰ تا ۴۰ درصد متغیر است. ترکیب این پلاژیوکلازها بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری از آندزین تا لابرادوریت است. در برخی از آنها دگرسانی به سریسیت و کلسیت دیده می‌شود. کانی پیروکسن شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار به صورت درشت بلور در برخی از آندزیت‌ها وجود دارد. فراوانی این کانی گاهی تا ۳۰ درصد نیز می‌رسد. بررسی‌های سنگ‌نگاری نوع پیروکسن را اوژیت تا دیوپسید معرفی می‌نماید. بیوتیت به صورت نیمه شکل‌دار تا دگرریخت در زمینه به صورت بسیار ریز بلور دیده می‌شود و گاهی دارای میانبارهایی از کانی آپاتیت است. کلسیت برآمده از تجزیه پلاژیوکلازها و کلریت ناشی از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین و نیز کانی‌های کدر از مهمترین کانی‌های ثانویه هستند. بافت پورفیری با خمیره ریزسنگی عمده‌ترین بافت این گروه سنگی است. کانی‌های درشت بلور شامل پیروکسن و پلاژیوکلاز هستند و زمینه شامل پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های ثانویه و کدر است.

پلاژیوکلازها به صورت درشت بلورهایی با اندازه حدود ۱ میلی‌متر شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و نیز به صورت ریزسنگ در زمینه سنگ حضور دارند. فراوانی کانی پلاژیوکلاز بین ۳۰ تا ۵۰ درصد در سنگ‌های آندزیتی متغیر است. ماکل‌های چندریختی در آنها رایج است و در برخی دیگر، بافت سینوسی (مرکب) نیز وجود دارد. در برخی از آنها، دگرسانی به سریسیت و کلسیت دیده می‌شود. آمفیبول‌های سوزنی شکل موجود در این سنگ‌ها به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند. فراوانی این کانی متغیر است و از ۲۰ تا ۳۰ درصد در آندزیت‌ها می‌رسد. مشخصه‌های نوری آن را هورنبلند قهوه‌ای معرفی می‌کند. اغلب این کانی‌ها دچار دگرسانی و تجزیه به کانی‌های کدر شده‌اند. کانی پیروکسن شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار به صورت درشت بلور در برخی از آندزیت‌ها دیده می‌شود. فراوانی این کانی گاهی تا ۳۰ درصد نیز می‌رسد. بررسی‌های سنگ‌نگاری نوع پیروکسن را اوژیت تا دیوپسید معرفی می‌نماید. بیوتیت به صورت نیمه شکل‌دار تا دگرریخت در زمینه به صورت بسیار ریز بلور دیده می‌شود و گاهی دارای میانبارهایی از کانی آپاتیت است. کلسیت برآمده از تجزیه پلاژیوکلازها و کلریت ناشی از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین و نیز کانی‌های کدر از مهمترین کانی‌های ثانویه هستند. بافت پورفیری با خمیره ریزسنگی عمده‌ترین بافت این گروه سنگی است. کانی‌های درشت بلور شامل پیروکسن و پلاژیوکلاز هستند و زمینه شامل پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های ثانویه و کدر است.

گروه سنگی هستند. کانی‌های درشت بلور شامل پیروکسن و پلاژیوکلاز هستند و خمیره از پلاژیوکلاز، الیوین و پیروکسن و کانی‌های ثانویه و کدر تشکیل می‌شود (شکل ۴).

کانی‌ها حضور دارند. سریسیت برآمده از تجزیه پلاژیوکلازها، ایدنگسیت ناشی از دگرسانی الیوین و کانی‌های کدر ناشی از دگرسانی پیروکسن و الیوین از مهمترین کانی‌های ثانویه هستند. بافت پورفیری با خمیره ریزسنگی عمده‌ترین بافت این

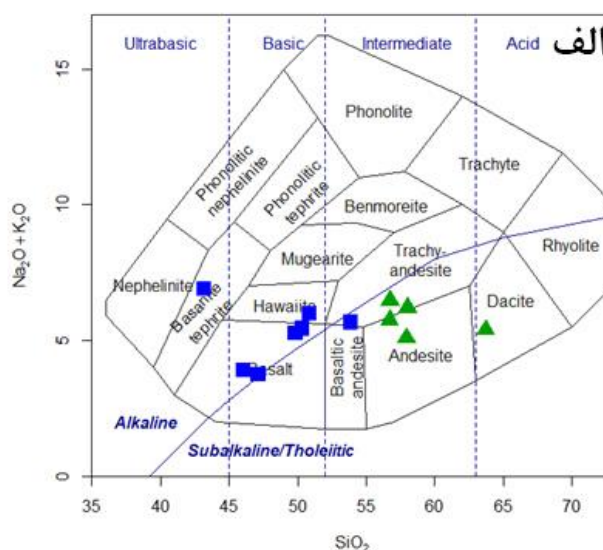
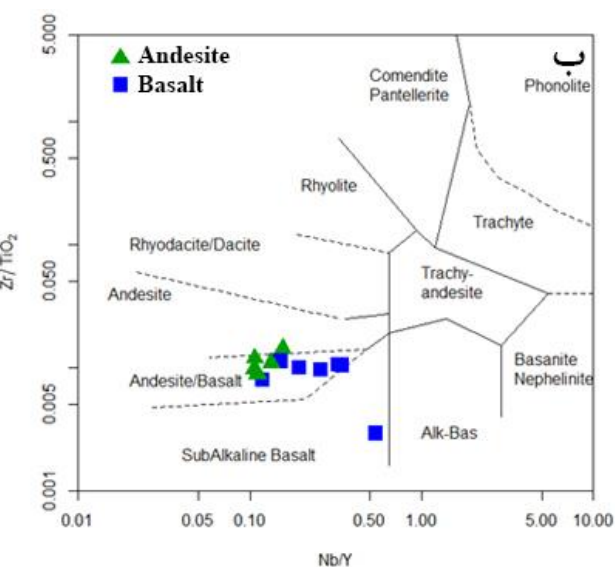


شکل ۴ الف) سنگ که بافت پورفیری تصاویر میکروسکوپی در نور قطبیده متقاطع (XPL) از کانی‌های درشت بلور الیوین و پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز حضور دارند. برخی از الیوین‌ها به سرپانتین (Srp) تجزیه شده‌اند، ب) سنگ بافت با درشت بلورهای پلاژیوکلاز به همراه بلورهای الیوین که دارای لبه واکنشی هستند و به کانی سرپانتین تجزیه شده‌اند در زمینه‌ای از بلورهای ریزسنگی پلاژیوکلاز، پ) سنگ آندزیت با بافت پورفیری، درشت بلورهای پلاژیوکلاز، فلدسپات قلیایی و آمفیبول، ت) سنگ آندزیت با بافت پورفیری، بلورهای کانی پلاژیوکلاز، الکالی فلدسپات قلیایی و آمفیبول در زمینه‌ای از ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز، ث) سنگ پیروکسن آندزیت با بافت پورفیری با زمینه ریزسنگی که بلورهای کانی پلاژیوکلاز و پیروکسن به صورت درشت بلور در زمینه بلورهای ریزسنگی پلاژیوکلاز حضور دارند و ج) سنگ آندزیت با درشت بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز در زمینه بلورهای ریزسنگی پلاژیوکلاز. (فلدسپات قلیایی (Afs) پلاژیوکلاز (Pl)، الیوین (Ol)، آمفیبول (Amp)، سرپانتین (Srp) [۲۱].

زمین‌شیمی

برای رده‌بندی سنگ‌های مورد بررسی از نمودار TAS [۲۲]، استفاده شد. بر پایه این نمودار، بیشتر نمونه‌های سنگی منطقه مورد بررسی در گستره بازالت، تراکی آندزیت، و آندزیت واقع هستند. بررسی‌های سنگ‌نگاری نیز این نتیجه را تأیید می‌کند. (شکل ۵ الف). همچنین از نمودار SiO_2 نسبت به Zr/TiO_2 [۲۳]، استفاده گردید که این دو عنصر کمیاب، هر دو نامتحرک هستند و مقاومت زیادی نسبت به عوامل ثانویه مؤثر بر سنگ‌ها از خود نشان می‌دهند. از این‌رو، در بررسی‌های زمین‌شیمی قابل‌اعتمادتر هستند. در شکل ۵ ب، نمونه‌های سنگی مورد بررسی در گستره‌های آندزیت و بازالت قرار می‌گیرند.

داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ‌های مورد بررسی (جدول ۱)، نشان می‌دهد که اکسید آلومینیوم (Al_2O_3) در گستره به نسبت باریکی بین ۱۳/۹۸ تا ۱۷/۴۶ درصد در سنگ‌های آذرین متغیر است و تغییرات مشخصی نسبت به تغییر مقادیر SiO_2 نشان نمی‌دهد. با این وجود، Al_2O_3 در گستره غنی‌سازی سیلیس سنگ‌های با SiO_2 بین ۵۰ تا ۵۸ درصد کاهش یافته است که با نقش کانی‌های پلاژیوکلاز در این سامانه همخوانی دارد [۲۴]. این در حالی است که مقدار CaO نیز با افزایش



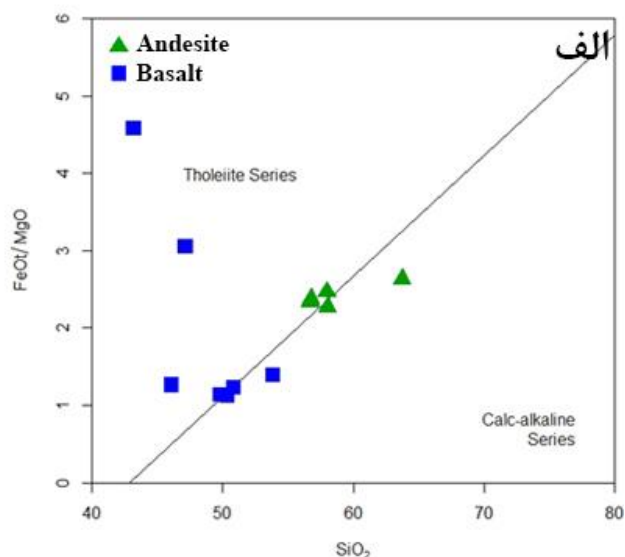
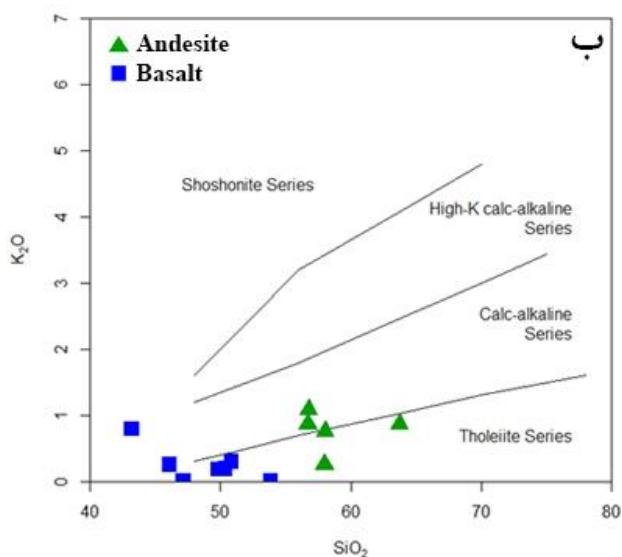
شکل ۵ الف) نمودار SiO_2 نسبت به $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ، [۲۲] و ب) نمودار Nb/Y نسبت به Zr/TiO_2 برای رده‌بندی سنگ‌های آندزیتی و بازالتی منطقه مورد بررسی [۲۳].

تولئیتی از هم قابل جدا می‌شوند، نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی سری تولئیتی تا آهکی قلیایی و آهکی قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۶ ب).

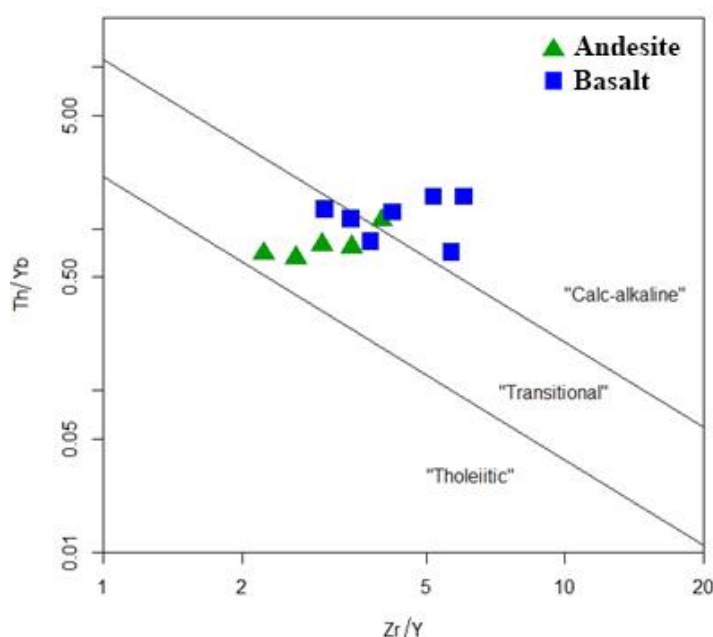
به منظور بررسی ماهیت ماگمایی و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین منطقه مورد بررسی از نمودار Zr/Y نسبت به Th/Yb [۳۳] استفاده شد (شکل ۷). نتایج نشان می‌دهد که نمونه‌های بازالتی (نماد آبی) در گستره "آهکی قلیایی" و "انتقالی" قرار می‌گیرند و دارای نسبت Th/Yb بالاتری نسبت به بازالت‌های تولئیتی و همچنین پراکندگی بیشتری در نسبت Zr/Y هستند. این امر نشان می‌دهد که ماگماهای بازالتی دارای آلودگی پوسته‌ای بوده و از نظر ترکیب خاستگاه دارای تنوع بیشتری هستند. این در حالی است که نمونه‌های آندزیتی (نماد سبز) بیشتر در گستره "انتقالی" و بخش بالای "تولئیتی" قرار گرفته‌اند و دارای نسبت Th/Yb پایین‌تری نسبت به بازالت‌ها و پراکندگی کمتری در نسبت Zr/Y هستند که نشان دهنده نقش کمتر آلودگی پوسته‌ای در خاستگاه این سنگ-هاست. این تفاوت‌ها در توزیع داده‌ها نشان می‌دهد که بازالت‌ها و آندزیت‌های منطقه مورد بررسی از ماگماهایی با خاستگاه و تکامل متفاوت ناشی شده‌اند. همچنین، قرارگیری نمونه‌ها در گستره‌های آهکی قلیایی و انتقالی بیانگر اثر محیط‌های فرورانشی بر فرآیندهای ماگمایی در این منطقه است.

در سنگ‌های با مقدار سیلیس بالا، مقادیر P_2O_5 کاهش نسبی داشته است که با تغییر مقدار کانی آپاتیت در این مجموعه همخوانی دارد [۲۶]. تغییر عناصر کمیاب سازگار، چون V ، Ni ، Co و Cr نسبت به SiO_2 ، روند کاهشی کلی نشان داده است [۲۷، ۲۸]. این کاهش نیز با پیشروی روند تبلور و تغییر ترکیب کانی‌ها و حضور عناصر سازگار در فاز جامد کانی‌ها همخوانی دارد. در مورد عناصر ناسازگار، استرانسیوم (Sr) با افزایش SiO_2 روند کاهشی دارد، در حالی که داده‌ها برای روبیدیم (Rb) الگوی مشخصی را نسبت به مقدار سیلیس نشان نمی‌دهد [۲۹، ۳۰]. از سوی دیگر، عنصر باریم (Ba) مقدار کمی دارد و توزیع مشخصی در این سری نشان نداده است و به احتمال بسیار دلیلی بر متحرک نبودن در دگرسانی است. مقایسه الگوها نشان می‌دهد که توالی و توزیع اکسیدها با الگوی شناخته شده جدایش ماگمایی از سنگ‌های بازالتی تا آندزیتی همخوانی دارد.

برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد بررسی از نمودار $FeOt/MgO$ نسبت به SiO_2 [۳۱] استفاده گردید (شکل ۶ الف) که در آن، سری‌های آهکی-قلیایی از سری تولئیتی تفکیک می‌شوند. بر این اساس، نمونه‌های مورد بررسی منطقه در مرز سری آهکی-قلیایی تا تولئیتی قرار دارند. همچنین در نمودار SiO_2 نسبت به K_2O [۳۲] که آن، سری‌های شوشونیتی، سری آهکی-قلیایی غنی از پتاسیم، قلیایی و



شکل ۶ الف) نمودار سری ماگمایی SiO_2 نسبت به $FeOt/MgO$ [۳۰] که بر پایه آن نمونه‌ها در مرز سری آهکی قلیایی تا تولئیتی قرار می‌گیرند. ب) نمودار سری ماگمایی SiO_2 نسبت به K_2O [۳۱] که نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی سری تولئیتی، آهکی-قلیایی قرار دارند.



شکل ۷ نمودار تعیین سری ماگمایی Zr/Y نسبت به Th/Yb [۳۲].

الگوهای عناصر کمیاب

الگوهای عناصر کمیاب، ابزاری برای درک فرآیندهای ماگمایی و ویژگی‌های خاستگاه سنگ‌های آذرین محسوب می‌شوند. در این پژوهش، به منظور بررسی خاستگاه و تکامل ماگمایی بخشی از سنگ‌های آذرین پهنه ساندج-سیرجان، الگوهای عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت (تشخیص و بررسی ذوب‌بخشی نسبت به ترکیب اولیه منظومه شمسی)، گوشته اولیه (به منظور بررسی تکامل گوشته و ذوب‌بخشی آن و مقایسه پشته‌های میان اقیانوسی با جزایر قوسی) و بازالت‌های پشته میان اقیانوسی (MORB؛ به منظور تفکیک محیط تشکیل سنگ‌ها از نقاط داغ و قوس آتشفشانی) تحلیل شده است.

نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت [۳۳] نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد بررسی غنی‌شدگی نسبی از عناصر خاکی نادر (REE) به ویژه عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) دارند (شکل ۸ الف). این الگو به باور کارازوگرف [۳۴]، می‌تواند بازتاب ترکیب اولیه ماگمای مادر باشد. همچنین این نوع غنی‌شدگی ممکن است که نشان‌دهنده وجود گارنت در خاستگاه ذوب باشد که با حفظ HREE در ساختار خود، سبب کاهش حضور آنها در ماگمای تولید شده می‌گردد. از سوی دیگر، جدایش LREE نسبت به HREE ممکن است به دلیل

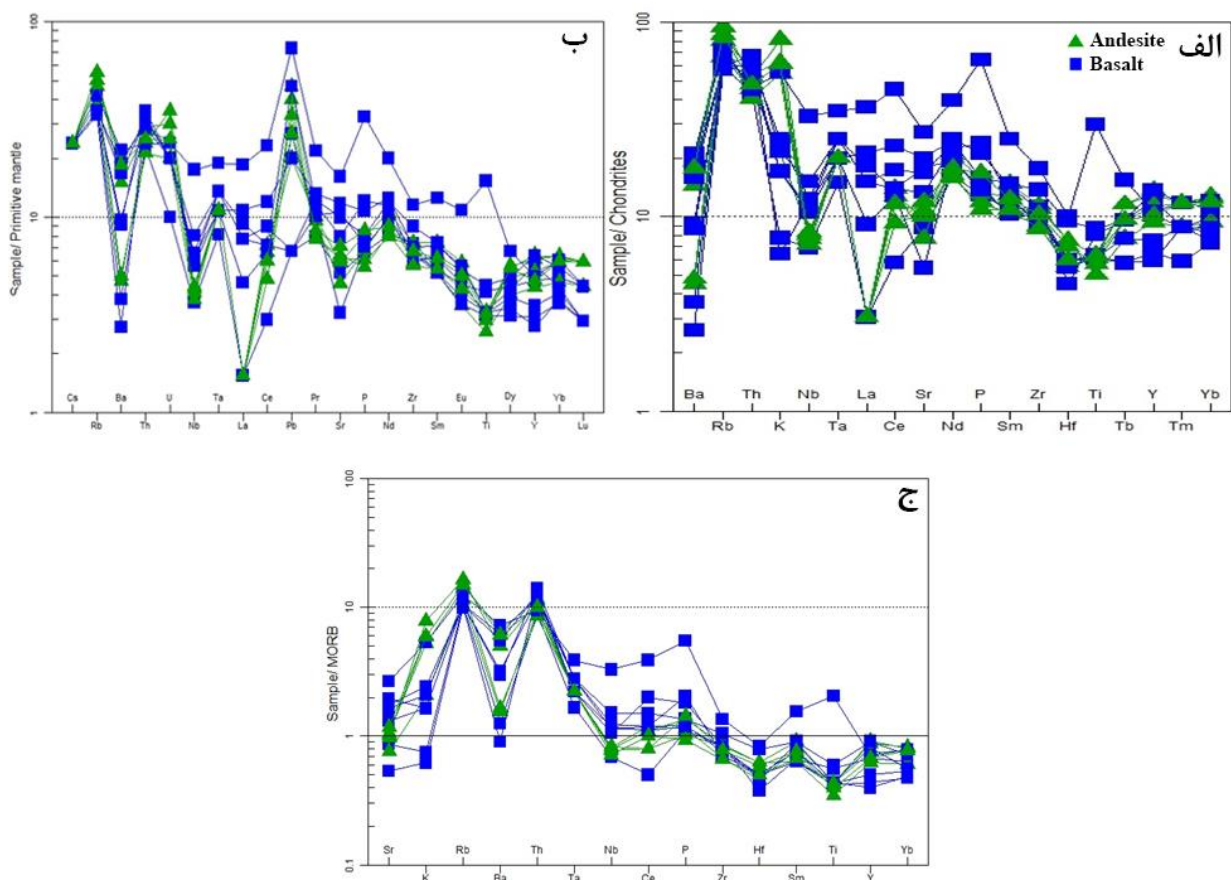
حضور کانی‌های الیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن طی فرایندهای جدایش ماگمایی باشد [۳۵]. ناهنجاری‌هایی چون ناهنجاری‌های مثبت و منفی برای برخی عناصر به ویژه پتاسیم (K)، روبیدیم (Rb)، و باریوم (Ba) می‌تواند ناشی از تحرک این عناصر در فرایندهای دگرسانی باشد [۳۶] و نیز الگوی عناصر کمیاب ممکن است که ترکیب اولیه ماگمای مادر را نشان دهد. ناهنجاری مثبت نیوبوم (Nb) که در نمودارهای مرجع [۳۳] دیده می‌شود، بر خلاف الگوهای معمول بازالت‌های قاره‌ای با خاستگاه پوسته‌ای، نشان می‌دهد که فرایندهای آلودگی پوسته ای نقش کمی در دگرگونی این ماگماها داشته‌اند [۳۷-۳۹]. همچنین وجود ناهنجاری مثبت کوچک Eu با فراوانی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها سازگار بوده و ممکن است که مربوط به شرایط گریزندگی اکسیژن طی تبلور این سنگ‌ها باشد [۴۰-۴۲]. به نظر می‌رسد که در شرایطی با گریزندگی اکسیژن کم، تبلور پلاژیوکلاز سبب ناهنجاری منفی در فاز مذاب می‌شود که در سنگ‌های منطقه مورد بررسی دیده نمی‌شود، این امر می‌تواند بازتابی از دخالت آمفیبولیتی با مقادیری گارنت (تا ۳۰٪) در تولید این سنگ‌ها باشد [۴۳].

نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۴۴] نیز غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE را تایید می‌نماید (شکل ۸ ب). ناهنجاری مثبت سرب (Pb) می‌تواند ناشی از مشارکت ترکیب‌های پوسته‌ای در فرآیند ماگمازایی باشد. نمونه‌های مورد

بسیار با فراوانی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها در ارتباط است. این غنی‌شدگی همچنین ممکن است که نشانگر نبود جدایش پلاژیوکلاز در خاستگاه و یا حضور آن در فازهای باقی مانده در آن باشد [۴۷]. در مجموع بر اساس نمودارهای عنکبوتی، می‌توان گفت که سنگ‌های مورد بررسی از گوه گوشته غنی از LREE و LILE تشکیل شده‌اند. و بر اساس این الگوها، خاستگاه این سنگ‌ها مربوط به یک گوه گوشته دگر نهاده غنی از LREE و LILE است. این گوه گوشته‌ای بر یک ورقه فروزانده قرار داشته و ماگمای شکل گرفته طی صعود در معرض فازهای تبلور جدایشی و نیز آلودگی با مواد پوستانه قرار گرفته است. بعضی از پژوهشگران فازهای تیتان دار پسماندی چون روتیل ایلمنیت و آمفیبول پارگازیتی در سنگ‌های اکلوزیتی پوستانه اقیانوسی فروزانده و یا گوه گوشته‌ای ذوب نشده خاستگاه را عامل تهی‌شدگی HFSE می‌دانند [۴۸-۵۰].

بررسی ناهنجاری منفی تیتانیوم (Ti) را نشان می‌دهند که می‌تواند در اثر کانی‌های ایلمنیت و اسفن کنترل شده باشد و گویای شرایط خاستگاه باشد و از ویژگی‌های مهم سنگ‌های ماگمایی برآمده از گوشته‌ی زیر قاره‌ای است [۴۵].

نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به MORB، کاهش LILE به سمت HFSE را نشان می‌دهد، که با الگوهای مشخصه قوس‌های آتشفشانی همخوانی دارد [۴۶]. این نمودار همچنین غنی‌شدگی نمونه‌ها را نسبت به LILE (چون K, Rb, Ba) و تهی‌شدگی از HFSE (چون Yb, Y, Ti, Hf) نشان می‌دهد (شکل ۸ پ). این ویژگی بارز شاخص سنگ‌های برآمده از ماگماهایی است که در ارتباط با فروزان‌ش شکل می‌گیرند. ناهنجاری منفی Ti می‌تواند به حضور کانی‌های تیتان دار چون ایلمنیت و تیتانیت در خاستگاه مربوط باشد. همچنین به نظر می‌رسد که تبلور ایلمنیت و تیتانومگنتیت می‌تواند نقش موثری در کاهش Ti داشته باشد [۳۵]. افزون بر این، نمونه‌های مورد بررسی غنی‌شدگی نسبی از Sr نشان می‌دهند که به احتمال



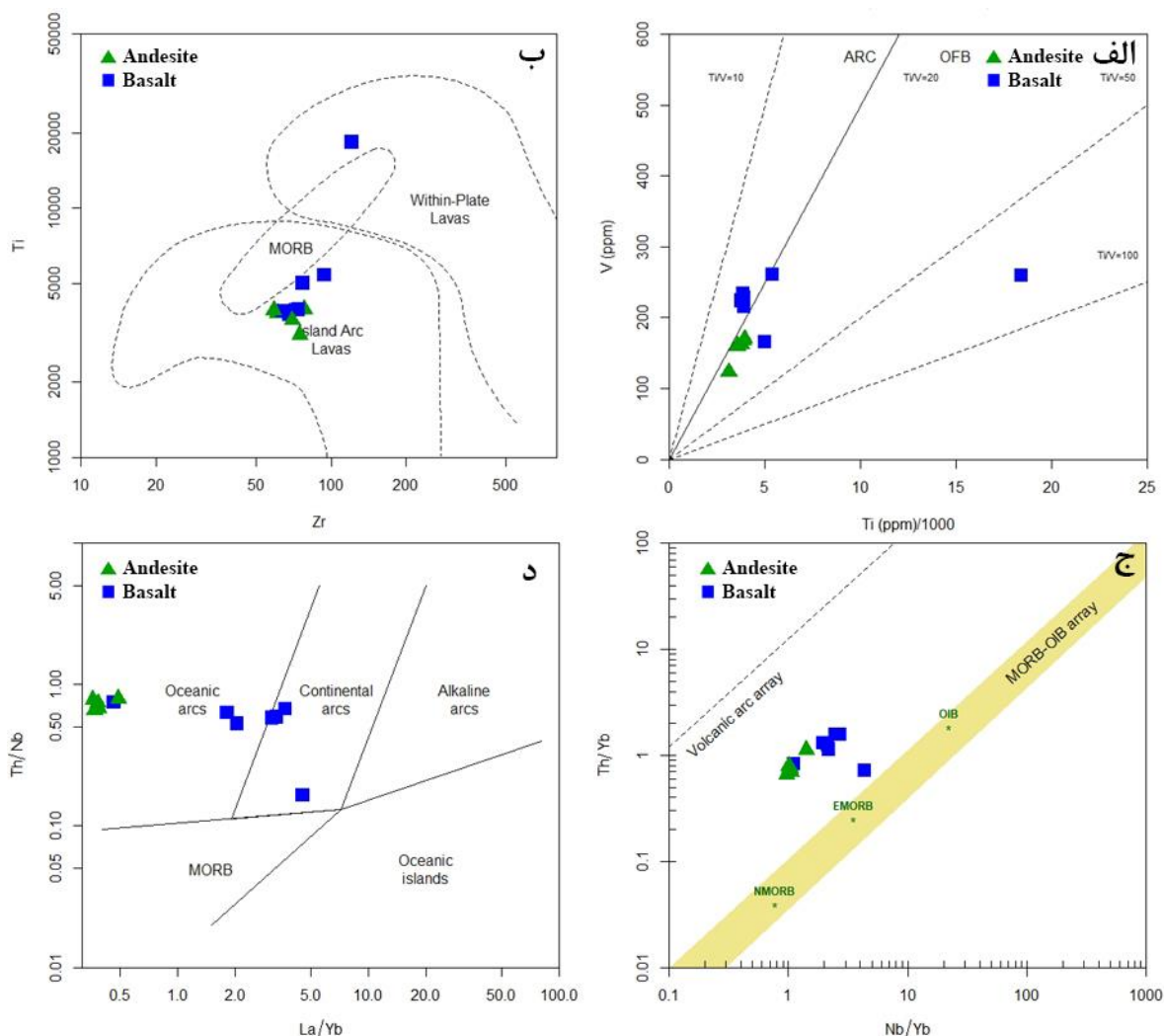
شکل ۸ الف) نمودار عنکبوتی سنگ‌های منطقه بهنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه [۳۳]، ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به MORB [۴۴]، پ) نمودار عنکبوتی سنگ‌های منطقه بهنجار شده نسبت به کندریت [۴۶].

خاستگاه ماگمایی

به منظور تعیین محیط زمین ساختی تشکیل سنگ‌های آذرین پهنه سندانج-سیرجان، از نمودارهای تفکیکی بر اساس عناصر Ti ، V ، Zr ، Nb ، Yb و Th استفاده شد. تحلیل این نمودارها بینشی ارزشمند در مورد خاستگاه ماگمایی و محیط زمین ساختی این سنگ‌ها ارائه می‌دهند.

در نمودار Ti/V [۵۱]، که نقاط آبی نشان‌دهنده بازالت‌ها و نقاط سبز، نماینده آندزیت‌ها هستند. نمونه‌ها بر یک خط روند کلی بین نسبت‌های Ti/V برابر با ۱۰ تا ۱۰۰ قرار دارند (شکل ۹ الف)، به‌طوری‌که بیشتریت بازالت‌ها (نقاط آبی) در گستره

میانی این خط و در گستره قوس آتشفشانی (ARC) قرار گرفته و به سمت نسبت‌های بالاتر Ti/V نزدیک شده‌اند. همچنین بیشتر آندزیت‌ها (نقاط سبز) به سوی پشته اقیانوسی (OFB) نزدیک شده‌اند. نسبت بالای Ti/V اغلب بیانگر پگماتیت شدن ماگمای گوشته‌ای است [۵۲]. از سوی دیگر، مقادیر کمتر آن مربوط به ماگماهایی با مقدار بیشتر آب و اکسیدهای فرو - منیزین است [۵۳]. از این رو بر اساس این نمودار، سنگ‌های مورد بررسی مشخصه‌های متفاوتی دارند که بیانگر منابع و سامانه‌های ماگمایی متغیر است و در گستره بین کمان آتشفشانی تا کرانه اقیانوسی جای می‌گیرد.



شکل ۹ الف) نمودار Ti/V ، که بر پایه آن، نمونه‌ها بر یک خط روند کلی بین نسبت‌های Ti/V برابر با ۱۰ تا ۱۰۰ قرار گرفته‌اند [۵۱]، (ب) نمودار $Zr-Ti$ [۵۴] که براساس آن، بیشتر بازالت‌ها در گستره "جزایر آتشفشانی و آندزیت‌ها در بخش پایینی گستره قوس‌های آتشفشانی جزیره‌ای" قرار دارند. (پ) نمودار $Nb/Yb - Th/Yb$ [۵۵]، که بر پایه آن، بیشتر بازالت‌ها و آندزیت‌ها در راستای مسیر MORB-OIB قرار دارند و نسبت به گوه-های کمان آتشفشانی دارای مقدار بالاتری هستند. (ت) نمودار $La/Yb - Th/Nb$ [۵۶] که نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌ها به ویژه بازالت‌ها، در گستره قوس‌های اقیانوسی و سنگ‌های آندزیتی مایل به سنگ‌های قوس‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند.

در نمودار Zr-Ti [۵۴]، بیشتر بازالت‌ها در گستره جزایر آتشفشانی قرار گرفته‌اند (شکل ۹ ب)، در حالی که آندزیت‌ها در بخش پایینی گستره قوس‌های آتشفشانی جزیره‌ای قرار دارند. بر این اساس، ترکیب بازالت‌ها می‌تواند ناشی از ذوب گوشته در اثر سیال‌های فروران‌ش با Zr/Ti بالا باشد و آندزیت‌ها، فراورده پایانی جدایش ماگمایی یا آلودگی پوسته‌ای با Zr/Ti بسیار بالا و Ti بسیار کم باشد. بر اساس نظر برخی پژوهشگران [۵۷، ۵۸]، سنگ‌هایی با خاستگاه کمان آتشفشانی اغلب دارای مقادیر کمتری از عناصر ناسازگار Zr, Ti هستند. از این رو بر اساس شکل ۹ ب، سنگ‌های مورد بررسی در شرایط فروران‌ش، درصد به نسبت کمتری از Zr/Ti دارند. از این رو، حضور این کانی‌ها می‌تواند دلیل پایین بودن Ti و Zr نیز باشد. این یافته نشان می‌دهد که فرآیندهای در ارتباط با فروران‌ش در شکل‌گیری این سنگ‌ها نقش داشته‌اند و خاستگاه سنگ‌های این منطقه در درجه اول از فعالیت‌های ماگمایی کمان آتشفشانی است.

در نمودار Nb/Yb - Th/Yb [۵۵]، بیشتر بازالت‌ها و آندزیت‌ها در راستای MORB-OIB قرار دارند و نسبت به گوه‌های کمان آتشفشانی دارای مقدار Nb/Yb بالاتری هستند و بعضی از بازالت‌ها تمایل بیشتری به پایان پهنه فروران‌ش نسبت به سنگ‌های آندزیتی نشان می‌دهند (شکل ۹ پ). بر این اساس، غنی‌شدگی ناشی از فروران‌ش منجر به غنی‌شدگی نسبی توربوم شده است [۵۹، ۶۰] و بیشتر سنگ‌های این منطقه ناشی از منبع گوشته دگرنهاد و بر اثر فعالیت کمان ماگمایی شکل گرفته‌اند.

بر پایه نمودار La/Yb - Th/Nb [۶۰] (شکل ۹ ت) بیشتر نمونه‌ها به ویژه بازالت‌ها، در گستره قوس‌های اقیانوسی و سنگ‌های آندزیتی متمایل به سنگ‌های قوس‌های قاره‌ای قرار دارند (شکل ۹ د) که نشان می‌دهد به جز دسته‌بندی مشخص سنگ‌ها، نمونه‌ها شرایط مختلف در محیط‌های فروران‌شی دارند. به بیانی، به دلیل غنی‌شدگی La نسبت به Yb در منطقه فروران‌شی، این عناصر به دلیل تحرک متفاوت، ترکیب و مکان ذوب مشخص می‌کند [۶۱] و از این رو، تفسیرهای بهتری را از محیط زمین‌ساختاری سنگ‌های مورد بررسی فراهم می‌سازد.

برداشت

این پژوهش، با تمرکز بر بخش کوچکی از سنگ‌های آذرین مزوزوئیک پهنه سنج-سیرجان در کوه رستاق، به‌ویژه

بازالت‌ها و آندزیت‌ها، داده‌های سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و ایزوتوپی آن‌ها به طور جامع بررسی کرده و درک عمیق‌تری از تکامل ماگمایی و محیط زمین‌ساختی این منطقه ارائه می‌دهد. یافته‌های این پژوهش، افزون بر تأیید فرضیه‌های پیشین پیرامون نقش فروران‌ش در تشکیل این سنگ‌ها، الگوهای متنوعی از فرآیندهای ماگمایی را مشخص می‌کند. تحلیل‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که سنگ‌های آندزیتی، بیشتر دارای کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول به‌صورت درشت بلور و پیروکسن به‌صورت درشت بلورهای فرعی بوده، در حالی که بازالت‌ها دربردارنده پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین به عنوان کانی‌های اصلی هستند [۱۹، ۲۰]. بافت پورفیری با خمیره ریزسنگی مشخصه اصلی هر دو گروه سنگی است. بررسی‌های زمین‌شیمی عناصر اصلی و فرعی نیز بیانگر تنوع در ترکیب این سنگ‌ها و الگوی جدایش ماگمایی در روند دگرگونی آنهاست. به ویژه، مقادیر Al_2O_3 و CaO طی تبلور کاهش یافته است، MgO و Fe_2O_3 با افزایش SiO_2 روند کاهشی نشان می‌دهند، درحالی که عناصر ناسازگاری چون K_2O با افزایش مقدار سیلیس افزایشی رو به بالا دارند و این دگرگونی‌های منطبق با تشکیل کانی‌های در ارتباط همخوانی دارند [۲۴-۲۶]. بررسی سری ماگمایی نشان می‌دهد که نمونه‌ها بیشتر در گستره سری تولیتی تا آهکی قلیایی جای دارند که با شرایط ماگماهای قوسی همخوانی دارد. ناهنجاری مثبت Eu که در پلاژیوکلازها اهمیت دارد به احتمال بسیار بیانگر دخالت یک منبع غنی شده است که با حضور آمفیبول و گارنت کنترل می‌شده است [۴۰-۴۲]. بر پایه داده‌های بدست آمده، این نتایج بیانگر نقش دگرنهادی گوشته بالایی است.

تحلیل‌ها نمودارهای عنکبوتی نشان داد که نمونه‌های بازالتی از گوه گوشته‌ای که طی فروران‌ش دگرنهاد شکل گرفته اند و از دیدگاه زمین‌شیمی، ویژگی‌های شبیه سنگ‌های آذرین محیط‌های کمانی را نشان می‌دهند و به احتمال بسیار سنگ‌های آندزیتی و بازالتی متفاوت هستند و طی فرآیندهای مختلف ماگمایی شکل گرفته‌اند [۴۴، ۴۶]. این درحالی است که سنگ‌های آندزیتی بیشتر گرایش به الگوهای اقیانوسی و ترکیب‌های قاره‌ای را از خود نشان می‌دهند. یافته‌ها نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرین منطقه بیشتر از گوه گوشته دگرنهاد و در محیط‌های فروران‌شی تشکیل شده‌اند و ویژگی‌های شبیه

- [10] Aghanabati A., "Geology of Iran", Geological Survey of Iran, (2004).
- [11] Nabavi M., "Petrography of Iran", University of Tehran Publication, 1976. (in Persian).
- [12] Stöcklin J., "Structural History and Tectonics of Iran: A Review", *Earth-Science Reviews*, vol. 4, no. 1, (1968), pp. 1-41.
- [13] Zarrinkoub M., et al., "Timing, Geochemistry and Origin of the Subduction-Related Cenozoic Volcanic Rocks from Northeast of the Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran, with Implication to Tethyan Closure History", *Arabian Journal of Geosciences*, vol. 11, no. 5, (2018).
- [14] Moghadam H. S., et al., "Cretaceous Crust Formation in the Northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran: Constraints from Zircon U–Pb Dating and Trace Elements of Intrusive and Volcanic Rocks", *Lithos*, vol. 262, (2016), pp. 1-14.
- [15] Hassanzadeh J., et al., "U–Pb Zircon Geochronology of the Sanandaj–Sirjan Zone, Iran: Implications for the Timing and Nature of Magmatism Related to Neo-Tethys Subduction", *Tectonophysics*, vol. 451, nos. 1-4, (2008), pp. 71-96.
- [16] Chiu H. Y., Chung S. L., Wu F. Y., "Magmatic Origin of Granitic Gneisses within an Arc-Continent Collision Zone: Insights from Zircon Geochronology, Trace Element and Nd Isotopic Characteristics", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 120, (2013), pp. 335-58.
- [17] Shahbazi H., et al., "Geochemistry and U–Pb Zircon Geochronology of the Urumieh–Dokhtar Magmatic Assemblage (Northwest Iran): Insights on the Origin and Evolution of Subduction-Related Magmatism", *International Journal of Earth Sciences*, vol. 99, no. 6, (2010), pp. 1361-78.
- [18] Ghasemi A., Christopher J. Talbot., "A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran)", *Journal of Asian Earth Sciences* 26.6 (2006): 683-693.
- [19] Sargodar, "Geological Compilation Map, Scale 1:100000", Iranian Oil Operating Company, (2020). 1 sheet.
- [20] Whitney Donna, Bernard Evans, "Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals", *American Mineralogist*, vol. 95, (2010), pp. 185-87.
- [21] Whitney Donna L., Bernard W., Evans, "Abbreviations for names of rock-forming minerals", *American Mineralogist* 95.1 (2010): pp.185-187.
- [22] Cox K. G., et al., "The Interpretation of Igneous Rocks", George Allen & Unwin, 1979.

ماگماهایی دارند که در کمان‌های آتشفشانی و محیط‌های فرورانش شکل گرفته‌اند.

قدردانی

به این وسیله از ریاست محترم دانشکده علوم پایه، مدیر و معاون محترم پژوهش و فناوری دانشگاه هرمزگان که امکان انجام این پژوهش را فراهم نمودند، صمیمانه سپاسگزاریم.

مراجع

- [1] Azizi H., Jahangiri A., "Petrogenesis of the Jurassic Granitic Rocks from the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran.", *Journal of Asian Earth Sciences*, vol. 37, no. 4, (2010), pp. 331-42.
- [2] Verdel C., Fallah M., "The Jurassic–Cretaceous Magmatism in the Sanandaj-Sirjan Zone of Iran: Constraints from Geochemical and Geochronological Data", *International Geology Review*, vol. 55, nos. 7-8, (2013), pp. 905-28.
- [3] Ghasemi A., Talbot C. J., "A New Tectonic Model for the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, vol. 26, no. 6, (2006), pp. 683-703.
- [4] Mohajjel M., Sahar A., "Tectonic Evolution of the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", *Tectonophysics*, vol. 408, nos. 1-4, (2005), pp. 187-202.
- [5] Castro A., Patiño Douce A. E., Stephens J., "Experimental Constraints on Partial Melting of Metagreywacke to Tonalitic Melts at 10 kb", *Journal of Petrology*, vol. 51, no. 2, (2010), pp. 279-307.
- [6] Kelemen P. B., Hanghoj K., Greene A. R., "One View of the Geochemistry of Subduction-Related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Magmas and Peridotite Interaction", *Treatise on Geochemistry*, vol. 3, no. 2, (2003), pp. 593-659.
- [7] Richards J. P., "Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu±Mo±Au Deposits", *Economic Geology*, vol. 98, no. 8, (2003), pp. 1515-33.
- [8] Ahmadi A., Shafaii Moghadam H., "Geochemical and Sr-Nd Isotopic Characteristics of the Jurassic Magmatic Rocks of the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran: Implications for Mantle Source and Petrogenesis", *Journal of Asian Earth Sciences*, vol. 41, no. 6, (2011), pp. 620-33.
- [9] Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., "Evolution from Oceanic Crust Subduction to Continental Collision in the Zagros Orogen, Iran", *Tectonics*, vol. 27, no. 5, (2008), pp. 514-25.

- [38] Kent A. J., "Origin of Depleted Peridotites from the Southeastern Australian Continental Lithospheric Mantle", *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 131, nos. 3-4, (1995), pp. 287-303.
- [39] Nagudi I. A., et al., "Petrogenesis of Precambrian Subduction-Related and Continental Alkaline Granitic Magmatism, Tanzania; An Approach Using in Situ Zircon Ion Microprobe (SHRIMP) U-Pb Chronology", *Journal of Petrology*, vol. 44, no. 5, (2003), pp. 769-92.
- [40] Drake M. J., Weill D. F., "The Partition of Eu, Ge, Sr, Between Plagioclase Feldspar and Basaltic Liquids in Equilibrium with the Same Plagioclase in Presence and Absence of Cr", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 39 (1975) p. 689.
- [41] Wilson M., "Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach", Unwin and Hyman, (1989).
- [42] Jahangiri A., Azizi H., "Petrology and Tectono-Magmatic Setting of the Abazar Granodiorite-Granite Pluton, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", *Journal of Sciences*, vol. 28, (2008), pp. 37-50.
- [43] Kelemen P. B., Yogodzinski G., Ducey T. J., "An Evolving Picture of the Izu-Bonin-Mariana Subduction System and Slab Fluxes", in *Subduction-Zone Geochemistry*. 347-382, (2003).
- [44] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes", *Magmatism in the Ocean Basins*, vol. 313, (1989) pp. 337.
- [45] Pearce J. A., "A 'Users Guide' to Basalt Discrimination Diagrams", *Technical Notes in Petrology* 8, Dept. of Geology, The University, Open University, (1984), pp. 1-28.
- [46] Jahangiri A., "The Effects of Source Mantle Heterogeneity and Magma-Crust Interaction on Magmagenesis in the Khamsan Area of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran, with Implication to the Magmatic and Tectonic Evolution of the Neotethyan Margin in SW Asia", *Arabian Journal of Geosciences*, vol. 2, no. 4, (2009), pp. 305-24.
- [47] Brenan J. M., et al., "Mineral – Aqueous Fluid Partitioning of Strontium, Barium, Rubidium and Tantalum at 8 GPa: Implication for Element Fractionation During Subduction", *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 135, (1995), pp. 9-23.
- [48] Stalder R., et al., "Experimental Investigation of Phase Relations in a Basic MORB Related Composition at High-Pressure Conditions: Application to the Crust and Mantle Processes of Island-Arc Magmatism", *The Lithosphere*, (1998), pp. 568-606.
- [23] Winchester J. A., Floyd P. A., "Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobility Elements", *Chemical Geology*, vol. 20, (1977), pp. 325-43.
- [24] Meysoon G. M., "Chemical Variations in Magma", McGraw-Hill, (1982).
- [25] Rollinson H., "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation", Interpretation. John Wiley & Sons, 1999.
- [26] Schilling J. G., et al., "Trace-Metal Variations across the Mid-Atlantic Ridge at 43°N", *Nature*, vol. 303, no. 5919, (1983), pp. 683-85.
- [27] Schilling J. G., Kingsley R. H., Gendron M. S., "Rare-Earth Elements in Back-Arc Basalts, North Atlantic", *Nature*, vol. 303, no. 5918, (1983), pp. 551-53.
- [28] Moein-Vaziri A., "Trace Element Distribution in Igneous Rocks", Shahid Chamran University Publication, (2001). (in Persian)
- [29] Rollinson H., "A Practical Introduction to Geochemistry", John Wiley and Sons, (1993).
- [30] Miyashiro A., "Volcanic Rock Series in Island Arcs and Active Continental Margins", *American Journal of Science*, vol. 274 (1974).
- [31] Peccerillo A., Taylor S.R., "Rare Earth Elements in East Carpathian Volcanic Rocks", *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 32, no. 2, (1976), pp. 121-26.
- [32] Ross P.S., Bédard J.H., "Magmatic Affinity of Modern and Ancient Subalkaline Volcanic Rocks Determined from Trace-Element Discriminant Diagrams", *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 46, no. 11, (2009), pp. 823-39.
- [33] Thompson R.N., "Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province", *Scottish Journal of Geology*, vol. 18, no. 1, (1982), pp. 49-107.
- [34] Carles G., Graf B., "An Early Stage in Subcontinental Upper Mantle Evolution: Evidence from REE and Minor Elements of Mantle Xenoliths", *Chemical Geology*, vol. 47, nos. 1-2, (1984), pp. 57-78.
- [35] Rollinson H., "A Practical Introduction to Geochemistry", John Wiley and Sons, (1993).
- [36] Reavy R.J., et al., "Mobilisation of Potassium, Rubidium and Caesium During Natural Acid Weathering of Lower Palaeozoic Bedrock", *Chemical Geology*, vol. 206, (2004), pp. 39-59.
- [37] Saunders A.D., et al., "Peridotite Composition of Back-Arc Basins; Constraints on the Mantle Sources and Petrogenesis of MORB", *Oceanologia Acta*, (1992), pp. 101-11.

Clinopyroxene in Th Partitioning Between the Mantle and the Basaltic Melt", Contrib Mineral Petrol, vol. 178, (2023), p. 7.

[56] Marsh B.D., Keane D.M., "On the Interplay of La, Ce and Yb Fractionation at Convergent Plate Boundaries, with Application to Slab-Derived Fluids and Arc Melt Composition", Lithos, vols. 362-363, (2020), p. 105471.

[57] Yusuf, Z., Imai A., Widodo S., "Magma Origin and Petrogenesis of Eocene Igneous Rocks in Meratus Mountain South Kalimantan Island Based on Trace Elements Geochemical Analysis", Journal of Geoscience and Environment, vol. 4, (2022), pp. 350-63.

[58] Pearce J.A., "Basalt Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Mafic Volcanic Rocks", Handbook of Volcanology, (2008), pp. 207-62.

[59] Ford A.S., et al., "Geochemistry of Neoproterozoic Back-Arc Magmatism in the Damara Belt, Namibia; Petrogenetic Evidence of Progressive Mantle Modification Through Time", Lithos, vols. 212-213, (2015), pp. 187-200.

[60] Hollacher K., et al., "Magmatic Evolution of Andean Arc Magmatism Constrained by Geochemical and Isotope Studies Along 27-28 S", Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 164, (2012), pp. 835-57.

[49] Ayres M., Watson E.B., "Rutile Saturation in a Synthetic Basaltic System, Implication for Trace Element Analysis of Ocean Ridge Basalts", Chem Geology, vol. 92, (1991), pp. 281-311.

[50] Shervais J.W., "Ti-V Plots and the Petrogenesis of Modern and Ophiolitic Lavas", Earth and Planetary Science Letters, vol. 59, no. 1, (1982), pp. 101-18.

[51] Jameson D., Bruce B., "High Ti/V and Implications of High Temperatures of Basaltic Melt for Volcanic Hazard in Central Alaska", Geophysical Research Letters, vol. 48, no. 19, (2021), p. e2021GL094257.

[52] Felici L., et al., "The V/(V + Fe) in Silicate Melts: Experimental Determination in Magmatic Rocks at Redox Conditions Around the QFM Buffer", Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 160, (2015), pp. 193-211.

[53] Pearce J.A., "Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries", Andesites, John Wiley and Sons, (1982), pp. 525-48.

[54] Lu L., Wright N.M., "A Revised Multi-Trace Element Geochemical Method for Determining Island Arc Sources: Insights from Cenozoic Eastern Australia", Chemical Geology, vol. 499, (2018), pp. 89-102.

[55] Barclay G., Taylor R., "High Th/Yb Values as a Measure of Recycled Subducted Crust and Metasomatized Lithosphere: The Importance of