

دو فصلنامه کواترنری ایران (علمی-پژوهشی)، دوره ۸، شماره ۴ و ۳، پاییز و زمستان ۱۴۰۱

ص ۴۵۵ تا ۴۷۶

مطالعه و بررسی پترولوژی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی پلیوکواترنری شمال غرب ایران (استان‌های آذربایجان شرقی، غربی و اردبیل)

نصیر عامل؛ دانشیار دانشکده علوم طبیعی، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

مهديه فاضلی حق*؛ دانشجوی مقطع دکتری دانشکده علوم طبیعی، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۱/۲۷

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۶/۰۷

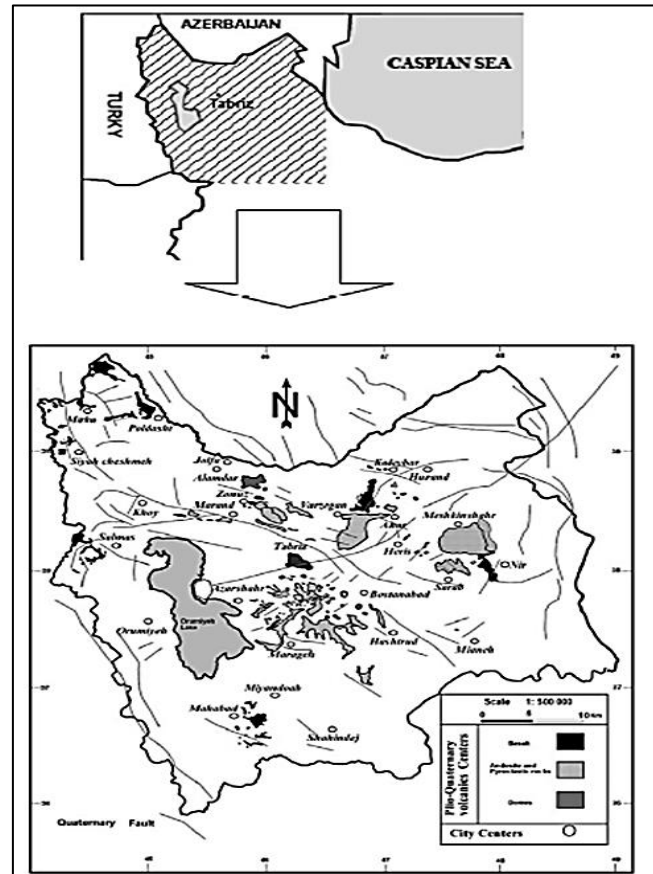
چکیده

واحدهای آتشفشانی پلیوکواترنری در نواحی مختلف آذربایجان در شمال باختری ایران قرار دارند. ملاحظات صحرایی نشان دهنده استقرار مواد آتشفشانی در ارتباط با ساختارهای زمین ساختی خطی مانند شکستگی‌ها و گسل‌های اصلی و محور چین‌های جوان است. سنگ‌های مورد مطالعه شامل بازالت، آندزیت بازالت، تراکی آندزیت، تراکیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت می‌باشند که از سری ماگمایی کالک آلکالن و آلکالن با پتاسیم بالا هستند. گدازه‌های بازالتی جوان از بازالت، الیوین‌بازالت، تفریت تشکیل شده‌اند که به سری ماگمایی آلکالن تعلق دارند. نمونه‌های مورد مطالعه غنی شدگی را در K، Ba، Rb، Th، U، Cs نشان می‌دهند. بررسی رفتار شیمیایی کروم، نیکل، کبالت، Ti، V و MgO در مقابل SiO₂ نشان دهنده فرآیند آلودگی است. غنی شدگی LREE و تهی شدگی HREE نشان دهنده این است که ماگمای این سنگ‌ها از گوشته استنوسفری با منبع گارنت و درجه ذوب نسبی کم منشاء گرفته‌اند. ناهنجاری‌های مثبت Cs، U، Ba، Rb، K و ناهنجاری‌های منفی Ta، Nb و Eu در نمونه‌های بازالتی را می‌توان با آلودگی پوسته‌ای تفهیر کرد. بررسی تأثیرات AFC نشان می‌دهد که فرآیند آلودگی نقش مهمی در تکوین ماگماها داشته است. واحدهای آتشفشانی اسپیدی متوسط در برخی مناطق توسط دایک‌های لامپروفیر بریده می‌شوند. بررسی ساختارهای تکتونیکی نمونه‌ها نشان دهنده قوس‌های آتشفشانی پس از برخورد است.

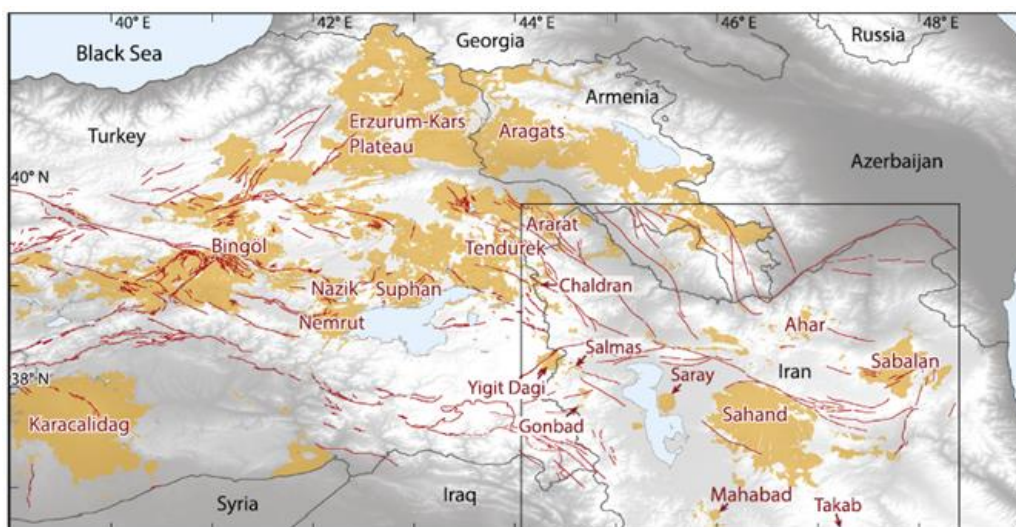
کلید واژه: آتشفشان، آذربایجان، پلیوکواترنری، شمال غربی ایران، قوس‌های پس از برخورد.

مقدمه

سنگ‌های ماگمایی پلیو- کواترنر، بیانگر آخرین مرحله ماگماتیسم در ایران هستند که بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها می‌تواند در شناخت ماهیت ماگمای اولیه و فرآیندهای موثر در تکوین سنگ‌های پلیو- کواترنری شمال غرب ایران نقش بسزایی داشته باشد. از اواخر ائوسن- الیگوسن، اثرات همگرایی بین صفحات اوراسیایی و عربی در ناحیه وسیعی از کوتاه شدگی ثبت شده است که تا قفقاز گسترش می‌یابد (Cavazza et al, 2019/ Van Dee Boon et al, 2018). مطالعات قبلی نشان داده است که لیتوسفر اقیانوسی بین آناتولی شرقی و سکوی عربستان در اوایل میوسن (~۲۰ میلیون سال) به طور کامل مصرف شده است (Okay et al, 2010). به دنبال آن برخورد قاره‌ای به سمت شمال و قفقاز کوچک و بزرگ در حدود ۱۳-۱۵ میلیون سال انجام شده است (Shengor et al, 2003/ Cavazza et al, 2019) و این آخرین مرحله آغاز فعالیت‌های آتش‌فشانی عظیم در منطقه بوده است. این ماگماتیسم‌ها عمدتاً در فلات ایران و ترکیه رخ داده‌اند (Davidson et al, 2004/ Liotord et al, 2008) و پیشنهادات مختلفی در این رابطه ارائه شده‌اند: پیرس و همکارانش (۱۹۹۰) لایه لایه شدن لیتوسفر را به عنوان یک محرک برای این ماگماتیسم پیشنهاد کرده‌اند. کسکین (۲۰۰۳) شکسته شدن اسلب پوسته اقیانوسی نئوتتیان در زیر اوراسیا را عامل این ماگماتیسم عنوان کرده است، که هر دو مکانیسم ممکن است رخ داده باشند (Keskin, 2007). ماگماتیسم پلیو-کواترنری در آذربایجان و شمال غرب ایران آثار بسیار گسترده و وسیعی را دارد و در کنار واحدهای آتشفشانی قدیمی تر (ائوسن- میوسن فوقانی) ایالت ولکانیک وسیعی را تشکیل می‌دهد (شکل ۱). در این منطقه محصولات آتشفشانی متنوعی با ترکیبات و اشکال مختلف در طی پلیو- کواترنری تشکیل شده‌اند. مطالعات و تحقیقات انجام شده بر روی این واحدها اغلب به صورت پراکنده و منطقه‌ای بوده و نظریه‌های مختلفی در ارتباط با نحوه تشکیل آتش‌فشان‌ها، منشأ، ویژگی‌های تکتونیکی و تحولات زمین‌شناختی ناحیه‌ای ارائه گردیده است. موقعیت ویژه زمین‌شناسی و ساختمانی منطقه آذربایجان و قرارگیری آن در فلات مرتفع ایران- آناتولی و منطقه برخوردی پلیت‌های عربی و اوراسیایی، ایجاب می‌کند که اغلب محققین تحولات تکتونیکی مذکور را در بوجود آمدن فعالیت‌های آتش‌فشانی در نظر داشته باشند. در اغلب مطالعات انجام شده توجه دقیقی به زمان دقیق شروع آتش‌فشان‌ها و موقعیت تکتونوماگمایی آنها نشده و آتش‌فشان‌های جوان و قدیمی که از نظر سن و موقعیت محیط تکتونیکی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی با هم فرق دارند از هم تفکیک نشده‌اند (عامل، ۱۳۸۶). بر اساس مطالعات انجام شده توسط (Lechmann et al, 2018) بر روی سنگ‌های آتشفشانی منطقه شمال غرب ایران، سنگ‌های آتشفشانی میوسن میانی تا کواترنر مناطق وسیعی از آذربایجان در شمال باختری ایران را پوشش می‌دهند. نقشه پراکندگی سنگ‌های آتشفشانی میوسن و کواترنر در شمال غربی ایران و همچنین شرق ترکیه و ارمنستان در شکل ۲ نشان داده شده است. پژوهش‌های انجام گرفته در مورد ویژگی‌های ژئوشیمیایی و زمین‌ساخت ماگمایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها اغلب ماهیت آکالن دارند و در یک محیط همزمان با برخورد یا پس‌برخوردی شکل گرفته‌اند (عامل ۱۳۸۶/ Liotord et al, 2008 /Azizi & Moinvaziri, 2009 /Hajalilou et al, 2009 /Saadat & Saadar et al, 2010 /Mirnejad et al, 2010 /Keirkhah et al, 2009 /al, 2009). (Stern, 2011).



شکل ۱: موقعیت واحدهای آتشفشانی پلیو- کواترنری در آذربایجان شرقی و غربی (شمال غرب ایران) همراه با موقعیت گسل‌های جوان (عامل ۱۳۸۶)

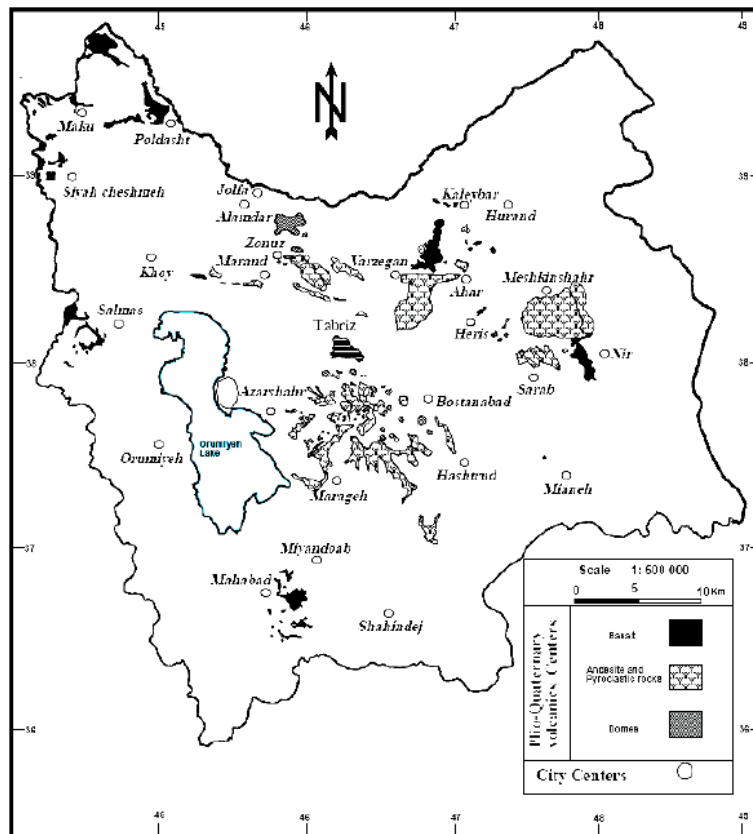


شکل ۲: پراکندگی سنگ‌های آتشفشانی نئوزن و کواترنری (رنگ نارنجی) در شمال غرب ایران (مربع سیاه)، شرق ترکیه و ارمنستان با مراکز عمده آتشفشانی (اسامی به رنگ قرمز) (Lechmann et al, 2018).

آتش‌فشان‌های پلیوکواترنری آذربایجان (شمال غرب ایران) و شرق آناتولی به صورت یک محدوده و سبب به طول ۹۰۰ کیلومتر را دربرمی‌گیرد و فلات ارمنستان را نیز شامل می‌شود که در آن فعالیت‌های لرزه‌ای پراکنده و کم ژرفا حاکی از دگرشکلی‌های جوان و فعال رخ می‌دهد (Pearce et al, 1990). فرورانش نئوتتیس به زیر جنوب غربی اورا سیا (ایران، ترکیه، گرجستان، ارمنستان و آذربایجان) در نتیجه برخورد صفحات اورا سیا و عربستان ایجاد شده است. نظریات متعددی از زمان برخورد این صفحات ارائه شده است. (Mohajjel, Berberian & King, 1981). Moritz et al, (2016) فرورانش لیتو سفر اقیانوسی نئوتتیس را اواخر ائوسن تا اوایل الیگوسن و Verdel et al, (2011) فرورانش نئوتتیس را اواخر تریاس تا کرتاسه در نظر می‌گیرند. در زمان پالئوسن تا اواخر ائوسن کشش و نازک‌شدگی پوسته همراه با برگشت صفحه اقیانوسی فرورونده (Slab Roll back) و هیدراته شدن توسط سیالات صفحه فرورونده به وقوع پیوسته است. با نفوذ صفحه عربستان به سمت شمال خرده صفحه‌های ایران و آناتولی نسبت به یکدیگر واگرایی پیدا کرده‌اند و این امر توأم با حاکمیت رژیم تکتونیکی کششی، نازک‌شدگی پوسته‌ای و ظهور ماکاهای آلکان سدیک در آذربایجان و شرق ترکیه شده است (Yilmaz, 1987). برخی از دانشمندان (England & Housman, 1980) الگوی آشفنگی حرارتی در لیتوسفر زیرقاره‌ای را که فرآیند متاسوماتیسم را پشت سر گذاشته است به عنوان مکانیسمی برای وقوع ذوب بخشی در گوشته پیشنهاد کرده‌اند برخی از الگوهای تکتونوماگمایی مطرح شده برای ماگماتیسم جوان به صورت زیر می‌باشد: مدل فرار تکتونیکی میکروپلیت‌ها به سمت شرق و غرب (Makenzie, 1972)، فرورانش دوباره و جدید پلیت عربی به زیر پونتید و شرق آناتولی (Rotstien & Kafka, 1982)، جدایش و حرکت رو به شمال تیغه فرورانش در زیر شرق آناتولی (Innocenti et al, 1981)، ریف‌تینگ در حوضه‌های میوسن پسین - پلیوسن که در راستای شرق به غرب قرار دارند و احتمالاً همراه با ذوب استنوسفر نرمال بوده است (Tokel, 1985)، مدل برخورد قاره‌ای و ضخیم‌شدگی پوسته‌ای - لیتوسفری آناتولی (Dewey et al, 1986)، کشش منطقه با وجود حوضه‌های کشیده شده در سیستم‌های گسلی امتداد لغز (Keskin, 2005 & Pearce et al, 1990)، فعالیت نقاط داغ در ارتباط با پلوم‌های گوشته‌ای (Keskin et al, 1998 & Pearce et al, 1990)، شناوری پوسته تختانی و جداشدگی آن توسط ایزوستازی به عنوان عکس‌العملی در برابر کاهش بار و رسوب‌گذاری در مناطق اطراف (Mitchel et al, 1999)، و پرشیب شدن و شکسته شدن تیغه فرورانشی در زیر کمپلکس فزاینده فرورانشی (Keskin, 2003). همچنین، بررسی ساختارهای پوسته‌ای و گوشته بالایی بر اساس پراکندگی امواج سطحی (Asudeh, 1982)، توابع گیرنده موج P و S (Nasrabadi et al, 2008., Taghizedeh Farahmand et al, 2010) و توموگرافی دور لرزه (Bavali et al, 2016., Maggi & Priestley, 2005) یک لیتوسفر نازک متشکل از یک پوسته ضخیم تقریباً ۴۵ کیلومتری در بالای گوشته بالایی داغ را نشان داده است. هدف از این پژوهش، مطالعه پتروگرافی، ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی ماگماتیسم سنگ‌های پلیو-کواترنری شمال غرب ایران بوده است. این منطقه در بخش میانی کوهزاد آلپ-همیالیا و زیر پهنه ایران مرکزی و البرز و آذربایجان واقع شده است.

موقعیت جغرافیایی مناطق مورد مطالعه

مناطق مورد مطالعه در بخش‌های مختلف استان‌های آذربایجان شرقی، غربی و اردبیل واقع شده‌اند. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به سنگ‌های مورد مطالعه در شکل ۳ نشان داده شده است. موقعیت واحدهای آتشفشانی نمایش داده شده در نقشه با استفاده از اطلاعات برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی و شواهد صحرایی تهیه شده است.



شکل ۳: توزیع جغرافیایی مناطق مورد مطالعه

مناطق مورد مطالعه شامل: (۱) ماکو- پلدشت- کلیسا کندی (۲) مهاباد (۳) سلماس و تازه‌شهر (۴) کلیبر- مرز رود و محمودآباد (۵) اهر- ورزقان- علی‌رضاچای (۶) سراب- نیر- سرعین (۷) مرند- بناب (۸) نوز- نوزق و قره‌تپه (۹) کشک‌سرای- گچی قلعه‌سی- ولذیان- زنجیره (۱۰) انامق- محبوب‌آباد در جنوب غرب مرند (۱۱) هریس و خشک‌تاب (۱۲) شمال تبریز- منور- سه‌رل- بهلول داغی (۱۳) خواجه قلعه‌لر (۱۴) عجمی میانه (۱۵) غرب سهند- متنق- ایرانق بوده است.

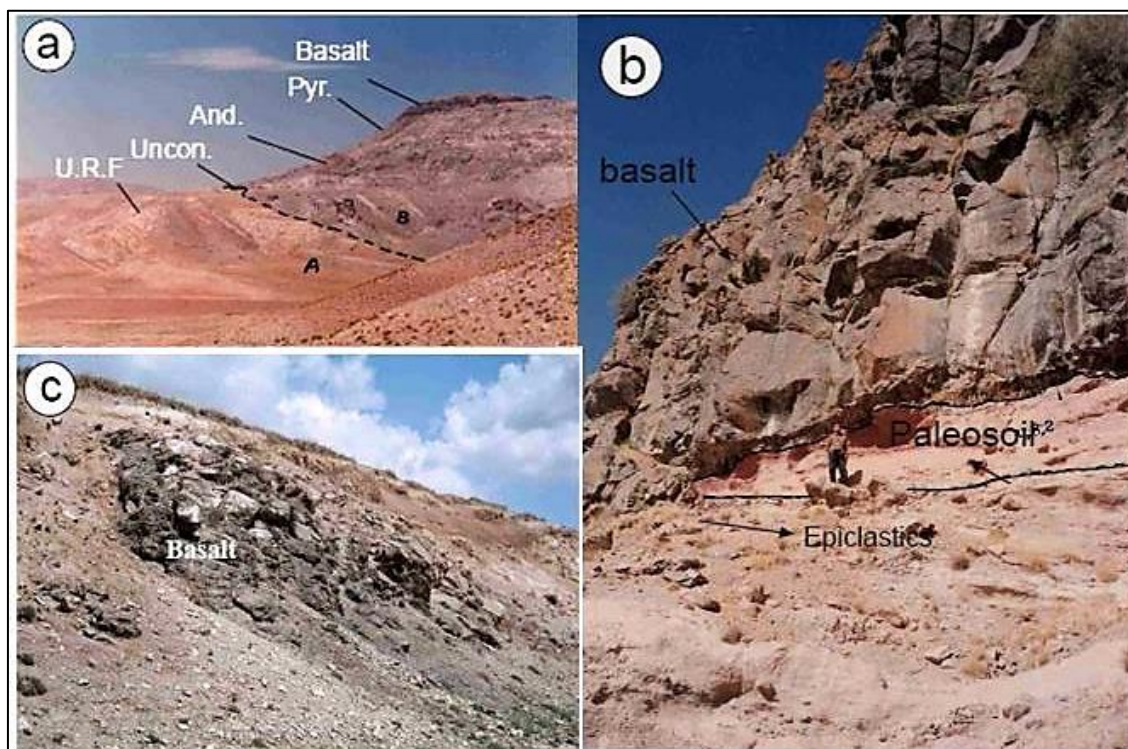
روش‌های آنالیز و تحلیلی

محدوده‌های مورد مطالعه در نقشه‌های زمین‌شناسی تبریز- پلدشت و تبریز با مقیاس‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰ قرار دارند. در اجرای برنامه‌های صحرایی از نقشه جغرافیایی با مقیاس ۱:۶۰۰۰۰۰ آذربایجان جهت انتخاب مسیرهای مناسب برای دسترسی به مناطق مورد مطالعه استفاده شده است. نمونه‌برداری‌های صحرایی در مناطق مختلفی از استان‌های آذربایجان شرقی و غربی و اردبیل از ۲۰۰ ایستگاه در حدود ۳۰۰ نمونه سنگی برداشت شده است. در اولین مرحله از مطالعات آزمایشگاهی حدود ۲۰۰ عدد مقطع نازک در کارگاه سنگ‌بری گروه زمین‌شناسی دانشگاه تبریز از سنگ‌های آتش‌فشانی مناطق مورد مطالعه تهیه گردید و بعد از این کار مطالعات این مقاطع در آزمایشگاه سنگ‌شناسی گروه زمین‌شناسی شروع شد. به منظور به ترکیب شیمیایی سنگ کل نمونه‌های مورد مطالعه حدود ۷۵ عدد از نمونه‌ها انتخاب و برای آنالیز XRF و پلاسما جفت شده القایی (ICP) به آزمایشگاه ALS Chesmex در کشور کانادا ارسال گردید. عناصر اصلی از طریق (ICP AES) آنالیز شده‌اند. نمونه‌های پودر شده در داخل ظروف شیشه‌ای تفلون با HF و HNO₃ و باقیمانده‌های خشک نیز در محلول H₃BO₃ حل شدند. دقت ابزارهای اندازه‌گیری برابر با ۰,۰۱ درصد وزنی است. غلظت عناصر کمیاب با استفاده از (ICP- Ms) تعیین شده است. در حدود ۱۰۰ میلی گرم از نمونه‌های پودر شده در داخل ظروف شیشه‌ای تفلون با HF و HNO₃ حل شدند و باقیمانده‌های خشک در HNO₃ و سپس در HCL حل شدند. مقداری از محلول در HNO₃ رقیق شد. استانداردهای BCR2 و BEN به عنوان کنترل خارجی و استاندارد BHVO-2 به عنوان کنترل داخلی مورد استفاده قرار گرفتند. دقت اندازه‌گیری برابر با ۰,۰۱ PPM برای همه عناصر است.

بحث

سنگ‌های آتش‌فشانی موجود در منطقه شمال تبریز (منور)، به صورت نواری به طول ۵۰ کیلومتر، عرض ۲,۵ کیلومتر و ضخامت حدود ۷۱۰ متر با امتداد شمال غرب- جنوب شرق به موازات گسل تبریز قرار دارند. قدیمی‌ترین سنگ‌ها در منطقه منور واحدهای آواری و تخریبی سازند قرمز فوقانی است. فوران‌های آتش‌فشانی در این منطقه به صورت شکافی عمل کرده و همراه با دوره‌های انفجار و آرامش متعدد بوده است. طبق شواهد چینه‌ای در منطقه می‌توان حداقل دو مرحله کاملاً مشخص و متفاوت را برای فعالیت آتش‌فشان در نظر گرفت. در مرحله نخست آتش‌فشان انفجاری بوده و با خروج گسترده انواع پیروکلاست‌ها مانند خاکسترهای آتش‌فشانی، بمب‌ها، برش‌های ولکانیک، روانه‌های گدازه، ایگنمبریت‌ها و آگلومراها و نفوذ گنبد‌های ساب ولکانیک همراه بوده و واحدهای سنگی داسیتی و ریوداسیتی و ریولیت را بوجود آورده است. در لابلای این واحدها رسوبات آبرفتی و آذرآواری نیز دیده می‌شوند که نشان دهنده دوره‌های توقف و آرامش در فعالیت آتش‌فشان می‌باشد. در ادامه فعالیت آتش‌فشان گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی و تراکی آندزیت‌ها تشکیل شده‌اند. در نهایت گدازه‌های بازالتی لیوین‌دار با ساختمان منشوری در آخرین مرحله فوران‌ها بر روی واحدهای قبلی با سن کواترنر قرار می‌گیرند (شکل 4, a, b).

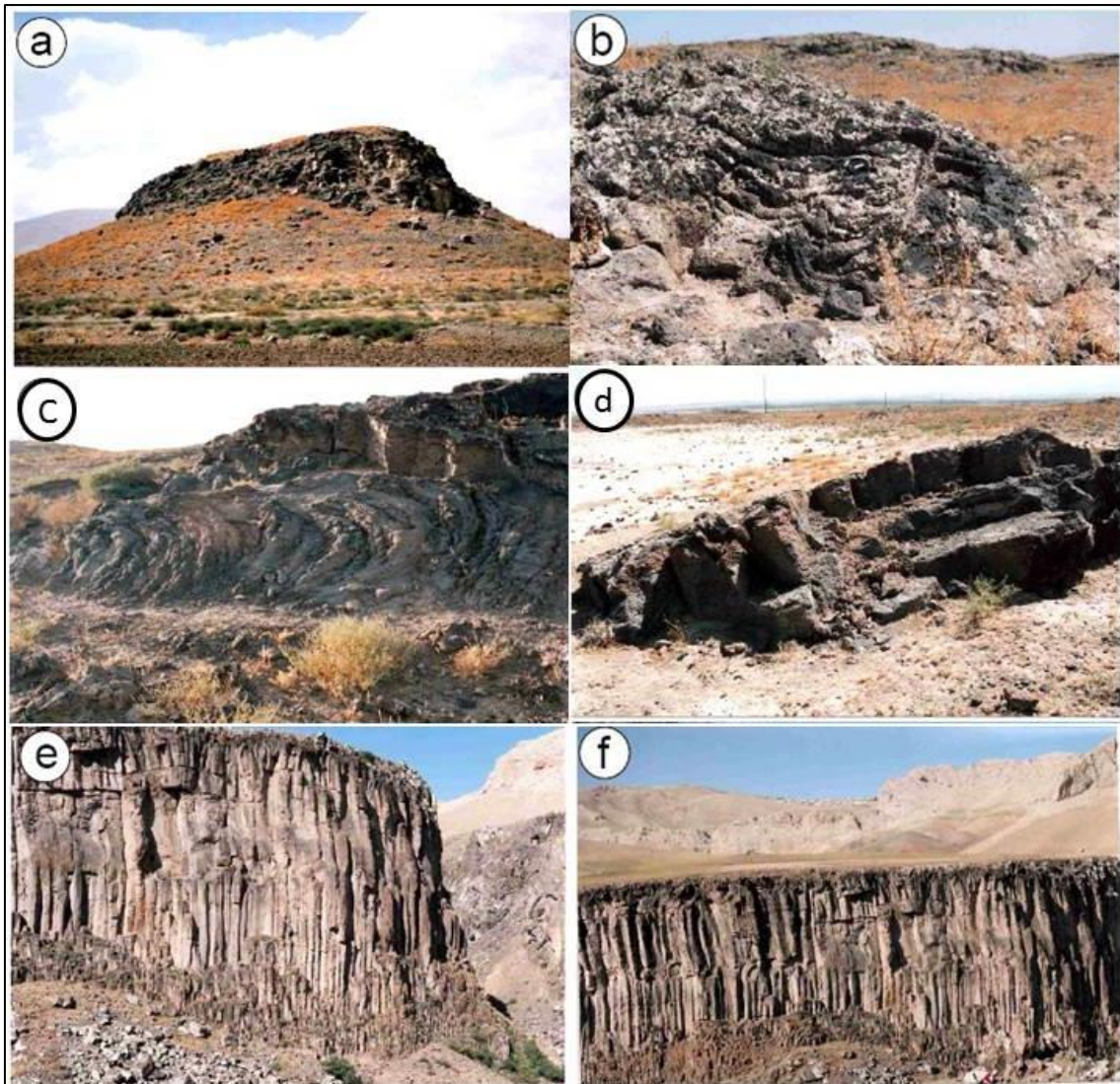
گدازه‌های آتشفشانی پلیو- کواترنری در منطقه اهر- ورزقان، دارای تنوع و گسترش و سبب هستند. در مسیر اهر- ورزقان، محصولات آتشفشانی به صورت واحدهای پیروکلاستیکی، مانند آگلومرا، توف، گدازه‌های برشی، در تناوب با واحدهای رسوبی و آپی کلاست‌ها هستند. گدازه‌های آتشفشانی آندزیتی متعدد در مسیر جاده اهر- ورزقان قابل مشاهده می‌باشند. همچنین گدازه‌های بازیک خیلی جوان با سن کواترنری، از کوه قندران‌باشی تا حاشیه جنوبی جاده به طور پراکنده با رنگ خاکستری تیره بر روی نهشته‌های کنگلومرا، سیلتستون و مارن قرمز مربوط به پلیوسن قرار گرفته‌اند. طیف ترکیبی این گدازه‌ها از تراکیت، تراکی آندزیت تا بازالت الیوین‌دار می‌باشد (شکل 4, c).



شکل ۴: (a) مجموعه آتشفشانی پلیو- کواترنری شامل سنگ‌های پیروکلاستیکی و گدازه‌های بازالتی با شیب کم که بر روی تشکیلات رسوبی قرمز فوقانی با سن میوسن به صورت دگرشیب قرار دارند. (دید به سمت شمال غرب). (b) منشورهای بازالتی و لایه گداخته شده از رسوبات آپی کلاستیک که به پالئوسویل تبدیل شده است. (c) گدازه‌های بازالتی در جاده اهر- ورزقان، دید به سمت غرب.

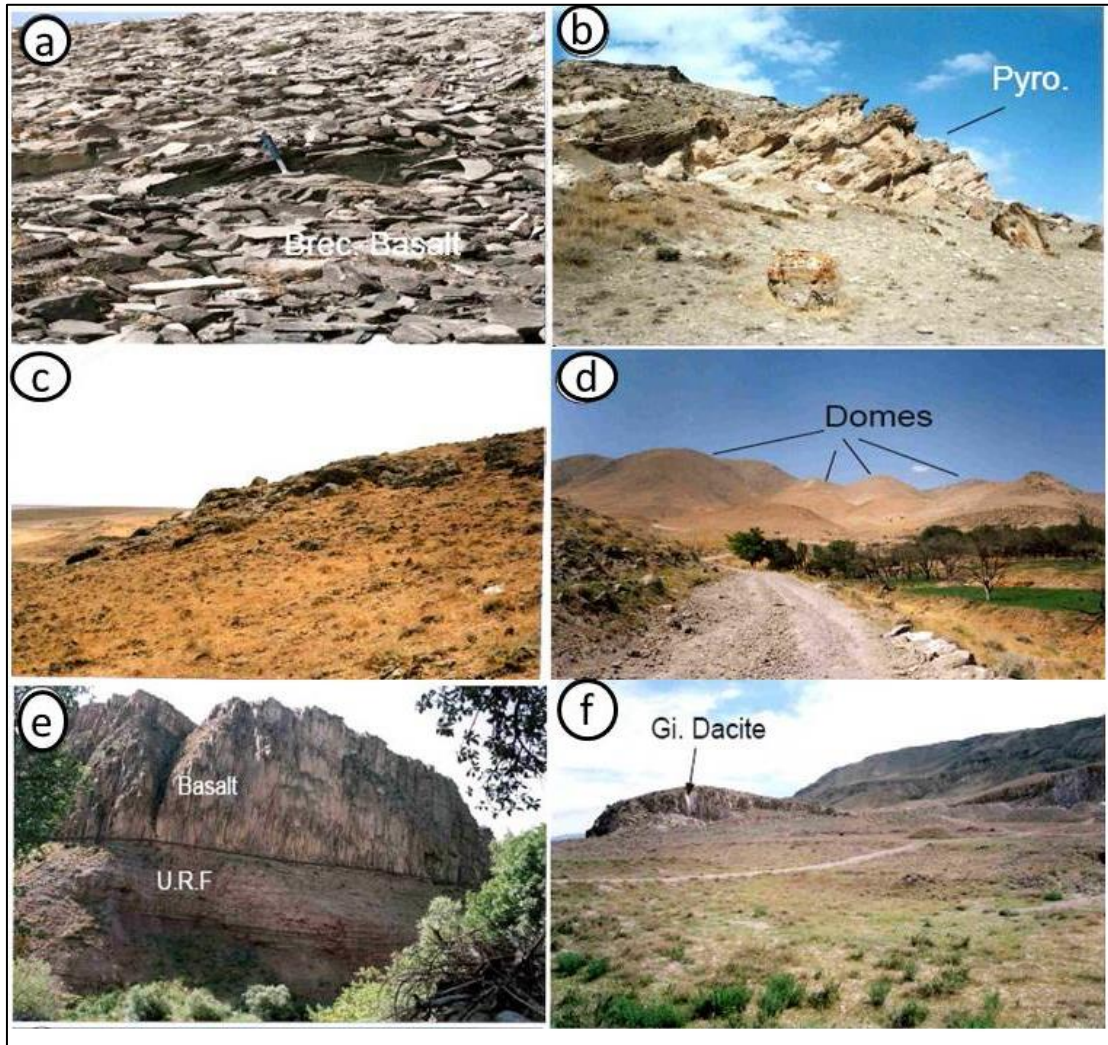
گدازه‌های بازیک در این محدوده از غرب سلماس تا حاشیه مرزی ایران و ترکیه ادامه دارند و در مناطق هموار دشت سلماس بر روی رسوبات جوان کواترنری قرار گرفته‌اند. در جاده تازه‌شهر آشناک و گلوگاه به طور کامل برونزد بازالت‌های جوان با رسوبات زیرین به خوبی مشهود است و ریزش گدازه‌های داغ بر روی رسوبات جوش‌خوردگی خاصی را در بین قلوه‌سنگ‌های رسوبی عهد حاضر ایجاد کرده است. در این منطقه محصولات مرحله نهایی و جوان آتشفشانی شامل گدازه‌های بازیک است و محصولات آتشفشانی تنوع کم‌تری را دارند (شکل 5, a). ولکانیک‌های کواترنری در حد فاصل بازرگان ماکو، ماکو- پلدشت و نواحی پست اطراف ارس گسترده شده‌اند. جوان‌ترین محصولات آتشفشانی آرارات به صورت گدازه‌های بازالتی با وسعتی قابل توجه در دره ماکو به حرکت درآمده و بر روی رسوبات عهد حاضر قرار گرفته است.

گدازه‌ها در برخی مناطق دارای ساخت طنابی و فلس مانند می‌باشند که دارای سطوح صاف و مواج است (شکل 5, b, c). زمانی که سرعت حرکت گدازه‌ها به عللی مثل کاهش شیب کم می‌شود، پوسته‌های بازالتی بر روی هم انباشته می‌شوند و گدازه‌های سنگ‌فرش پاهوهو فلس مانند را پدید می‌آورند. این نوع گدازه‌ها در محور سیه‌چشمه- کلیسا کندی به وفور دیده می‌شوند (شکل 5, d). در بداولی جنوب غرب بازرگان و حدفاصل بازرگان- کلیسا کندی، گدازه‌ها دارای ساختمان منشوری هستند (شکل 5, e, f).



شکل ۵: (a) گدازه‌های بازالتی جوان با ساختمان منشوری در مسیر جاده تازه شهر به روستای آشناک در منطقه مرزی ایران و ترکیه که بر روی رسوبات آبرفتی جوان واقع شده‌اند. دید به سمت شمال غرب (b, c) گدازه‌های طنابی شکل در ماکو، دید به سمت شرق (D). روانه‌های گدازه در مسیر سیه‌رود- ماکو، دید به سمت جنوب شرق (e, f). گدازه‌های بازالتی، مناطق پست و دره‌ها را در منطقه کلیسا کندی- ماکو پر کرده و منشورهای بازالتی تشکیل شده است. دید به سمت شمال غرب.

گسترش مواد آتشفشانی در منطقه سراب-نیر-سرعین خیلی وسیع است. به طور کلی فعالیت‌های آتش‌فشانی پلیو-کواترنری در این منطقه سبب خروج گدازه‌های بازالتی جوان شده است که بر روی رسوبات آبرفتی و در برخی مناطق واحدهای رسوبی میوسن و یا محصولات آتش‌فشانی قدیمی تر قرار دارند و در مسیر جاده اصلی نیر-سراب تا گردنه صائین و با رنگ تیره قابل مشاهده می‌باشند. در مقطعی که ضخامت گدازه‌ها کم است، ساختمان برشی ورقه ورقه مشاهده می‌شود و در برخی مناطق که ضخامت گدازه زیاد است ساختمان منشوری تشکیل شده است (شکل 6,a). در ورودی جاده سرعین، واحدهای پیروکلاستیکی شامل انواع لایلی توف‌ها، پونس‌توف، لیتیک توف، توف‌های ما سه‌ای همراه با رسوبات آبرفتی و اپی‌کلاستیکی قرار دارند و به نظر می‌رسد واحدهای مذکور مربوط به آخرین فعالیت‌های آتش‌فشان سبلان باشند که توسط گدازه‌های بازالتی جوان منطقه پوشانده می‌شوند (شکل 6,b). واحدهای آتشفشانی مورد مطالعه در منطقه مه‌آباد در مسیر جاده میاندوآب-مه‌آباد به صورت توده‌های پراکنده‌ای از گدازه‌های بازالتی جوان دیده می‌شوند که در ارتباط با جوان‌ترین مرحله فعالیت آتش‌فشانی پلیو-کواترنری آذربایجان تشکیل شده‌اند. گدازه‌های بازیک حفره‌دار بر روی رسوبات آبرفتی کواترنری و در برخی مناطق بر روی واحدهای آهکی و مارنی تشکیلات قم قرار دارند. در این مرکز آتش‌فشانی مخروط‌هائی با دهانه‌های متعدد وجود دارند. پایه آتش‌فشان بر روی واحدهای شیلی و برخی از واحدهای قدیمی به سن لالون قرار گرفته‌اند. در این منطقه محصولات آتشفشانی تنوع نداشته و تنها شامل گدازه‌های بازالتی جوان هستند (شکل 6,c). واحدهای آتش‌فشانی در منطقه مرنده و بناب شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرآواری و آتش‌فشانی به صورت گدازه، برش، توف، و توف‌ما سه‌ای است که عمدتاً در بخش شمالی کوه‌های میشو قرار دارند و به صورت دگر شیب بر روی واحدهای مختلف میوسن قرار گرفته‌اند. واحدهای آتش‌فشانی شامل سنگ‌های پیروکلاستیکی مانند برش‌های آتش‌فشانی، توف، آگلومرا و گدازه‌های آندزیتی با میان لایه‌هایی از واحدهای آواری و آذرآواری پلیوسن می‌باشند. این مجموعه آتش‌فشانی در جنوب مرنده با روند تقریباً شرقی-غربی و در شمال گسل تبریز قرار دارند (شکل 6,d). واحدهای آتش‌فشانی در منطقه زوز شامل گدازه‌های آندزیتی و آندزیت‌های بازالتی هستند که با ساخت منشوری بر روی واحدهایی از آئوسن و میوسن شامل شیل و مارن قرار دارند. در جنوب منطقه گندهای داسیتی قرار دارند که در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ به سن الیگوسن معرفی شده‌اند. در غرب زوز و روستای قره‌تپه و مناطق اطراف آن گسترش وسیعی از محصولات آتشفشانی پیروکلاستیکی شامل آگلومرا، توف و برش‌های گدازه‌ای برونزد دارند که توسط یک واحد گدازه‌ای آندزیتی جوان‌تر با رنگ تیره پوشیده می‌شوند. در این منطقه واحدهای آتشفشانی پلیو-کواترنری همراه با رسوبات آذرآواری و اپی‌کلاستیکی در مسیر جاده جلفا-مرند نیز قابل مشاهده هستند. فوران‌های آتش‌فشانی اغلب از امتداد گسل‌ها و شکستگی‌های مهم منطقه صورت گرفته است (شکل 6,e). منطقه انامق-محبوب‌آباد در جنوب غرب مرنده، در شمال کوه‌های میشو و گسل شمالی میشو قرار دارد. در منطقه انامق واحدهای آتش‌فشانی پیروکلاستیکی شامل انواع توف، آگلومرا، گدازه‌های آندزیتی و بازالتی است که بر روی واحدهای میوسن قرار گرفته‌اند. در روستای محبوب‌آباد، گندهای تراکیتی و تراکی آندزیتی متعددی وجود دارند که واحدهای میوسن را قطع نموده‌اند. این گندها دارای رنگ خاکستری مایل به سبز روشن هستند و در آنها زینولیت‌های تیره رنگ قابل مشاهده می‌باشند. در منطقه قخلار گدازه‌های داسیتی در کنار جاده مرنده-خوی با ضخامت قابل توجهی قابل مشاهده هستند (شکل 6, f).

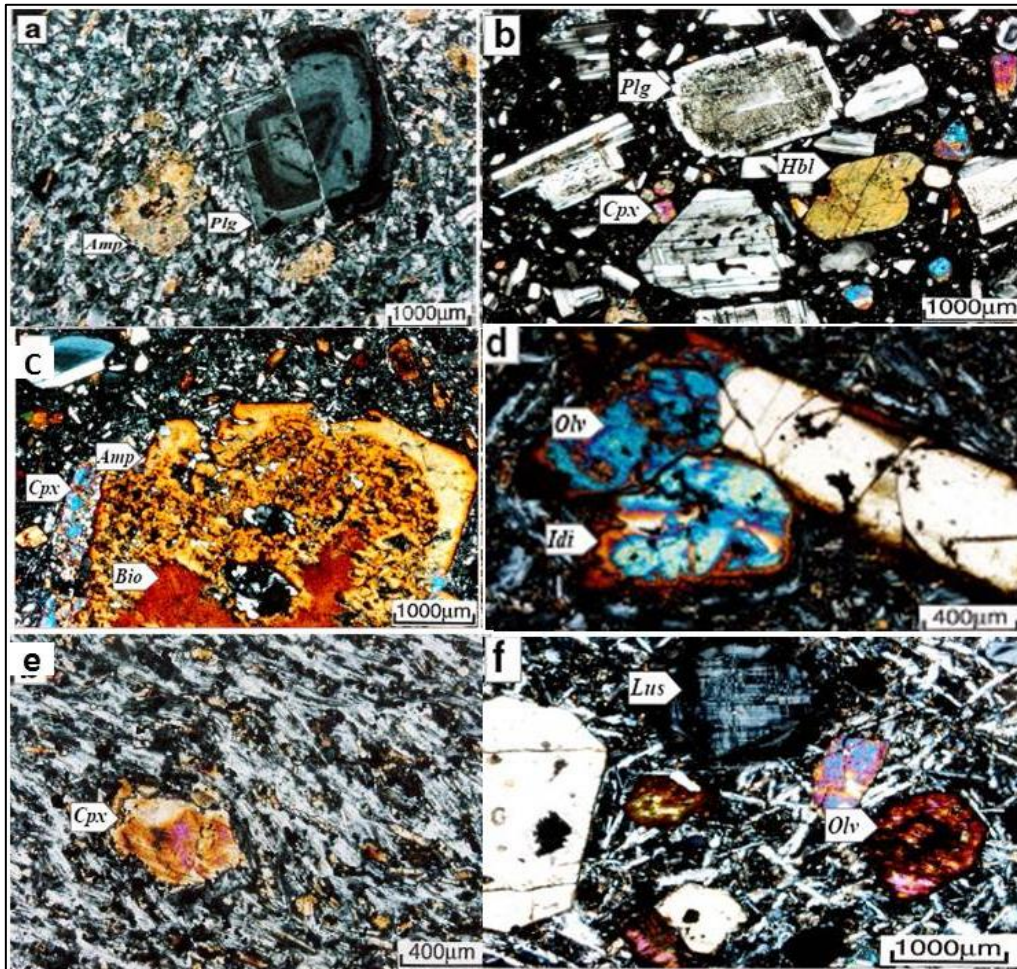


شکل ۶: (a) گدازه‌های بازالتی به شکل لایه‌ای که بر روی رسوبات آبرفتی عهد حاضر قرار دارند، دید به سمت جنوب غرب (b) واحدهای پیروکلاستیکی شامل توف، پونس با میان لایه‌هایی اپی کلاستیکی، دید به سمت شرق (c) گدازه‌های بازالتی الیون‌دار جوان مه‌آباد، دید به سمت جنوب غرب (d) سنگ‌های آتش‌فشانی داسیتی و ریوداسیتی به شکل گنبد، دید به سمت شرق (e) گدازه‌های آندزیت بازالتی با ساختمان منشوری بر روی واحدهای رسوبی با سن میوسن، شامل مارن و شیل قرار دارند، دید به سمت شرق (f) گدازه‌های داسیتی در منطقه قخلار در جاده مرنند-خوی، دید به سمت جنوب شرق.

پتروگرافی

کانی‌های اصلی داسیت‌ها و تراکی داسیت‌ها در مناطق مورد مطالعه شامل بلورهای درشت پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار است که با ساخت منطقه‌بندی در یک متن دانه‌ریز متشکل از پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکان، سانیدین و بلورهای ریز کوارتز قرار دارند (شکل 7, a).

درشت بلورهای هورنبلند به صورت شکل دار و بی شکل با ساخت منطقه بندی و حواشی سوخته، دارای بافت پوئی کلیتیک هستند. کانی های تیره و بلورهای ریز آپاتیت از کانی های فرعی به حساب می آیند و در خمیره سنگ قرار دارند. بافت غالب سنگ ها پورفیریک تا میکرو فلسیتی پورفیریک می باشد. کانی های اصلی آندزیت ها و آندزیت بازالت ها در مناطق مورد مطالعه شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند می باشند که هم به صورت درشت بلورهای شکل دار و نیمه شکل دار و یا به صورت ریز بلورها و میکرولیت ها به همراه شیشه با رنگ قهوه ای و قرمز در خمیر سنگ قرار دارند. دو نوع از آندزیت ها شامل هورنبلند آندزیت و پیروکسن آندزیت حضور غالب دارند. کلینوپیروکسن اوژیت هم به صورت درشت بلور و هم به صورت ریز در متن دیده می شود. کانی های فرعی شامل ارتوپیروکسن، آکالی فلدسپار و کانی های تیره هستند. هورنبلندها دارای حواشی سوخته هستند. پلاژیوکلازها زونه بوده و بافت غربالی نشان می دهند، بافت غربالی در اثر کم شدن فشار در مرکز و کناره های بلور ایجاد می شود و یک بافت غیر تعادلی به حساب می آید، و برخی از آمفیبول ها و پلاژیوکلازها دارای حواشی سوخته هستند. حواشی سوخته در آمفیبول ها نشان دهنده شرایط عدم تعادل بین ماگما و هورنبلندهای موجود در آن است. سنگ ها دارای بافت هیالو میکرولیتی پورفیریک، میکرولیتیک پورفیریک و پورفیریک هستند (شکل 7, b, c). بازالت ها به دو صورت در مناطق مورد مطالعه قابل مشاهده هستند که یکی به صورت الیوین بازالت و دیگری به صورت تراکی بازالت است. کانی های اصلی الیوین بازالت ها شامل درشت بلورهای الیوین است که به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار در یک خمیره ریز بلور میکرولیتی متشکل از پلاژیوکلاز و پیروکسن قرار دارند. الیوین ها ایدنگستی شده و به رنگ قهوه ای آجری دیده می شوند (شکل 7, d). کانی های تیره شامل ریز بلورهای مگنتیت و ایلمنیت است که در متن قرار دارند. پلاژیوکلازها به صورت میکرولیت های ریز دیده می شوند و ترکیب شیمیایی آنها با استفاده از ترکیب نورماتیو، در حد آندزین می باشند. بافت سنگ میکرولیتی پورفیریک و گامروپورفیریک است. در تراکی بازالت ها پیروکسن به صورت نیمه شکل دار و درشت بلور دیده می شود. پلاژیوکلازها و کلینوپیروکسن های اوژیتی دارای ساختمان منطقه ای هستند و زونینگ نو سانی را نشان می دهند، زونینگ نو سانی به اعتقاد بسیاری از محققان محصول فرآیند اختلاط ماگمایی است (Halsor., 1989) که در یک خمیره ریز بلور همراه با شیشه قرار دارند و بخش مرکزی آنها به اکسید آهن و کلریت تجزیه شده اند (شکل 7, e). کانی های اصلی در لوپسیت تفریت ها و فونوتفریت ها شامل بلورهای درشتی از لوپسیت های شکل دار هشت وجهی با ماکل پیچیده و کلینوپیروکسن های اوژیت از نوع اوژیت آبرینی و اوژیت دیوپسیدی هستند که به تعداد زیاد در یک خمیره متشکل از آکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز و پیروکسن قرار دارند. بلورهای شکل دار کلینوپیروکسن دارای ساختمان منطقه ای و بافت پوئی کلیتیک هستند. الیوین های شکل دار و نیمه شکل دار از کانی های فرعی بوده و شدیداً ایدنگستی شده اند. ایدنگستی شدن به عقیده (LeMaitre et al., 1966) حاصل متاسوماتیسم هیدروترمال الیوین ها توسط گازهای آتشفشانی در دمای بالا است، که در اثر نفوذ یون هیدروژن به داخل ساختمان الیوین صورت می گیرد. اتصال یون H به اکسیژن باعث رهایی یون های Mg^{2+} , Fe^{2+} و Si از جایگاهشان می شود و یون Fe^{3+} فرصت جایگزینی یون های آزاد شده فوق را پیدا می کند. لذا این فرآیند با انتقال یون ها در حالت جامد همراه می باشد. سنگ ها دارای بافت میکرولیتی پورفیریک هستند. خمیره از میکرولیت های آکالی فلدسپار تشکیل شده و برخی از حفرات موجود در سنگ نیز از اکسیدهای آهن پر شده اند. ایلمنیت و مگنتیت از کانی های اپاک هستند (شکل 7, f).



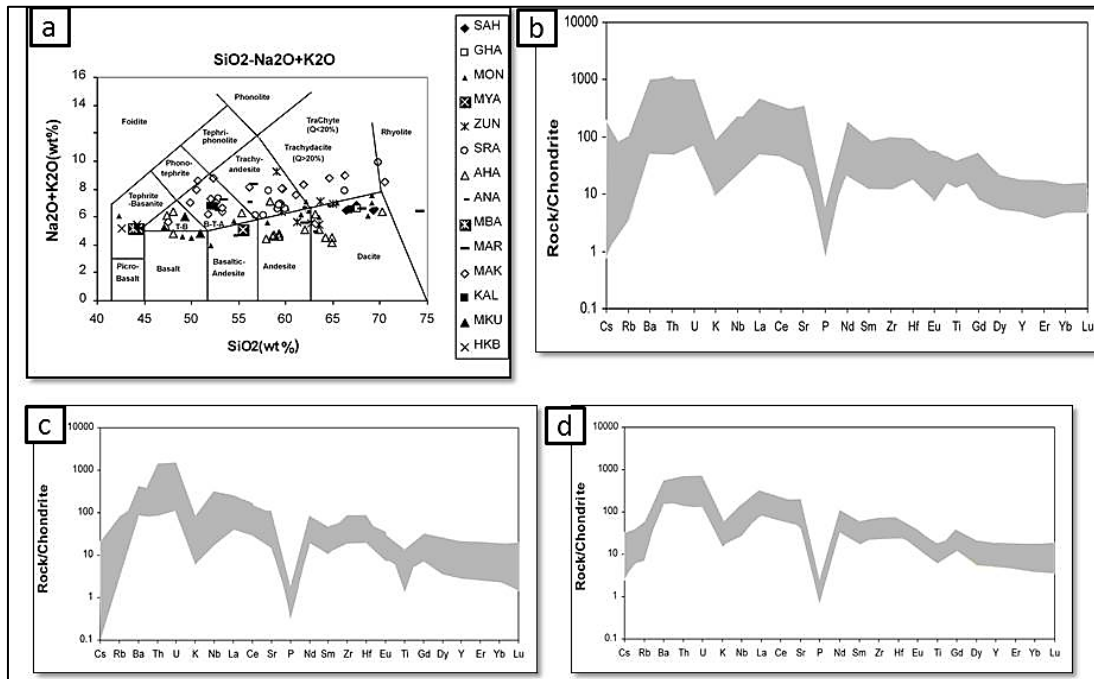
شکل ۷: (a) بافت پورفیریک با متن دانه ریز متشکل از بلورهای کوارتز، فلدسپار آلکالی، سانیدین و آمفیبول‌های بی‌شکل و درشت بلور پلاژیوکلاز با ساخت منطقه‌ای (نور XPL). (b) درشت بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز با بافت غربالی و ساختمان منطقه‌بندی هورنبلند شکل‌دار، ریز بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در خمیره و بافت پورفیری (نور XPL). (c) درشت بلور آمفیبول نیمه شکل‌دار با بافت غربالی و حاشیه واکنشی با تشکیل پیروکسن، خوردگی خلیجی شکل و بافت منطقه‌بندی در آن که در یک متن ریز بلور قرار دارند (نور XPL). (d) الیون‌های درشت با حاشیه ایدنکسیتی در الیون بازالت (نور XPL). (e) درشت بلور پیروکسن در یک متن میکرولیتی متشکل از فلدسپار و پیروکسن با بافت میکرولیتی پورفیریک و جریان‌ی (نور XPL). (f) بلورهای شکل‌دار اوزیت، لوپسیت و الیون در یک خمیره میکرولیتی، بافت سنگ میکرولیتی پورفیریک می‌باشد (نور XPL).

یافته ها

پس از مطالعات میکروسکوپی، جهت دسترسی به ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های مناطق مورد مطالعه ۷۵ نمونه از سنگ‌ها انتخاب و به آزمایشگاه ALS Chesmex در کشور کانادا ارسال و با روش XRF و ICP-MS مورد آنالیز اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب قرار گرفتند (جدول ۱). با استفاده از نتایج بدست آمده، نوع ماگمای مولد، چگونگی دخالت پدیده تفریق، تبلور بخشی، اختلاط و هضم ماگمایی مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. جهت تعیین نام دقیق ولکانیک که عمدتاً کالک‌آلکان، کالک‌آلکان پتاسیک و آلکان هستند از دیاگرام TAS پیشنهادی IUGS که (LeMaitre et al, 1989) ارائه گردیده، استفاده شده است. ترکیب سنگی ولکانیک‌های مناطق مورد مطالعه از بازالت تا ریولیت تغییر می‌کند و عمدتاً شامل سری‌های سنگی آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا می‌باشند. گرچه تعدادی از نمونه‌ها نیز در محدوده شوشونیت و سری‌های اولتراپتاسیک قرار دارند. به طور کلی در این دیاگرام سه دسته مهم سنگی شامل سنگ‌های بازیک، حدواسط و اسیدی حضور دارند (شکل 8, a). بررسی تغییرات عناصر کمیاب خاکی REE و دیاگرام‌های عنکبوتی در سنگ‌های ولکانیک پلیو-کواترنری با توجه به جدا شدن دستجات سنگی در دیاگرام‌های دسته‌بندی سنگ‌ها و موقعیت متفاوت سنگ‌ها در دیاگرام‌های تغییرات شیمیایی در سه دسته شامل سنگ‌های بازیک، حدواسط و اسیدی صورت گرفته است. مقادیر تغییرات این عناصر نسبت به کندریت با مقادیر پیشنهادی (Sun et al, 1989) نرمالیز شده‌اند (شکل 8, b, c, d). در دیاگرام‌های رسم شده، تغییرات یک روند نزولی و منفی را نشان می‌دهند که این مسئله می‌تواند نشانگر غنی‌شدگی سنگ‌های ولکانیک بازیک از عناصر نادر خاکی LREE و تهی‌شدگی آنها از عناصر نادر خاکی HREE باشد. این ویژگی نشان می‌دهد که منشأ ماگمای مولد سنگ‌های ولکانیک بازیک از مناطق عمیق گوشته (بخش گارنت-لرزلولیت) بوده و ماهیت آلکان دارد و بعداً در اثر هضم سنگ‌های پوسته‌ای و اختلاط و آلیش دچار تحول شده است. آنومالی منفی مشاهده شده در دیاگرام‌های عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده در خصوص عناصر MREE، Eu، Gd، Tb، Dy و Ho را می‌توان به تغییرات تبلور بخشی و جدایش آپاتیت و اسفن و تا حدودی هورنبلند نسبت داد. آنومالی منفی P هم می‌تواند در ارتباط با تبلور آپاتیت و همچنین آنومالی مثبت U در ارتباط با آلیش پوسته‌ای باشد، بنابراین به نظر می‌رسد تغییرات الگوهای عناصر کمیاب در سنگ‌های مورد مطالعه ویژگی ماگماهای هیبرید را نشان می‌دهند. در جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه، اکسیدهای اصلی به درصد و عناصر فرعی و کمیاب به ppm ارائه شده است.

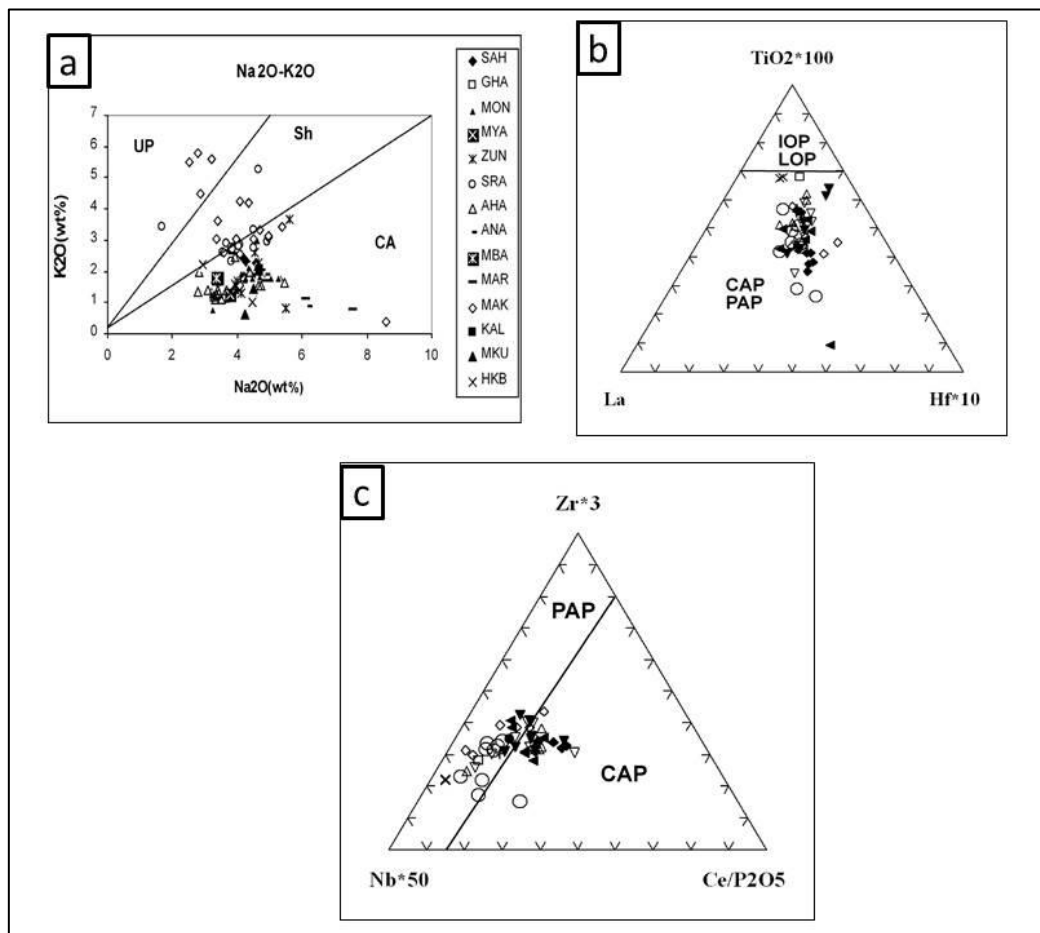
SAMPLE	AH3	AH4	AHD1	AHD2	AHP4	AHP6	BAHD	GA4	GA6	MBOR	MKU	MKUK	MYAB6	SAHD7	SAHL1	SOP4	SOP13	SRAB3	SRABM	SRAD1	ZUB
SiO ₂	28	27/28	29/27	28/29	28/28	29/27	27/28	27/28	27/27	29/27	27/28	27/27	28/27	27/27	27/27	28	27/28	29/27	27/28	29/28	27/27
TiO ₂	2/25	2/26	1/28	1/25	1/25	1/24	1/25	1/22	1/25	2/19	1/1	1/25	1/29	1/25	1/21	1/25	1/22	1/26	1/26	1/22	1/27
Al ₂ O ₃	12/22	12/27	12/2	12/21	12/25	12/28	12	12/25	12/24	12/12	12/26	12/21	12/29	12/14	12/29	12/14	12/2	12/2	12/27	12/22	12/25
Fe ₂ O ₃ ^t	1/12	1/12	2/29	2/24	2/22	2/24	2/12	2/11	2/27	1/25	1/1	2/28	2/12	2/1	1/28	2/1	2/12	2/12	2/22	2/22	2/22
MnO	1/12	1/12	1/12	1/12	1/12	1/12	1/1	1/12	1/12	1/17	1/12	1/12	1/12	1/12	1/12	1/12	1/12	1/12	1/12	1/12	1/12
MgO	2/2	2/21	2/19	2/28	2/24	2/24	1/2	1/2	2/12	2/24	1/1	2/25	2/19	1/29	1/21	2/12	1/29	2/29	2/29	2/22	1/22
CaO	2/29	2/24	2/24	2/28	2/24	2/24	2/28	2/12	2/24	2/24	1/2	2/25	2/19	2/24	2/1	2/24	2/24	2/24	2/24	2/24	2/24
Na ₂ O	2/28	2/21	2/28	2/27	2/22	2/22	2/22	2/29	2/25	2/2	2/28	2/22	2/28	2/25	2/24	2/12	2/22	2/24	2/24	2/24	2/24
K ₂ O	1/27	1/25	1/21	1/27	1/2	1/12	2/27	1/28	1/27	1/27	2/25	1/21	1/27	1/28	1/28	1/21	1/29	2/29	2/24	2/28	1/22
P ₂ O ₅	1/24	1/22	1/22	1/2	1/19	1/2	1/11	1/22	1/24	1/24	1/11	1/2	1/22	1/12	1/11	1/28	1/19	1/28	1/28	1/22	1/22
LOI	1/21	1/1	2/24	2/1	1/29	1/29	1/28	1/25	1/27	1/22	1/24	1/11	1/22	1/24	1/28	1/24	1/24	1/12	1/12	1/28	2/21
Total	100/1	99/24	99/29	100	99/28	99/24	99/21	99/25	99/22	99/22	99/21	99/22	99/24	99/24	99/27	99/24	99/24	99/24	99/24	99/24	99/24
Na ₂ O/K ₂ O	2/21	2/27	2/29	2/25	2/22	2/12	1/25	2/27	2/21	2/19	1/21	2/27	2/27	2/22	2/22	2/24	2/27	1/24	1/22	1/22	1/22
Ba	2/25	2/25	2/25	2/25	2/25	2/25	2/25	2/25	2/25	2/25	2/25	2/25	2/25	2/25	2/25	2/25	2/25	2/25	2/25	2/25	2/25
Rb	1/27	1/26	2/28	2/22	2/22	2/22	2/22	2/22	2/22	2/22	2/22	2/22	2/22	2/22	2/22	2/22	2/22	2/22	2/22	2/22	2/22
Sr	12/20	2/22	2/24	2/20	2/24	2/22	2/24	2/24	2/24	2/24	2/24	2/24	2/24	2/24	2/24	2/24	2/24	2/24	2/24	2/24	2/24
Ga	22/22	2/27	2/27	2/27	2/27	2/27	2/27	2/27	2/27	2/27	2/27	2/27	2/27	2/27	2/27	2/27	2/27	2/27	2/27	2/27	2/27
Y	1/24	1/21	1/22	1/27	1/29	1/27	2/2	1/22	1/1	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2
Zr	1/21	1/27	1/19	1/11	1/22	2/2	1/22	1/12	1/12	2/2	2/2	1/1	1/22	1/11	1/22	1/22	1/22	1/22	1/22	1/22	1/22
Hf	2/2	2/2	2/2	2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2
Nb	2/21	2/21	1/25	2/2	2/2	2	2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2
Ta	1/2	1/2	1/2	1/2	1/2	1/2	1/2	1/2	1/2	1/2	1/2	1/2	1/2	1/2	1/2	1/2	1/2	1/2	1/2	1/2	1/2
Th	2/24	2/22	2/22	2/12	2/12	2/12	2/28	2/1	2/2	2/24	1/29	2/21	2/21	2/27	2/24	2/28	2	2/24	2/24	1/25	2/28
Pb	2	2	1/2	1/2	2	2	1/1	1/2	1/2	1/2	2/2	2/1	2/2	1/2	1/2	1/2	1/1	1/2	1/2	1/2	1/2
U	1/29	1/2	2/12	1/25	1/28	1/24	2/21	2/12	1/24	2/12	1/25	1/25	2/24	2/29	2/22	2/22	2/12	2/25	1/22	2/25	2/22
Cs	1/21	1/24	1/22	1/25	1/28	1/1	1/25	1/24	1/12	1/27	1/22	1/2	2/2	2/2	1/25	2/22	1/29	1/2	1/25	1/22	1/24
Ni	2/1	2/2	1/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2
V	1/2	1/2	1/2	1/2	1/2	1/1	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2
Cr	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2
Co	2/24	2/29	1/29	1/25	1/21	1/21	2/2	1/12	1/12	1/2	2/12	2/2	2/2	1/25	2/2	1/2	1/2	1/25	2/12	1/24	2/2
Mg [#]	1/28	1/27	1/27	1/25	1/22	1/22	1/28	1/27	1/24	1/21	1/29	1/24	1/27	1/2	1/24	1/24	1/28	1/24	1/24	1/24	1/24
La	2/25	2/28	2/2	2/2	2/24	2/25	2/27	2/22	2/21	1/24	2/25	1/24	2/2	2/2	2/2	2/24	2/1	2/1	2/12	2/2	2/28
Ce	1/12	1/20	2/24	2/2	2/29	2/22	2/25	2/21	2/25	2/21	2/27	2/29	2/2	2/1	2/29	2/24	2/24	2/29	1/12	2/22	2/21
Pr	1/24	1/25	2/25	2/2	2/24	2/28	2/27	2/22	2/24	2/1	2/12	2/12	2/2	2/12	2/27	2/22	2/22	2/27	1/22	2/22	2/12
Nd	2/24	2/24	2/12	2/12	1/22	1/27	1/24	1/24	2/12	1/12	2/22	1/24	2/22	2/1	1/22	2/12	1/22	2/12	2/12	2/12	2/12
Sm	2/27	1/25	2/28	2/24	2/24	2/22	1/21	2/21	2/22	1/28	2/12	2/25	2/28	1/24	1/22	2/12	2/24	2/22	2/22	2/22	2/22
Eu	2/22	2/21	1/12	1/12	1/12	1/12	1/24	1/12	1/12	1/24	1/24	1/28	1/25	1/21	1/22	1/24	1/22	2/22	2/22	2/22	1/24
Gd	2/29	2/24	2/21	2/22	2/28	2/22	1/28	2/24	2/22	1/24	2/21	2/21	2/29	1/28	1/21	2/24	2/12	2/28	2/25	2/28	2/27

Tb	۰/۷۴	۱/۰۶	۰/۴۹	۰/۵۲	۰/۵۴	۰/۵	۰/۱۸	۰/۵۶	۰/۵۲	۰/۲۳	۰/۹۸	۰/۷۴	۰/۶۹	۰/۲	۰/۱۹	۰/۶	۰/۲۷	۰/۵	۰/۹۷	۰/۵۷	۰/۳
Dy	۳/۱۴	۴/۲۷	۳/۱	۲/۷۴	۳/۲۷	۲/۹۲	۰/۹۵	۳/۱۶	۳/۲۲	۱/۳۶	۶/۲۱	۴/۶۱	۶/۲۴	۱/۱۷	۱/۰۶	۳/۶۵	۱/۲۵	۲/۹۶	۵/۶	۳/۴۷	۱/۴۳
Ho	۰/۵۲	۰/۷	۰/۵۴	۰/۵۶	۰/۶۸	۰/۶۲	۰/۱۶	۰/۶۵	۰/۶۵	۰/۲۶	۱/۲	۰/۹۹	۰/۹۴	۰/۱۹	۰/۱۵	۰/۷۴	۰/۲۷	۰/۵	۱/۰۷	۰/۷	۰/۲۸
Er	۱/۳۶	۱/۸۷	۱/۶۷	۱/۶۴	۱/۹۶	۱/۷۴	۰/۴۷	۱/۹۱	۱/۸۵	۰/۶۴	۳/۳۲	۲/۸	۲/۶۸	۰/۵۷	۰/۴۳	۱/۹۷	۱/۲۵	۲/۹۶	۲/۸۳	۱/۹۳	۰/۷۷
Tm	۰/۱۳	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۳۱	۰/۲۸	۰/۰۷	۰/۳۲	۰/۲۸	۰/۱	۰/۴۹	۰/۴۳	۰/۴۲	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۳۱	۰/۲۴	۰/۵۴	۰/۴۳	۰/۲۷	۰/۱۱
Yb	۰/۸۶	۱/۲۸	۱/۶۸	۱/۶۴	۲/۱۴	۱/۷۲	۰/۴	۱/۷۷	۱/۸	۰/۸	۳/۱۷	۲/۳۲	۲/۷۷	۰/۴۹	۰/۴۳	۲/۱۴	۰/۶۲	۱/۵۲	۲/۵۳	۲/۱۳	۰/۶۴
Lu	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۳۳	۰/۲۶	۰/۰۷	۰/۳	۰/۲۸	۰/۱۲	۰/۴۹	۰/۳۷	۰/۴۱	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۳۲	۰/۰۷	۰/۲۲	۰/۴	۰/۳۳	۰/۰۹
(Ce/Yb)_N	۳۷/۴۶	۳۴/۸۲	۸/۸۶	۸/۴۶	۵/۰۴	۶/۳۳	۳۲/۹۸	۶/۷۶	۷/۰۲	۶/۳۷	۹/۴۰	۳/۴۶	۵/۳۱	۱۷/۶۳	۲۴/۴۸	۶/۰۲	۱۰/۲	۱۲/۸۴	۱۲/۶۲	۹/۳۹	۲۰/۸۷
Eu/Eu*	۰/۸۹	۰/۹۷	۰/۹۳	۰/۹۸	۰/۹۷	۰/۹۴	۰/۹۲	۰/۸۹	۰/۹۰	۰/۸۸	۰/۷۴	۱/۰۹	۰/۸۹	۰/۹۱	۰/۹۳	۰/۹۴	۰/۷۵	۰/۸۳	۰/۸۶	۰/۹۱	۱/۰۴



شکل ۸: (a) رده‌بندی سنگ‌های ولکانیک پلیو- کواترنری آذربایجان بر اساس دیاگرام TAS، پیشنهادی IUGS (۱۹۸۹). علائم به کار رفته در دیاگرام به شرح زیر است: SAH (سهند) - GHA (خواجه، قلعه‌لر) - MON (منور) - MYA (میانه) - ZUN (زنوز) - SRA (سراب) - AHA (اهر - ورزقان) - ANA (مردند - انامک) - MBA (مهاباد) - MAR (مردند) - MAK (مردند - کشکسرای) - KAL (کلپیر) - MKU (ماکو) - HKB (هریس - خشکناپ). (b) دیاگرام عنکبوتی گروه عناصر کمیاب برای سنگ‌های بازالتی. (c) دیاگرام عنکبوتی گروه عناصر کمیاب برای سنگ‌های بازالتی. (d) دیاگرام عنکبوتی گروه عناصر کمیاب برای سنگ‌های اسیدی.

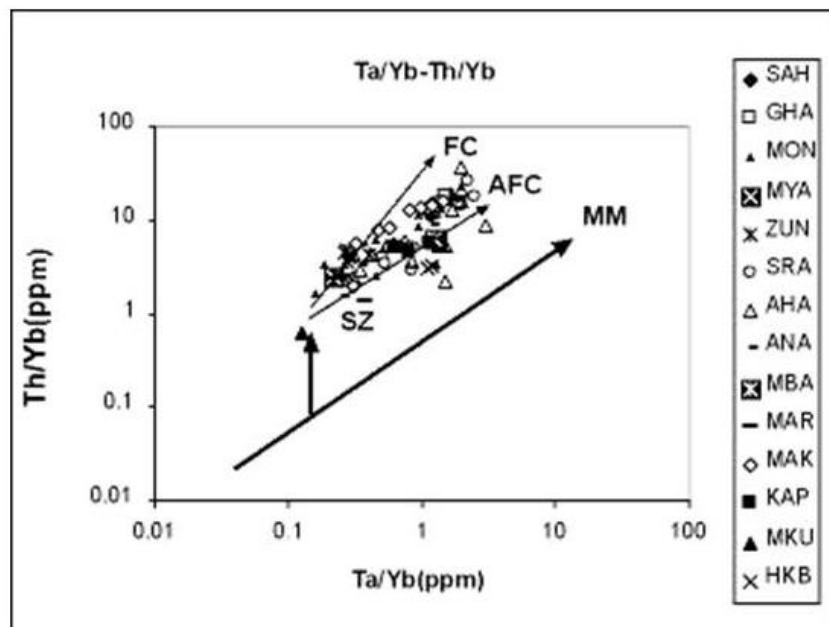
در دیاگرام $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ پیشنهادی (Rogers et al, 1998) بخش اعظم سنگ‌های ولکانیک در محدوده کالک‌آلکان با ویژگی $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$ (بیش از ۸۰٪) قرار می‌گیرند و تعداد کمی از آنها در محدوده شوشونیت و اولتراپتاسیک قرار می‌گیرند (شکل ۹، a). این دیاگرام‌ها می‌توانند صحت نتایج حاصل از دیاگرام‌های طراحی شده بر اساس تغییرات عناصر اصلی را تأیید کنند. در دیاگرام‌های سه متغیره (Muller & Groves, 1997)، با متغیرهای $(\text{La}-10\text{Hf}-\text{TiO}_2/100)$ و $(3\text{Zr}-50\text{Nb}-\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5)$ قوس‌های قاره‌ای از جزایر قوسی تفکیک شده و سپس موقعیت قوسی بعد تصادمی از قوس‌های قاره‌ای متمایز می‌گردند. در این نمودارها همگی نمونه‌ها در محدوده قوس‌های قاره‌ای و قوس‌های بعد تصادمی قرار می‌گیرند (شکل ۹، b, c).



شکل ۹: (a) موقعیت سنگ‌های ولکانیک مناطق مورد مطالعه در دیاگرام K2O-Na2O پیشنهادی (Rogers, et al, 1998). (b,c) دیاگرام‌های سه متغیره مولر و گروز (۱۹۹۷) برای تفکیک محیط‌های قوسی اقیانوسی آغازین (IOP) و تأخیری (LOP) از حواشی فعال قاره‌ای (CAP) و قوس‌های بعد تصادم (PAP).

در نقشه‌های تکتونیک جهانی، ایران جزء حواشی فعال قاره‌ای و بخشی از زون تصادمی قاره - قاره نوار کوهزائی آلپ- هیمالیا در نظر گرفته شده است. پیرامون فعالیت‌های ماگمائی ایران از زمان ترشیری به بعد نظریه‌های مختلفی بیان شده است. تعدادی از این نظریه‌ها بر اساس الگوهای فرورانشی بوده است که در آن فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران مطرح شده است. ادامه فرورانش نهایتاً تا اواخر کرتاسه بوده و اقیانوس نئوتتیس توسط فاز فشارشی لارامید بسته شده است. علت بسته شدن نئوتتیس جدایش پلیت آفریقا و عربستان از گندوانا و حرکت پلیت آفرو- عربی به سمت شمال شرق بوده است. شکل‌گیری دریای سرخ و باز شدگی آن سبب ادامه همگرایی پلیت عربی و اورا سیا شده و متعاقباً بالا آمدگی و ضخیم شدگی پوسته‌ای در شمال غرب ایران و آذربایجان بوقوع پیوسته و تعبیر شکل‌های جوان مانند چین‌خوردگی‌ها، گسل‌ها و شکستگی‌ها را بوجود آورده است و فعالیت‌های ماگمایی جوان‌تر پلیو- کواترنری شمال غرب ایران شکل گرفته است. از موقع ظهور و توسعه مرزهای فعال قاره‌ای تا هنگامی که فرورانش صورت پذیرد و تا زمان تصادم قاره- قاره یک تحول ماگمائی و و تکتونیکی پیشرونده وجود دارد.

این برخوردها و تصادمات باعث ایجاد بالازدگی، کوتاه شدگی پوسته‌ای، رورانندی و فعالیت ماگماتیسم (ولکانیسم و پلوتونیسم) می‌شود. در اینگونه مناطق ذوب بخشی پوسته قاره‌ای نیز رخ می‌دهد. شروع ذوب سنگ‌های پوسته‌ای و پیشرفت آن به ماگمای چگال تری که از گوشته تولید شده و در زیر پوسته مستقر شده است، وابسته می‌باشد. زمانی که ماگمای مافیک از نفوذ در این لایه کم‌چگال باز ایستد، ماگمای فاسیک همانند یک فیلتر چگالی عمل می‌نماید و به این ترتیب یک سیستم راهروئی ذوب پوسته‌ای گسترش پیدا می‌کند. توقف ماگمای مافیک باعث ذوب سنگ‌های دیواره و سقف آشیانه ماگمائی که ماگمای مافیک را احاطه کرده‌اند، می‌شود و بدین ترتیب آناتکسی انتخابی رخ می‌دهد. جهت بررسی تأثیر فرآیندهای (AFC) از دیاگرام Ta/Yb- Th-Yb پیشنهادی (Pearce, 1983) استفاده شده است. این تغییرات برای سنگ‌های ولکانیک پلیو- کواترنر آذربایجان نشان می‌دهد که فرآیندهای آرایش پوسته‌ای و غنی شدگی در پتروژنز ماگمای مولد این سنگ‌ها دخالت عمده‌ای داشته است و منشأ آنها از گوشته غنی شده می‌باشد که توسط فرآیندهای آرایش پوسته‌ای تحول یافته‌اند (شکل ۱۰).



شکل ۱۰: دیاگرام Ta/Yb- Th/Yb برای بررسی تأثیر فرآیندهای AFC در سنگ‌های مناطق مورد مطالعه پیشنهادی (Pearce, 1983).
MM: زون مناسوماتیسم گوشته‌ای. AFC: آرایش همراه با تفریق کریستالی. FC: تفریق کریستالی پلازیوکلاز و هورنبلند. SZ: زون فرورانش غنی شده.

نتیجه گیری

آتش فشان‌های پلیو- کواترنری آذربایجان شامل مجموعه‌ای از واحدهای آتشفشانی متنوع است که شامل بازالت، آندزیت بازالت، تراکی آندزیت، تراکیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت می‌باشند که به شکل واحدهای پیروکلاستیکی مانند انواع توف‌ها، خاکسترهای آتش‌فشانی، برش‌های ولکانیک، بمب‌ها، آگلومراها، واحدهای اپی‌کلاستیکی در قالب روانه‌های گدازه به شکل لایه‌ای، گنبدها و ساختارهای منشوری شکل در مناطق مورد مطالعه مشاهده می‌شوند. در مطالعات ژئوشیمیایی و پتروگرافی سنگ‌ها مشخص گردید که مجموعه‌های سنگی با ترکیب اسیدی و حدواسط عمدتاً متعلق به سری کالک‌آلکان هستند و ماهیت سدیک دارند و در محدوده ماگماهای پتاسیم متوسط و مت‌آلومینوس قرار می‌گیرند. واحدهای بازیک به سری آلکان تعلق دارند، همچنین آثار اختلاط ماگمائی و آلیش مشاهده گردید. سنگ‌های حدواسط تا اسیدی غنی شدگی در LREE، LILE، U و تهی شدگی در عناصر Y، Nb و HREE نشان می‌دهند. الگوی عناصر کمیاب خاکی این سنگ‌ها شدیداً تفریق یافته است و دارای آنومالی منفی کوچک Eu می‌باشند. در بررسی نمودارهای عناصر کمیاب سنگ‌های آلکان و بازیک، از عناصر سبک به سنگین روند نزولی مشاهده می‌شود. از جمله آنومالی ضعیف Eu، آنومالی مثبت و شاخص U، Cs، Rb، Ba و الگوی HREE تهی شده و آنومالی منفی کوچک از Ta و Nb است. بررسی الگوهای پراکندگی عناصر نادر خاکی، نشان دهنده تشکیل ماگما از یک منبع گوشته‌ای استتوسفری غنی شده با حضور گارنت می‌باشد. محیط زمین‌ساختی نمونه‌های مورد مطالعه در دیاگرام‌های مورد استفاده در محدوده قوس‌های آتش‌فشانی بعد از تصادم قرار می‌گیرند.

منابع

- عامل، ن.، ۱۳۸۶، پترولوژی و پتروژنز سنگ‌های ماگمایی-کواترنر آذربایجان، رساله دکتری، دانشگاه تبریز، ۱۸۸ ص.
- Asudeh, I., 1982, Seismic structure of Iran from surface and body wave data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 71, 715–730.
- Azizi, H. & Moinevaziri, H., 2009, Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics* 47: 167-179.
- Bavali, K., Motaghi, K., Sobouti, F., Ghods, A., Abbasi, M., Priestley, K., Mortezanejad, G., Rezaeian, M., 2016, Lithospheric structure beneath NW Iran using regional and teleseismic travel-time tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 253, 97–107.
- Berberian M., King G., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210-265.
- Cavazza, W., Albino, I., Galoyan, G., Zattin, M., Cattò, S., 2019, Continental accretion and incremental deformation in the thermochronologic evolution of the Lesser Caucasus. *Geosci. Front.* 10, 2189-2202.
- Davidson, J. P., Hassanzadeh, J., Berzins, R., Stockli, D. F., Bashukooh, B., Turrin, B., & Pandamouz, A., 2004, The geology of Damavand volcano, Alborz Mountains, northern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 116, pp. 16-29.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu, F., Sengor, A.M.C., 1986, Shortening of continental lithosphere: The neotectonics of eastern Anatolia- a young collision zone in Collision Tectonic Geological Society special publications, No: 19 edited by M.P. Coward and A.C. Res., 3-36.
- England, P.C., and Housman, G.A., 1980, The mechanics of the Tibetan plateau, *Philos Trans. Royal. Soc. London*, A326, 301-320.
- Halsor, S.P., 1989, Large glass inclusions in plagioclase phenocrysts and their bearing on the origin of mixed andesitic lavas at Toliman Volcano, *Guatemala Bulletin of Volcanology*, 51: 271-280.
- Innocenti, F., Manneti, P., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Villari, L., 1981, Neogene and Quaternary volcanism in the eastern Mediterranean. Time-Space distribution and Geotectonic implication Proc. Inter Conference Sedimentary Basins of Mediterranean Margins, Urbino, Italy.
- Kheirhah, M., Allen, M. B., & Emami, M., 2009, Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 182, pp. 1-12.
- Keskin, M., Pearce, J.A., Mitchell, J.G., 1998, Volcano-Stratigraphy and geochemistry of collision – related volcanism on the Erzurum-Kars plateau North eastern Turkey. *J. Vol. Geotherm. Res.*, 85(1-4): 355-404.
- Keskin, M., 2003, Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction – accretion complex: An alternative model for collision- related in Eastern Anatolia. Turkey, *Geophys. Res., Lett.* 30(24) 8046 doi: 1029 Glo. 18019.

- Keskin, M., 2005, Domal uplift and volcanism in a collision zone without a mantle plume: Evidence from Eastern Anatolia. M.P.O., Uni. Is. 1-45.
- Keskin, M., 2007, Eastern Anatolia: a hot spot in a collision zone without a mantle plume. In: Foulger, G.R., Jurdy, D.M. (Eds.) *Plates, Plumes, and Planetary Processes*. Geological Society of America Special Paper, vol. 409, p.p. 1-25.
- LeMaitre, M., Me, O., Brousse, R., Goni, J., Remond, G., 1966, SUR L'importance de L apport de fer dans la transformation de L olivine et iddingsite, *Bull. Soc. Franc. Mineral. Magma*, 34: 477-483.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyer, J., Le Bas, M.J., Sabin P.A., Sorenson, H., Streckeisen, A., Wooly, A.R., Zanettin, B., 1989, *A classification of Igneous Rocks and Glossary of terms: Recommendation of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematic of Igneous Rocks*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK.
- Liotard, J. M., Dautria, J. M., Bosch, D., Condomines, M., Mehdizadeh, H. & Ritz, J. F., 2008, Origin of the absarokite–banakite association of the Damavand volcano (Iran): trace elements and Sr, Nd, Pb isotope constraints. *International Journal of Earth Sciences* 97: 89–102.
- Maggi, A., Priestley, K., 2005, Surface waveform tomography of the Turkish–Iranian plateau. *Geophysical Journal International* 160, 1068–1080.
- Mckenzie, D.P., 1972, Active tectonics of the Maditerranean, *Geophys. J., R. Astr. Soc.*, 30(2), 109- 185.
- McQuarrie N., Stock J.M., Verdel C., Wernicke B.P., 2003, Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters* 30, 20-36.
- Mirnejad, H., Hassanzadeh, J., Cousens, B. L. & Taylor, B. E., 2010, Geochemical evidence for deep mantle melting and lithospheric delamination as the origin of the inland Damavand volcanic rocks of northern Iran , *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198: 288-296
- Mitchel, J., and Westaway, R., 1999, Chronology of Neogene and Quaternary uplift and magmatism in the Caucasus from K-Ar dating of volcanism in Armenia, *Tectonophysics*, 304, 157-186
- Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M. R., 2003, Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 397-412.
- Moritz R., RezeauH., Ovtcharova M., Tayan R., Melkonyan R., Hovakimyan S., Ramazanov V., Selby D., Ulianov A., Chiaradia M., Putlitz B., 2016, Long-lived, stationary magmatism and pulsed porphyry systems during Tethyan subduction to post-collision evolution in the southernmost Lesser Caucasus, Armenia and Nakhitchevan. *Gondwana Research* 37, pp. 465-503.
- Muller, D., Groves, D.I., 1997, Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization, Sec. Updated Springer-Verlag. pp.242.
- Nasrabadi, A., Tatar, M., Priestley, K., Sepahvand, M.R., 2008, Continental lithosphere structure beneath the Iranian plateau, from analysis of receiver functions and surface waves dispersion. *Proceedings of the 14th World Conference on Earthquake Engineering*.

- Okay, A. I., Zattin, M. & Cavazza, W., 2010, Apatite fission-track data for the Miocene Arabia-Eurasia collision, *Geology*, 38, 35-38.
- Pearce, J.A., 1983, Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Howkeworth C.J., Norry, M.J., (eds.) continental basalts and mantle xenoliths, Shiva, Nanwitch, 230-249.
- Pearce, J.A., Bender, S.E., De Long, W.S.F., Kidd, P.J., Low, Y., Guner, F., Saroglu, Y., Yilmaz, Y., Moorbath, J.G., Mitchell, J.F., 1990, Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia Turkey, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 44: 189-229.
- Rogers, N.W., James, D., Kelley, S.P., Mulder, M., 1998, The generation of potassic lavas from the eastern Virunga province, Rwanda, *J. Petrol. V.* 39: 1223-1247.
- Rotstien, Y., and Kafka, A.L., 1982, Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, eastern Mediterranean regions, subduction collision and arc jumping, *J. Geophys. Res.*, 87, 7694-7706.
- Saadat, S. & Stern, Ch., 2011, Petrochemistry and genesis of olivine basalts from small monogenetic parasitic cones of Bazman stratovolcano, Makran arc, southeastern Iran. *Lithos*, Article in Press.
- Saadat, S., Karimpour, M. H. & Stern, Ch., 2010, Petrochemical Characteristics of Neogene and Quaternary Alkali Olivine Basalts from the Western Margin of the Lut Block, Eastern Iran. *Iranian Journal of Earth Sciences* 2 : 87-106.
- Shengor, A.M.C., O zeren, S., Genc, T., Zor, E., 2003, East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. *Geophys. Res. Lett.* 30 (24), 8045.
- Sun , S.S., McDonough W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in: Saunders A.D., Norry M.J., (Eds), *Magmatism in the ocean basins*, 42, Geological Society Special Publication, London, pp. 313-347.
- Taghizadeh-Farahmand, F., Sodoudi, F., Afsari, N., Ghassemi, M.R., 2010, Lithospheric structure of NW Iran from P and S receiver functions. *Journal of Seismology* 14, 823–836.
- Tokel, S., 1985, Mechanism of crustal deformation and petrogenesis of the Neogene volcanics in East Anatolia, special publication of Turkey jeoloji kurumu, Ketin symposium, Eds. T. Ercan and Caglayan, M.A., 121-130.
- Van Der Boon, A., van Hinsbergen, D.J.J., Rezaeian, M., Gürer, D., Honarmand, M., Pastor-Galán, D., Krijgsman, W., Langereis, C.G., 2018, Quantifying Arabia–Eurasia convergence accommodated in the Greater Caucasus by paleomagnetic reconstruction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 482, 454–469.
- Verdel C., Wernicke B. P., Hassanzadeh J., Guest, B., 2011, A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics* 30, TC3008.
- Yilmaz, Y., 1987, Initiation of the neo-magmatism in East Anatolia. *Tectonophysics.* 134, 177-199.