

ماگماتیسیم ائوسن نوار ارومیه دختر در شمال ساوه: تنوع مجموعه‌های ولکانیک در یک محیط کششی

مرتضی دلاوری^{*}، پروانه رضایی^۱، اصغر دولتی^۲

۱- استادیار گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران

۳- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۲/۲۴

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۵/۱۱/۸

چکیده

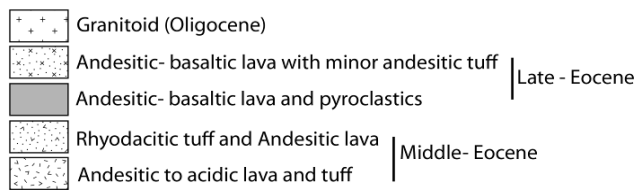
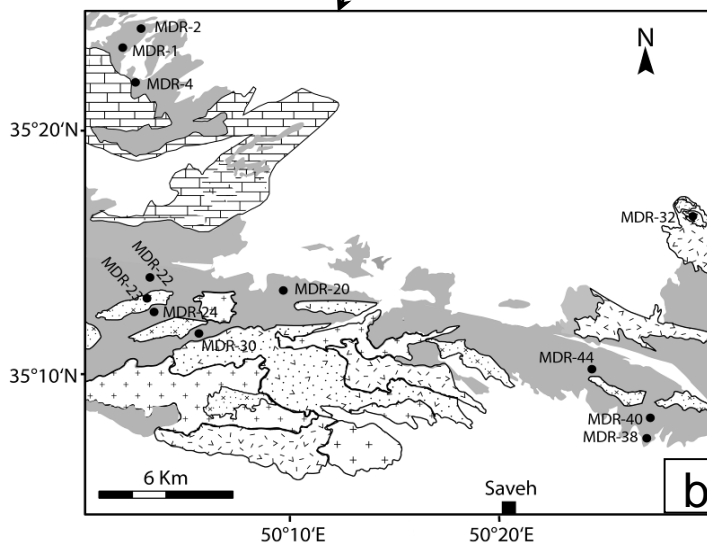
مجموعه ولکانیکی شمال ساوه بخشی از ولکانیسم نوار ماگمایی ارومیه دختر است. در این تحقیق بخشی از ولکانیک‌های شمال ساوه که عمدتاً سن ائوسن پسین دارند مورد بحث قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها شامل طیفی از آندزیت-بازالت، تراکیت-آندزیت و داسیت بوده و غالباً ماهیت کالکوالکالن و معدودی ماهیت آلکالن دارند. در نمودارهای عناصر نادر خاکی، نمونه‌ها بطور کلی با غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک و نسبت‌های $(La/Yb)_N$ بین ۲/۹۳ تا ۱۰/۲۷، $(Sm/Yb)_N$ بین ۱/۵۸ تا ۲/۱۶ و $(La/Sm)_N$ بین ۱/۷۹ تا ۴/۷۵ مشخص می‌شوند. بر اساس نمودارهای هارکر و نیز مدل‌سازی ژئوشیمیایی انجام شده، فرایند تفریق ماگمایی جوابگوی تمامی تنوعات سنگی در منطقه نبوده و بیانگر وجود مجموعه‌های ماگماتیک با ژنز متمایز از همدیگر است. اگرچه برخی مجموعه‌های سنگی نیز ممکن است از طریق فرایند تبلور تفریقی از مجموعه‌های مافیک‌تر حاصل شده باشند. با استفاده از مدل‌سازی ژئوشیمیایی انجام شده براساس تمرکز عناصر ناسازگار و با احتساب درصدهای متفاوت تفریق بلوری بین ۲۰ تا ۶۰٪ و فازهای تفریق شونده‌ای که غالباً از جنس کانی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن هستند ملاحظه می‌شود که برخی از نمونه‌ها می‌توانند از طریق تبلور تفریقی با هم ارتباط ژنتیک داشته باشند. بعلاوه، اختصاصات شیمیایی همچون غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل سبک (LILE) و تهی‌شدگی از عناصر دارای قدرت میدان بالا (HFSE) مانند Ta، Nb و Ti در نمودارهای چند عنصری نرمالیز شده در کنار شواهد چینه‌شناختی و تکتونیکی حاکی است که سنگ‌های مورد مطالعه در یک قوس قاره‌ای بالای لیتوسفر فرورانده نفوتتیس و تحت تأثیر تکتونیسم کششی تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های ولکانیک، کالکوالکالن، ائوسن، ارومیه دختر.

مقدمه

دارد. در این نوار، نوع محیط تکتونیکی قوس ماگمایی و یا ریفتی (رژیم تکتونیکی کششی) یکی از جنبه‌هایی بوده که از گذشته محل بحث و مناقشه بوده است (مثلاً عمیدی و همکاران، ۱۹۸۴؛ عمران‌ی و همکاران، ۲۰۰۸، وردل و همکاران، ۲۰۱۱). بعلاوه، بحث هم منشأ بودن یا تفاوت ژنز مذاب‌ها در زمان‌های مختلف یکی دیگر از مباحث مهم پیرامون ماگماتیسیم نوار ارومیه دختر بوده است (شعبانی، ۱۳۶۹؛ دلاوری، ۱۳۸۱؛ داورپناه، ۲۰۰۹). بطور مثال اینکه از ائوسن به سمت الیگوسن منشأ مذاب‌ها از گوشته لیتوسفری به گوشته آستنسفری تغییر کرده (وردل و همکاران، ۲۰۱۱) و یا اینکه در شمال ساوه برخی از واحدهای آذرین منشأ گوشته-ای و برخی دیگر منشأ پوسته‌ای دارند (کایا و همکاران، ۱۹۷۸؛ دلاوری، ۱۳۸۱؛ داورپناه، ۲۰۰۹) نشان دهنده تنوع ژنتیک ماگماتیسیم در منطقه ساوه است. این تحقیق برای بحث در مورد برخی از موضوعات یاد شده انجام گردیده است. در این تحقیق سعی شده با استفاده از مطالعات سنگ-شناسی و بررسی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های ولکانیکی، جنبه‌های پتروژنتیک همچون تنوع مذاب‌ها و ارتباط ژنتیک آنها مورد بحث قرار گیرد. یکی از مباحث مهم در این پژوهش، استفاده از تکنیک مدل‌سازی ژئوشیمیایی عناصر فرعی و کمیاب جهت بحث در مورد روابط پتروژنتیک واحدهای مختلف سنگی است. بعلاوه با استفاده از شواهد صحرایی و ژئوشیمیایی و نیز نتایج مطالعات قبلی، جایگاه تکتونوماگمایی مذاب‌ها مورد بررسی قرار گرفته است.

ماگماتیسیم پالئوژن در ایران گسترش وسیعی داشته و در قسمت‌های مختلف ایران من جمله ایران مرکزی (نوار ماگمایی ارومیه دختر)، حاشیه جنوبی نوار کوهزایی البرز، البرز غربی- آذربایجان، بلوک لوت و شمال لوت رخنمون دارند (عمیدی و همکاران، ۱۹۸۴؛ رضانی و تاکر، ۲۰۰۳؛ گلونکا، ۲۰۰۴؛ شهاب‌پور، ۲۰۰۷؛ آسیابانها و فودن، ۲۰۱۲؛ پانگ و همکاران، ۲۰۱۳؛ چیو و همکاران، ۲۰۱۳). این ماگماتیسیم فراتر از سرزمین ایران بوده و در مناطق همجوار مانند افغانستان و ترکیه نیز دیده می‌شود. ماگماتیسیم کالکوالکالن در حاشیه جنوبی اورازیا حتی ماقبل پالئوژن نیز وجود داشته و در یک دوره گسترده زمانی از تریاس تا کواترنر انجام شده است. نوارهای ماگمایی مزوزوئیک به‌ویژه در بخش پونتید- قفقاز توسعه داشته که در سنوزوئیک امتداد این فعالیت از بالکان تا ایران و افغانستان کشیده می‌شود (کازمین و همکاران، ۱۹۸۶). نوار ارومیه دختر (شکل a) با امتداد شمال غربی- جنوب شرقی دارای حجم عظیمی از ماگماتیسیم سنوزوئیک به‌ویژه در ائوسن است (کایا و همکاران، ۱۹۷۸؛ چیو و همکاران، ۲۰۱۳؛ کنعانیان و همکاران، ۲۰۱۴). با اینکه تاکنون مطالعات متعددی بر روی نوار ارومیه دختر انجام شده (صفرزاده و همکاران، ۱۳۸۸؛ مسعودی، ۱۳۶۹؛ شعبانی، ۱۳۶۹؛ مورلی و همکاران، ۲۰۰۹؛ آگارد و همکاران، ۲۰۱۱؛ وردل و همکاران، ۲۰۱۱)، اما برخی موارد همچون موقعیت این نوار ماگمایی در ارتباط با زون ایران مرکزی و زون سنندج- سیرجان، تحولات متأثر از فروانش نفوتتیس، ژنز مذاب‌ها و نوع محیط تکتونیکی همچنان جای بحث



شکل ۱: (a) موقعیت نوار ماگمایی ارومیه-دختر در ایران و محدوده مورد مطالعه، (b) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه (مهرپرتو و همکاران، ۱۳۷۷). موقعیت نمونه‌های تجزیه شده نیز در نقشه مشخص شده است.

محدوده مورد مطالعه

منطقه ساوه از نظر تقسیمات ساختاری جزئی از نوار ماگمایی ارومیه-دختر است. در این منطقه، بیشترین فعالیت ماگمایی در زمان ائوسن رخ داده که مشتمل بر گدازه‌ها، رسوبی‌های همراه و واحدهای پیروکلاستیک (تا ضخامت ۳ کیلومتر)

است. به نظر می‌رسد طی پالئوژن، این منطقه از نظر رژیم تکتونیکی و فرایندهای ماگمایی تغییراتی را متحمل شده است. به نظر کایا و همکاران (۱۹۷۸)، شروع فعالیت در ائوسن آغازی بصورت تشکیل میان لایه‌های گدازه‌های اسیدی و حدواسط و در یک محیط خشکی انجام شده است. به سمت

این منطقه قدیم‌ترین واحد رخنمون یافته شامل تناوبی از گدازه‌های آندزیتی- تراکی آندزیتی همراه با واحدهای توفی ریوداسیتی و میان‌لایه‌های آهکی است که سن ائوسن میانی دارد (مهرپرتو و همکاران، ۱۳۷۷). یکی از ویژگی‌های سنگ‌های منطقه تنوع رخساره‌ای آن‌هاست بطوری که در برخی واحدها حجم عمده با سنگ‌های پیروکلاستیک بوده و گاهی واحدهای روانه‌ای و نیز حضور توأمان میان‌لایه‌های روانه‌ای و پیروکلاستیک دیده می‌شود. واحدهای مورد مطالعه در این تحقیق (شکل b1) تنوع سنگ‌شناختی قابل توجهی داشته و شامل توف، برش پیروکلاستیک و گدازه‌های آندزیت- بازالتی، آندزیتی تا نسبتاً اسیدی است. در برخی نقاط این واحدها از نظر چینه‌شناختی در زیر رسوبات جوان‌تر قرار می‌گیرند. بطور مثال در شمال روستای ویدر رخنمون‌های وسیعی از آهک‌های سازند قم وجود دارد که با مرز چینه‌شناختی بر روی ولکانیک‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۲). در زیر سازند قم یک واحد نازک کنگلومرایی نیز گزارش شده است (مهرپرتو و همکاران، ۱۳۷۷). بعلاوه، از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری قسمت اعظم ولکانیک‌های منطقه ساوه در بین دو گسل اصلی با روند تقریباً شرقی- غربی محصور شده‌اند. به نظر می‌رسد این گسل‌ها در ارتباط با حوضه رسوبی ائوسن و گسلش نرمال آن زمان بوده و دلیلی بر ضخامت بالای واحدهای ائوسن در منطقه است.

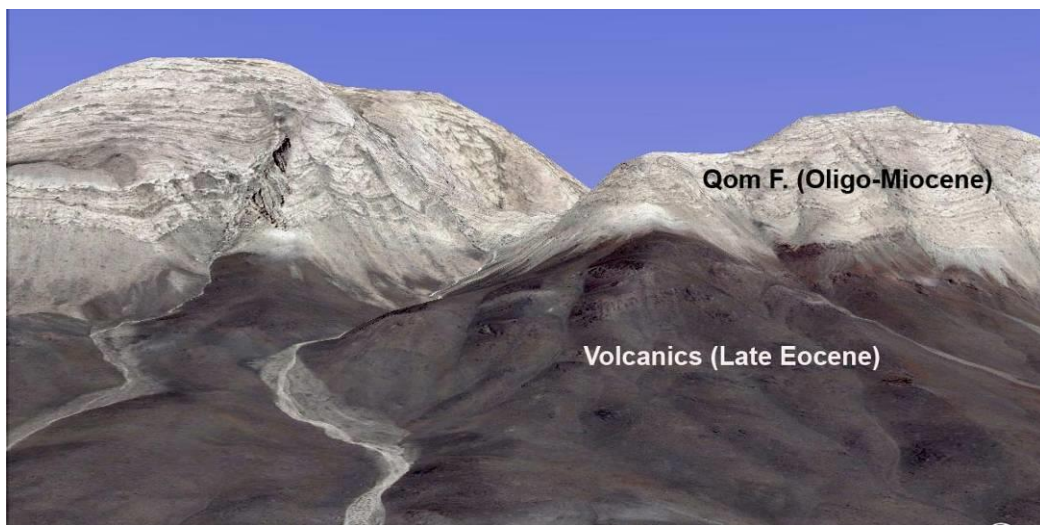
مواد و روش‌ها

به منظور انجام مطالعات ژئوشیمیایی تعداد ۱۲ نمونه سنگی که دگرسانی کمتری داشتند انتخاب گردیدند. این نمونه‌ها از واحدهای گدازه‌ای انتخاب شده‌اند. خردایش نمونه‌ها در آزمایشگاه دانشگاه خوارزمی صورت گرفت که طی آن حساسیت‌های

ائوسن میانی سری‌های ولکانیک-رسوبی ظاهر شده که شامل تنوعی از رخساره‌های پیروکلاستیک و رسوبی‌هایی همچون مارن، ماسه‌سنگ و لنزهای آهکی نومولیت‌دار است. در این زمان ترکیبات بازیگ خیلی نادر بوده و تیپ سنگ‌چینه‌ای حکایت از تشکیل واحدها در یک حوضه دریایی در حال فرونشست است. در ائوسن پسین سری‌های پیروکلاستیک با میان‌لایه‌های گدازه‌های عمدتاً حدواسط تشکیل شده و نشان از بالآمدگی حوضه دارد. پس از آن در الیگومیوسن مجدداً رژیم کششی حکمفرما شده که باعث پیشروی دریا و تشکیل واحدهای رسوبی معادل سازند قم می‌شود. در این زمان ماهیت فوران‌ها عموماً آکالان است و همچنین از نظر شیمیایی ولکانیسم اسیدی غالب بوده که به همراه آن الیوین- بازالت و نیز برخی سنگ‌های حدواسط نیز تشکیل شده‌اند (کایا و همکاران، ۱۹۷۸؛ دلاوری، ۱۳۸۱). منطقه مورد مطالعه در شمال ساوه و در محدوده طول‌های جغرافیایی $50^{\circ}00'$ تا $50^{\circ}30'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ}05'$ تا $35^{\circ}25'$ شمالی قرار دارد. واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه، هم شامل انواع نفوذی و هم خروجی است که البته حجم واحدهای خروجی به نسبت بیشتر بوده (شکل b1) و بخش وسیعی از این منطقه را می‌پوشانند. سنگ‌های آذرین اغلب مشتمل بر سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن میانی-بالایی به همراه میان‌لایه‌های رسوبی و مختصری گدازه‌های بازالتی الیگوسن، توده‌ی آذرین نفوذی عمدتاً الیگوسن، گنبد‌های نیمه ژرف داسیتی- آندزیتی پس از الیگوسن- میوسن و دایک‌های بازی و اسیدی جوان‌تر هستند. در بین واحدها، از نظر ترکیب شیمیایی بطور کلی سنگ‌های طیف حدواسط تا اسیدی چه بصورت گدازه یا پیروکلاستیک برتری حجمی داشته و سنگ‌های بازیگ کمتر هستند. در

اندازه‌گیری شد. عناصر نادر خاکی و برخی دیگر از عناصر فرعی و کمیاب توسط LA-ICP-MS و بر روی قرص‌های ذوب‌شده تعیین گردیدند. از هر قرص سه نقطه مجزا (با قطر ۹۰ میکرون)، هر کدام با زمان ۱ دقیقه، دانسیته انرژی ۱۵ ژول بر سانتی‌متر مربع و فرکانس ۱۲ هرتز آنالیز شد. تمرکز CaO بدست آمده از XRF به‌عنوان استاندارد داخلی استفاده شد.

لازم برای جلوگیری از هرگونه آلودگی احتمالی انجام شد. نمونه‌های خردشده در مرکز تحقیقات و فراوری مواد معدنی ایران توسط دستگاه تنگستن کار باید پودر شد. پس از آن نمونه‌ها به کشور سوئیس ارسال شده و در آزمایشگاه دانشگاه ETH تجزیه شدند. عناصر اصلی و برخی عناصر فرعی و کمیاب توسط XRF بر روی قرص‌های آماده شده و با استفاده از اسپکترومتر WDXRF, 2.4KV



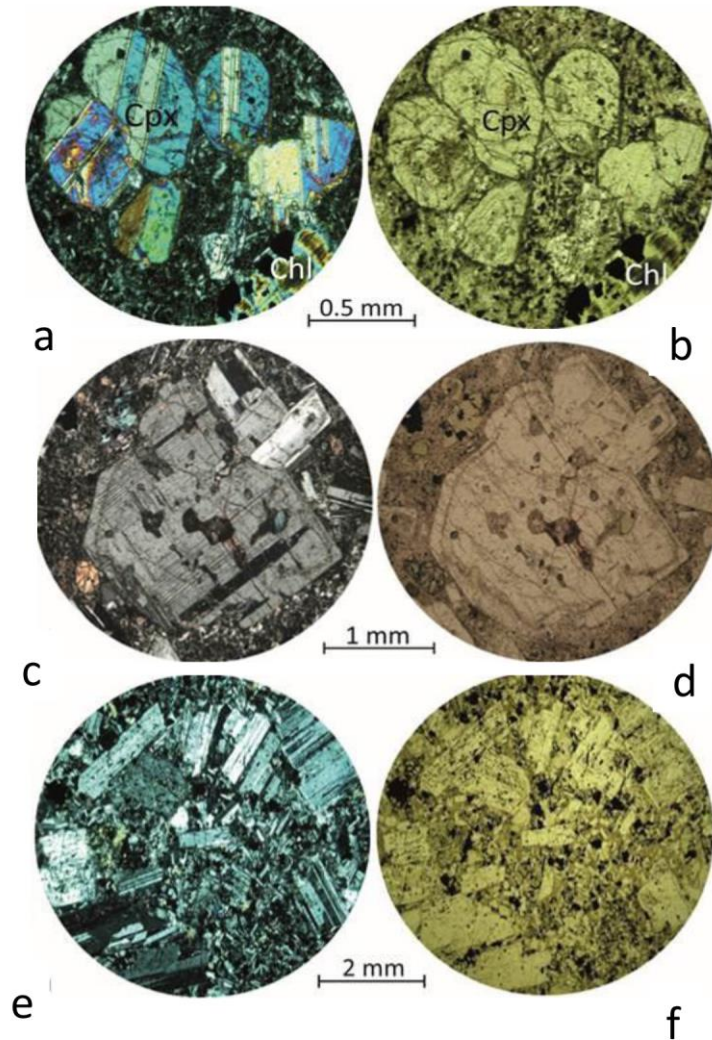
شکل ۲: قرارگیری سنگ آهک سازند قم (الیگو-میوسن) بر روی ولکانیک‌های ائوسن پسین، شمال غرب روستای ویدر.

بحث و نتایج

حضور دارد. فضای بین میکروولیت‌های پلاژیوکلاز توسط کانی‌های مافیک همچون کلینوپیروکسن و هم‌چنین کانی‌های اپاک و شیشه پر شده است (بافت اینترسرتال). در آندزیت بازالت‌ها، پلاژیوکلاز عمدتاً دارای ماکل آلبیتی یا پلی‌سنتتیک است. بعلاوه در برخی موارد پلاژیوکلازها بافت غربالی نیز نشان می‌دهند (شکل ۳ c و d). کلینوپیروکسن عمده‌ترین کانی مافیک در این سنگ‌ها است. ابعاد فنوکریست‌های کلینوپیروکسن اغلب کمتر از ۱ میلی‌متر بوده و کمتر از ۱۵٪ حجم فنوکریست‌های سنگ را تشکیل می‌دهند. در برخی از موارد این

پتروگرافی: مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که سنگ‌ها ترکیبی از آندزیت بازالت، پیروکسن-آندزیت، آندزیت، تراکی-آندزیت تا داسیت دارند. سنگ‌های آندزیت بازالتی بافت اینترسرتال، سری-ایت تا میکروولیتی پورفیری نشان می‌دهند. در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز که فراوانی مودال آن در برخی نمونه‌ها به بیش از ۵۰ درصد نیز می‌رسد عمده‌ترین فاز تشکیل دهنده است. این کانی دارای اندازه‌های متغیری بوده و هم بصورت فنوکریست (تا اندازه ۵ میلی‌متر) و هم بصورت میکروولیت در زمینه سنگ

پیروکسن‌ها تشکیل اجتماعات بلوری گلومروکریستی (بافت گلومروپورفیری) می‌دهند (شکل ۳ a و b). الیون سالم در نمونه‌ها یافت نمی‌شود.



شکل ۳: ویژگی‌های میکروسکوپی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه، a و b) تجمع بلورهای کلینوپیروکسن (بافت گلومروپورفیری) در آندزیت بازال‌ها، c و d) بافت میکرولیتیک پورفیری در آندزیت‌ها به همراه شواهد عدم تعادل (بافت غربالی) در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، e و f) فراوانی مودال پلاژیوکلاز و بافت سری ایت در آندزیت‌ها، تصاویر a و c و e در حالت XPL و تصاویر b و d و f در حالت PPL.

کانی‌های ثانویه و محصولات آلتراسیون، بلورهای پلاژیوکلاز سریستی، کلسیتی و در مواردی کلریتی شده‌اند و همچنین کلینوپیروکسن نیز به اورالیت و کلریت تجزیه شده‌اند. در سنگ‌های فلسیک‌تر همچون آندزیت‌ها، پیروکسن-آندزیت‌ها تا

فقط در مواردی قالب‌هایی دیده می‌شود که کاملاً از کانی‌های ثانویه پر شده و ممکن است مربوط به الیون باشند. کانی‌های اپاک به صورت انکلوزیون درون برخی فنوکریست‌های فرومنیزین همچون کلینوپیروکسن و نیز در زمینه وجود دارند. از نظر

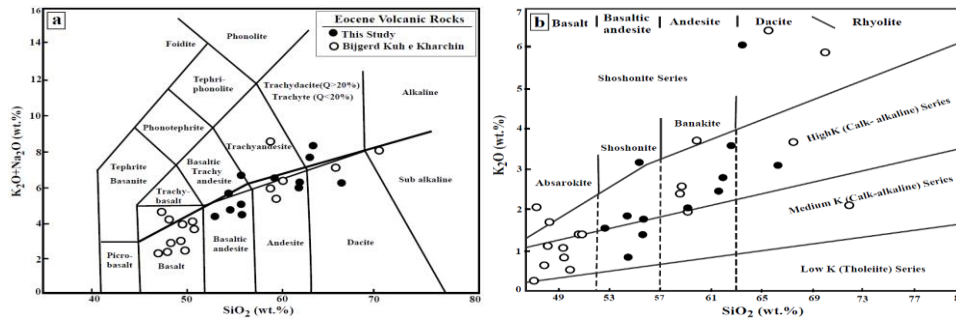
اپیدوتی شدن و کلسیتی شدن پلاژیوکلازها نیز دیده می شود. کانی های اوپک (اکسیدهای آهن-تیتان) به مقدار نسبتاً فراوان در زمینه سنگها وجود دارند که ممکن است اولیه و یا ثانویه (محصول تجزیه کانی های فرومنیزین) باشند.

ژئوشیمی: ترکیب شیمیایی سنگها در جدول ۱ نمایش داده شده است. سنگها بطور کلی نشان دهنده تنوع نسبتاً خوبی از محدوده بازیگ تا اسیدی هستند. در سنگهای منطقه مقدار LOI بین ۰/۹۷ تا ۵/۵۴ درصد وزنی است. لذا مشخص است که در برخی نمونهها شدت آلتراسیون بالا است. اگر مقادیر بدون آب را مدنظر قرار دهیم، میزان SiO_2 از ۵۱/۶۹ تا ۶۱/۸۷ درصد وزنی تغییر می کند. هم چنین مجموع عناصر آلکان (K₂O + Na₂O)، ۴/۲۰ تا ۷/۹۳ درصد وزنی است. بر اساس تقسیم بندی شیمیایی، نمونهها در محدوده آندزیت بازالت، آندزیت و داسیت و تراکیت آندزیت قرار می گیرند (شکل a۴). با اینکه نسبت K_2O/Na_2O در نمونهها بین ۰/۲۱ تا ۲/۶۲ است ولی این نسبت اغلب کمتر از ۱ بوده و نشان دهنده ماهیت سدیک نمونهها است. $Mg\#$ در نمونهها بین ۱۴/۶ تا ۴۸/۶ تغییر می کند که نشان دهنده طیف نسبتاً وسیع ترکیب شیمیایی بوده و در ترمهای بازیگ نشان دهنده یک مذاب تحول یافته نسبت به مذابهای در حال تعادل با کانی شناسی گوشته ای است (ویلسون، ۲۰۰۷). اکثر نمونههای مورد مطالعه در قلمرو ماگماهای کالکوالکان و تعداد معدودی نیز در محدوده آلکان قرار می گیرند (شکل b۴).

داسیتها بافت غالب سنگها میکروولیتی پورفیری تا سری ایت است (شکل ۳ e و f). در این سنگها نیز پلاژیوکلاز اغلب فراوان ترین کانی سازنده است. در این سنگها، پلاژیوکلاز گاهی بیش از ۴۰٪ ترکیب مودال سنگ را تشکیل می دهد. شکل پلاژیوکلاز اغلب سابهدرال و در مواردی تقریباً یوهدرال است. این کانیها به صورت میکروولیت های درون زمینه سنگ تا فنوکریستهایی که گاه تا ۴ میلی متر نیز می رسند، دیده می شوند. در برخی واحدهای آندزیتی (آندزیت های مگاپورفیری)، طول بلورهای پلاژیوکلاز تا اندازه های بیش از ۲ سانتی متر نیز می رسد. کانی های پلاژیوکلاز دارای ماکل های مختلفی چون ماکل آلبیتی یا کارلسباد-آلبیتی هستند. بلورهای درشت تر پلاژیوکلاز گاهی زونینگ و در مواردی بافت غربالی نیز نشان می دهند. در برخی سنگهای آندزیتی تا داسیتی، پلاژیوکلاز تنها فاز موجود بصورت فنوکریست است. در پیروکسن-آندزیتها، علاوه بر پلاژیوکلاز، پیروکسن نیز حضور داشته که صرفاً از نوع کلینوپیروکسن بوده و سابهدرال تا یوهدرال هستند. ابعاد بلورهای کلینوپیروکسن اغلب کمتر از ۱ میلی متر بوده و در مواردی ممکن است تا ۵ درصد فراوانی مودال را نیز به خود اختصاص دهند. فراوانی مودال کانی های ثانویه در نمونهها متفاوت است. برخی نمونهها تقریباً سالم بوده و در برخی دیگر تغییرات نسبتاً شدیدی وجود دارد. محصول فرایندهای ثانویه در نمونهها بصورت سریسیتی-شدن و کلریتی شدن پلاژیوکلاز و کلریتی شدن کانی های فرومنیزین است. گرچه در مواردی

جدول ۱: ترکیب شیمیایی سنگ کل ولکانیک‌های شمال ساوه. $Mg\# = 100 \times MgO / (MgO + FeO_T)$

	MDR-44	MDR-40	MDR-38	MDR-32	MDR-30	MDR-24	MDR-23	MDR-22	MDR-20	MDR-4	MDR-2	MDR-1
XRF (wt.%)												
SiO ₂	60.19	52.33	53.28	54.35	60.41	53.59	61.87	56.84	52.90	51.69	60.10	59.94
TiO ₂	0.92	1.00	0.91	0.87	0.53	0.82	0.64	0.69	0.88	0.89	0.62	0.65
Al ₂ O ₃	14.62	18.04	17.09	17.48	17.56	18.11	14.80	16.84	18.29	17.70	15.74	15.93
Fe ₂ O ₃	0.86	1.30	1.19	1.16	0.62	1.05	0.63	0.90	1.17	1.28	0.79	0.83
FeO	5.72	8.68	7.91	7.70	4.15	7.02	4.19	5.98	7.78	8.53	5.27	5.56
MnO	0.18	0.08	0.18	0.22	0.07	0.12	0.09	0.11	0.31	0.17	0.12	0.13
MgO	0.98	3.84	4.66	3.87	2.50	3.27	0.45	2.15	3.17	4.46	1.79	2.66
CaO	3.57	6.16	7.18	7.06	6.44	7.70	5.20	6.20	4.59	8.90	4.21	5.28
Na ₂ O	2.19	3.73	3.64	3.53	3.51	2.65	2.78	4.38	3.38	2.70	3.96	3.40
K ₂ O	5.74	0.79	1.83	1.39	2.37	1.64	3.02	1.93	2.97	1.50	3.39	2.59
P ₂ O ₅	0.31	0.16	0.17	0.22	0.15	0.22	0.22	0.19	0.18	0.22	0.17	0.18
LOI	4.39	3.22	1.96	1.50	1.68	3.42	5.54	3.44	3.88	0.97	3.30	2.20
Total	99.67	99.33	99.98	99.36	99.99	99.63	99.44	99.65	99.48	99.01	99.47	99.35
Mg#	21.2	41.0	48.0	44.1	48.6	42.3	14.6	36.1	39.0	45.1	34.8	42.9
XRF (ppm)												
Zn	38	39	79	120	83	125	326	58	342	84	76	107
Cu	41	20	34	148	58	20	290	48	136	149	37	1244
Sc	20	33	30	26	13	28	15	24	27	34	17	19
Ga	18	20	19	19	17	19	16	18	20	18	16	16
Ni	2	4	9	9	57	9	374	11	4	9	8	44
Co	13	18	27	23	30	22	133	22	23	30	17	22
Cr	2	4	20	20	50	21	6	12	5	11	26	34
V	54	279	265	248	103	228	97	203	253	281	151	161
Rb	123	22	35	28	75	36	109	41	137	31	101	73
Ba	521	197	426	449	401	397	523	599	806	357	616	725
Th	3	0	6	0	5	0	8	0	2	0	7	0
Nb	9	5	8	6	10	8	10	7	7	7	9	9
Pb	0	0	8	6	24	0	181	0	8	0	16	211
Sr	49	302	338	484	444	407	282	440	345	572	437	439
Zr	207	78	93	69	127	102	210	96	86	73	126	127
Y	43	24	25	21	14	25	36	20	25	21	21	22
Hf	6	2	3	0	6	3	2	3	3	3	4	0
U	3	1	1	0	3	2	4	2	1	0	1	2
LA-ICP-MS (ppm)												
Rb	107.534	18.968	31.432	25.358	67.693	30.917	96.683	35.589	119.791	29.931	92.652	66.380
Sr	43.835	294.331	340.643	479.285	441.337	402.840	264.193	428.832	331.111	576.459	431.468	445.832
Y	36.386	21.846	21.459	18.855	11.910	20.591	28.408	16.832	20.284	17.345	17.849	19.658
Zr	183.465	70.135	84.110	61.800	122.508	89.628	180.522	84.872	74.390	63.369	119.820	123.303
Nb	8.892	3.955	4.627	3.148	10.359	4.993	9.175	4.568	4.146	4.021	7.929	8.130
La	18.923	9.152	12.528	10.476	17.268	11.810	19.385	12.654	10.513	11.142	17.050	19.074
Ce	41.079	19.319	25.432	21.844	29.377	24.260	39.274	26.262	22.174	22.516	32.938	35.908
Pr	5.452	2.453	3.213	3.000	3.248	3.079	4.711	3.423	2.929	2.877	3.778	4.114
Nd	23.791	10.886	13.756	12.337	12.325	13.289	19.844	13.446	12.708	12.148	14.928	16.957
Sm	5.758	3.305	3.399	3.262	2.345	3.383	4.777	3.188	3.128	2.923	3.190	3.192
Eu	1.253	1.067	0.967	1.011	0.755	1.018	0.889	0.776	1.133	1.035	0.876	1.007
Gd	6.295	3.475	3.993	3.295	2.385	3.638	5.189	3.503	3.566	3.246	3.275	3.663
Tb	1.001	0.587	0.570	0.519	0.354	0.570	0.783	0.524	0.524	0.467	0.509	0.524
Dy	6.670	4.049	3.875	3.395	2.056	3.624	5.012	2.924	3.578	3.229	3.139	3.512
Ho	1.364	0.822	0.752	0.708	0.410	0.775	1.088	0.624	0.772	0.686	0.688	0.695
Er	3.930	2.383	2.523	2.057	1.233	2.197	3.056	1.734	2.212	1.906	2.082	2.119
Tm	0.566	0.324	0.331	0.294	0.176	0.329	0.467	0.320	0.331	0.261	0.309	0.333
Yb	3.933	2.240	2.134	2.007	1.206	2.095	3.176	1.887	2.197	1.825	1.841	1.985
Lu	0.611	0.347	0.333	0.308	0.185	0.345	0.524	0.288	0.318	0.281	0.293	0.330
Hf	5.269	1.913	2.446	1.803	3.230	2.486	5.540	2.171	2.205	1.798	3.158	3.348
Ta	0.590	0.265	0.252	0.188	0.708	0.315	0.548	0.265	0.256	0.240	0.579	0.562
Th	6.904	2.160	3.586	1.643	6.500	3.364	8.153	4.231	2.067	2.536	6.568	6.766
U	2.153	0.766	1.067	0.545	2.124	0.984	2.722	1.337	0.567	0.739	1.897	2.353



شکل ۴: (a) نمودار SiO_2 در برابر مجموع عناصر آلكالين، محدوده تقسيم‌بندی شيميايي سنگ‌ها از لوباس و همكاران (۱۹۸۶) است. (b) نمودار SiO_2 در برابر K_2O (پكسريلو و تاپلور، ۱۹۷۶). نمونه‌های بي‌جگرد كوه خرچين از داورپناه (۲۰۰۹) است.

مطالعه (داورپناه، ۲۰۰۹) نیز نمایش داده شده است، که در آن‌ها نیز ناپیوستگی در روندهای تغییرات عناصر دیده می‌شود. به‌ویژه در برخی نمودارها، روندها با تفریق ماگمایی سازگار نیست. در نمودار CaO-SiO_2 ، ترم اسیدی ادامه روند کاهش را نشان نمی‌دهد در حالی که باید در تفریق ماگمایی شاهد یک روند کاهش پیوسته در CaO باشیم. در نمودار MgO-SiO_2 دو گروه مختلف سنگ‌های بازیک (در مقدار SiO_2 یکسان) از نظر مقدار MgO از هم تفکیک شده‌اند که خود دلیلی بر اختلافات پتروژنتیک است. از طرفی در این نمودار روند تغییرات همانند نمودار CaO-SiO_2 چندان با تبلور تفریقی قابل توجیه نیست. هم‌چنین در نمودارهای U و $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 که توزیع نمونه‌ها و روندهای متفاوت به‌ویژه در بخش حدواسط-اسیدی چندان با روند تغییرات شیمیایی و تفریق از یک مذاب در حال تحول سازگاری ندارد. در شکل ۶ الگوی عناصر نادر خاکی نرمالیزه‌شده بر اساس کندریت نمایش داده شده است. الگوها بطور کلی با شیب منفی و غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک (LREE)^۲ و میانه (MREE)^۳ نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE)^۴ مشخص

در نمودارهای هارکر (شکل ۵) روند تغییرات برخی عناصر اصلی و فرعی توأم با تغییرات SiO_2 دیده می‌شود. روند تغییرات بطور کلی با روند تحولات ماگما و تمرکز عناصر بر اساس سازگاری آن‌ها مطابقت دارد. در این نمودارها CaO ، FeO_T ، MgO ، Sr و Al_2O_3 ، TiO_2 با افزایش SiO_2 روند کاهشی دارند در حالی که U و $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ با افزایش SiO_2 افزایش می‌یابند. این تغییرات در صورتی که بحث هم‌ژنتیک بودن مذاب‌ها یا تفریق ماگمایی مطرح باشد با تبلور تفریقی کانی‌هایی همچون پلاژیوکلاز (± الیوین)، کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن-تیتان سازگاری دارد. اگرچه هم‌ژنتیک بودن همه تیپ‌های سنگی جای سوال است. همان‌طور که دیده می‌شود توزیع نمونه‌ها یک روند پیوسته خطی نشان نمی‌دهد. در این شکل، نمونه‌ها قلمروهای متمایز از همدیگر را تشکیل داده و بطور کلی بین گروه‌های بازیک، حدواسط و اسیدی عدم پیوستگی دیده می‌شود. این ناپیوستگی ممکن است منعکس کننده دخالت نداشتن همه واحدهای سنگی در نمودار و یا نمونه‌برداری باشد. به همین خاطر نمونه‌های ائوسن فوقانی منطقه بی‌جگرد کوه خرچین (در مجاورت و شمال غرب منطقه مورد

4-Heavy Rare Earth Element

2-Light Rare Earth Element

3-Middle Rare Earth Element

تبلور تفریقی (FC)^۷، آرایش و تبلور تفریقی (AFC)^۸ و اختلاط ماگمایی از جمله فرایندهای اصلی در تحول مذاب هستند (رولینسون، ۲۰۱۴). برای بحث در مورد ژنز سنگ‌های مورد بحث از مدل‌سازی ژئوشیمیایی براساس تمرکز عناصر کمیاب استفاده شده است (شکل ۸). در این شکل، نمونه MDR-4 با توجه به اختصاصات ژئوشیمیایی همچون بالا بودن تمرکز عناصر سازگار همچون MgO و نیز Mg# و برعکس پایین‌تر بودن تمرکز عناصر ناسازگار همچون عناصر نادر خاکی به عنوان مذاب مادر در نظر گرفته شده است. با استفاده از روابط مربوط به فرایندهای تبلور تفریقی، آرایش و تبلور تفریقی و اختلاط ماگمایی (ارسوی و هلوچی، ۲۰۱۰؛ رولینسون، ۲۰۱۴). تمرکز عناصر نادر خاکی در مذاب محاسبه شده تئوریک (مذاب مدل) با نسبت‌های مختلف تفریق بلوری و با ترکیبات مختلف کانی‌شناسی مورد بررسی قرار گرفت. نوع کانی‌های تفریق شونده براساس حضور فنوکریست‌های کانی‌های مربوطه در سنگ تعیین گردید. با مقایسه تمرکز عناصر در مذاب مدل با الگوی عناصر نادر خاکی و نمودار چند عنصری نمونه‌ها بحث هم‌ژنتیک بودن نمونه‌های مختلف از طریق فرایند تبلور تفریقی مورد بررسی قرار گرفته است. در شکل ۸ a و b، به ترتیب الگوی عناصر نادر خاکی و نمودار چند عنصری عادی شده بر اساس کندریت برای مذاب مدل، نمونه MDR-4 به عنوان مذاب مادر و نمونه‌های آندزیت-بازالتی MDR-20، MDR-32 و MDR-38 نمایش داده شده است. در محاسبه انجام شده، ترکیب مذاب مدل براساس فرایند تبلور تفریقی و با احتساب تفریق بلوری ۲۰٪ و یا مذاب برجای مانده ۸۰٪ و ترکیب کانی-های تفریق شده به صورت 80% Pl + 15% Cpx

شده‌اند. در این سنگ‌ها نسبت (La/Yb)_N بین ۲/۹۳ تا ۱۰/۲۷، نسبت (Sm/Yb)_N بین ۱/۵۸ تا ۲/۱۶ و نسبت (La/Sm)_N بین ۱/۷۹ تا ۴/۷۵ است. شکل الگوها با اینکه در نگاه اول ممکن است همخوانی آن‌ها را نشان دهد (شکل a۶) ولی بررسی دقیق‌تر حکایت از موازی نبودن آن‌هاست (شکل b۶، c و d). در عین حال که ناپیوستگی مشاهده شده در نمودار هارکر (شکل ۴) در اینجا هم به نوعی دیده می‌شود. الگوی عناصر نادر خاکی سنگ-های آتشفشانی منطقه را می‌توان در سه گروه از همدیگر متمایز کرد: (۱) آندزیت بازالت‌ها، (۲) آندزیت-تراکی آندزیت‌ها و (۳) نمونه‌های داسیتی. یکی از تفاوت‌ها این است که آنومالی منفی Eu در برخی نمونه‌ها دیده شده و در بقیه نمونه‌ها چندان شاخص نیست که این مسأله با تفریق بلوری پلاژیوکلاز توجیه می‌شود. همخوانی الگوها در آندزیت بازالت‌ها می‌تواند گواهِ ارتباط ژنتیکی بین نمونه‌ها باشد. چنین ویژگی در داسیت‌ها نیز دیده می‌شود در حالی که در گروه آندزیت-تراکی آندزیت‌ها نسبت تغییرات LREE و HREE نمونه‌ها همسان نیست. شکل ۷ نمودار چند عنصری نرمالیز شده نسبت به گوشته اولیه را نشان می‌دهد. در این شکل غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل سبک (LILE)^۵ و تهی‌شدگی از عناصر دارای قدرت میدان بالا (HFSE)^۶ شاخص است. به‌ویژه آنومالی منفی Nb، Ta و Ti نسبت به عناصر مجاور که بوضوح دیده می‌شود. این اختصاصات ژئوشیمیایی معمولاً در ارتباط با مذاب‌های زون‌های فرورانشی و حواشی فعال تفسیر می‌شود (مثلاً پیرس، ۱۹۸۲؛ هاکسورث و همکاران، ۱۹۹۵).

مدل‌سازی شیمیایی عناصر کمیاب: تحولات ماگمایی از طریق فرایندهای مختلف صورت می‌گیرد. فرایند

7-Fractional Crystallization

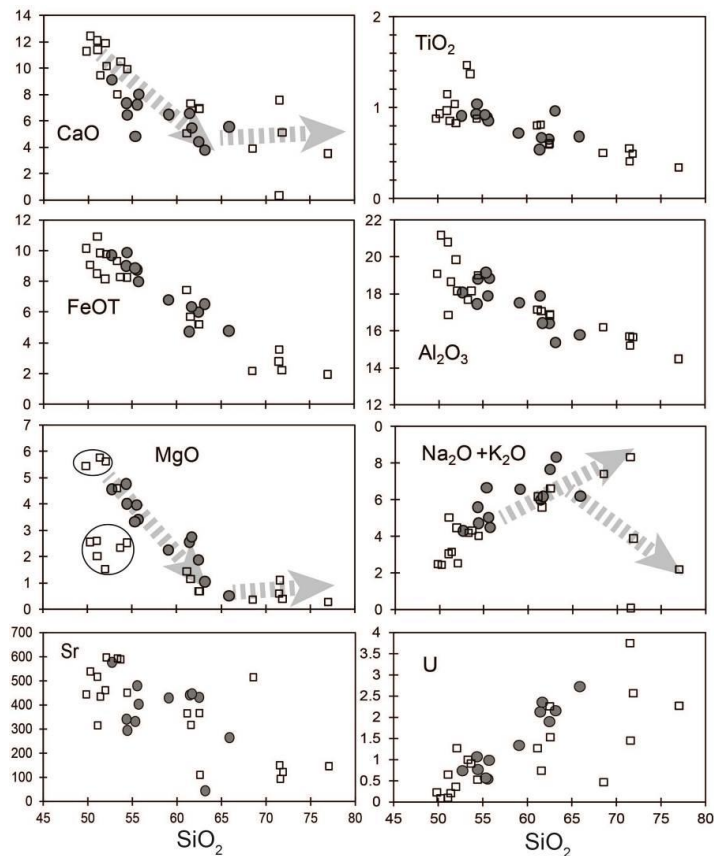
8-Assimilation and Fractional Crystallization

5-Light Ion Lithophile Element

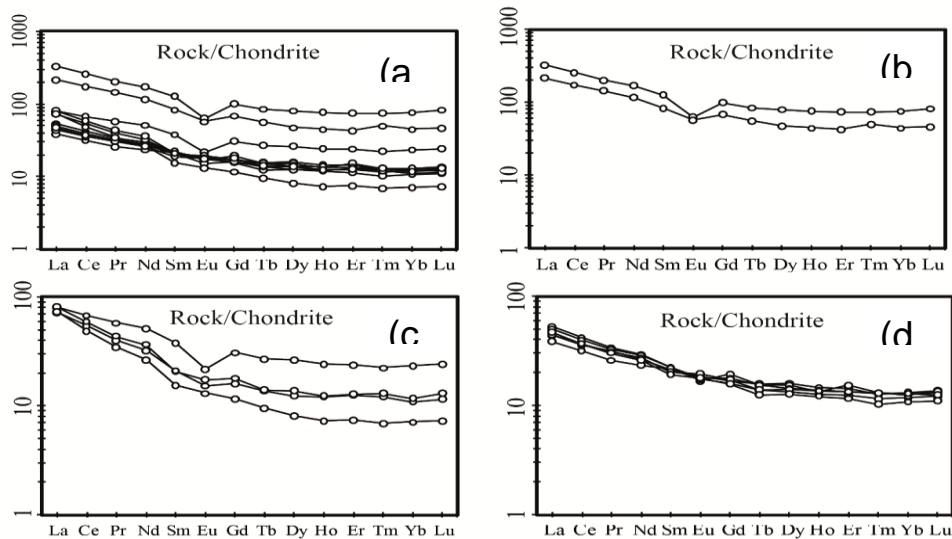
6-High Field Strength Element

(مذاب باقیمانده حدود ۴۴٪) انطباق خوبی دارد. در شکل ۸ e و f، ترکیب شیمیایی نمونه MDR-23 با مذاب مدل بدست آمده از طریق تبلور تفریقی حدود ۶۰٪ و ترکیب کانی‌های متبلور شونده 75% $Mt + 5\% Cpx + 15\% Pl$ مقایسه شده است. همان‌طور که در این شکل‌ها دیده می‌شود انطباق خوبی بین ترکیب مذاب مدل و نمونه MDR-23 وجود دارد. بنابراین بطور کلی می‌توان گفت نمونه‌های یادشده در بالا می‌توانند از طریق تبلور تفریقی از یک مذاب مادری شبیه نمونه MDR-4 حاصل شده باشند. این در حالیست که با مدل‌سازی امکان ارتباط ژنتیکی بین بقیه نمونه‌ها همچون MDR-1، MDR-2، MDR-24، MDR-30 و MDR-40 با نمونه MDR-4 وجود ندارد. با این وصف به نظر می‌رسد در این منطقه برخی مجموعه‌های ماگماتیک از طریق فرایندهای تفریق ماگمایی با هم ارتباط داشته باشند در حالی که همه مجموعه‌ها این ارتباط را نشان نمی‌دهند.

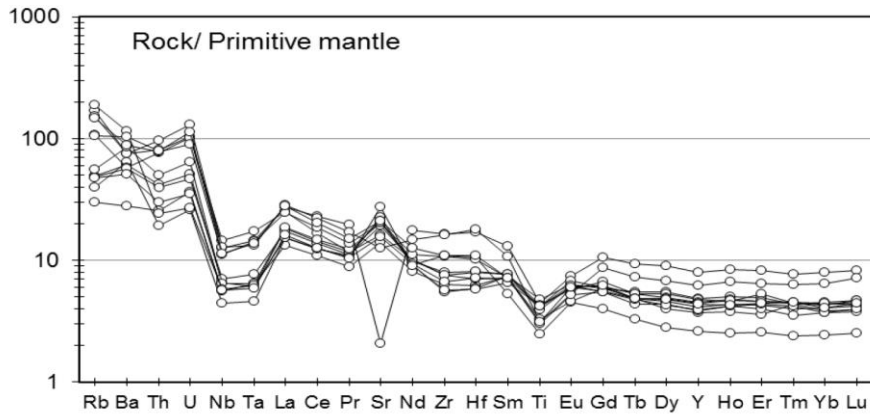
Mt 5% + در نظر گرفته شده است. همان‌طور که در شکل ۸ a و b دیده می‌شود انطباق خوبی بین شکل الگوها و تمرکز عناصر بین مذاب مدل و نمونه‌های آندزیت-بازالتی یاد شده دیده می‌شود. بنابراین می‌توان گفت با استفاده از فرایند تبلور تفریقی می‌توان مذاب‌های باقیمانده‌ای شبیه به نمونه‌های آندزیت-بازالتی MDR-20، MDR-32 و MDR-38 از یک مذاب مادر مشابه با نمونه MDR-4 بدست آورد. در شکل‌های ۸ c و d، نیز نمونه MDR-4 به‌عنوان مذاب مادر در نظر گرفته شده و ترکیب کانی‌های تفریق شونده به صورت $80\% Pl + 20\% Mt + 5\% Cpx$ است. در این شکل‌ها، الگوی عناصر نادر خاکی و نمودار چندعنصری عادی شده بر-اساس کندریت برای مذاب مدل، نمونه MDR-4 (مذاب مادر) و نمونه MDR-44 به‌عنوان مذاب‌های باقیمانده پس از فرایند تبلور تفریقی نمایش داده شده‌اند. در اینجا نیز ترکیب نمونه MDR-44 با مذاب مدل بدست آمده از تبلور تفریقی حدود ۵۶٪



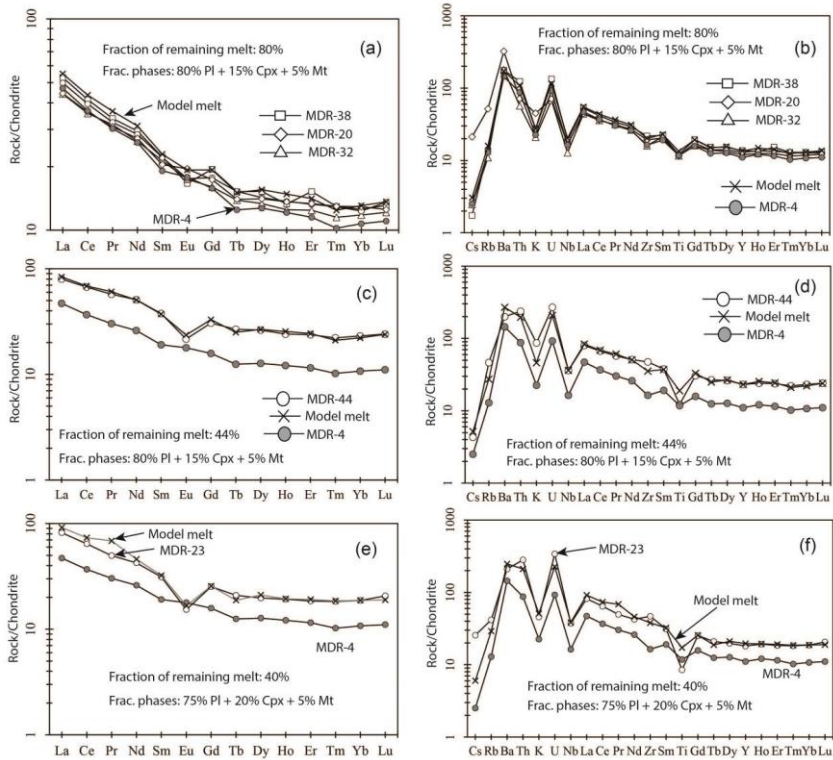
شکل ۵: نمودار هارکر نمونه‌های مورد مطالعه، علائم توخالی مربوط به نمونه‌های بیجگرد کوه خرچین از داورپناه (۲۰۰۹) است.



شکل ۶: الگوی عناصر نادر خاکی نرمالیزشده بر اساس کندریت (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹) برای نمونه‌های مورد مطالعه، (a) کلیه نمونه‌های ترم بازیگ تا اسیدی، (b، c و d) نمونه‌ها به تفکیک شامل داسیت، آندزیت-تراکی آندزیت و آندزیت-بازالت.



شکل ۷: نمودار چندعنصری نرمالیز شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹) برای نمونه‌های مورد مطالعه.



شکل ۸: مدل سازی ژئوشیمیایی براساس تمرکز عناصر فرعی و کمیاب در الگوی عناصر نادر خاکی (شکل‌های a, c و e) و نمودارهای عنکبوتی (شکل‌های b, d و f) عادی شده براساس کندریت (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹). در کلیه شکل‌ها نمونه MDR-4 به عنوان مذاب مادر در نظر گرفته شده است. (a و b) مدل‌سازی با احتساب ترکیب کانی‌های تفریق شونده به صورت $80\% \text{Pl} + 15\% \text{Cpx} + 5\% \text{Mt}$ و مقدار مذاب باقیمانده ۸۰٪ (تبلور تفریقی ۲۰٪). ترکیب مذاب مدل با ترکیب نمونه‌های MDR-20, MDR-32 و MDR-38 مقایسه شده است. (c و d) مدل‌سازی با احتساب ترکیب کانی‌های تفریق شونده به صورت $80\% \text{Pl} + 15\% \text{Cpx} + 5\% \text{Mt}$ و مقدار مذاب باقیمانده ۴۴٪ (تبلور تفریقی ۵۶٪). ترکیب مذاب مدل با ترکیب نمونه MDR-44 مقایسه شده است. (e و f) مدل‌سازی با احتساب ترکیب کانی‌های تفریق شونده به صورت $75\% \text{Pl} + 20\% \text{Cpx} + 5\% \text{Mt}$ و مقدار مذاب باقیمانده ۴۰٪ (تبلور تفریقی ۶۰٪). ترکیب مذاب مدل با ترکیب نمونه MDR-23 مقایسه شده است. Pl, Cpx و Mt به ترتیب علائم اختصاری پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و ماگنتیت هستند.

فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس (زاویه فرورانش، به عقب برگشتگی لیتوسفر فرورانده و یا گسیختگی آن) ممکن است سبب ایجاد تکتونیسیم کششی در لیتوسفر بالای زون فرورانده (ایران مرکزی) شده باشد. بطوری که ولکانیسم بازالتی ژوراسیک میانی-پایانی و کرتاسه شاهدهی از بازشدگی حوضه‌های پشت قوس مرتبط با فرورانش نئوتتیس در نظر گرفته شده‌اند (کازمین و همکاران، ۱۹۸۶). در پالئوژن نیز مطالعات مختلف به تکتونیسیم کششی در بالای لیتوسفر فرورانده نئوتتیس اشاره دارند (شهاب پور، ۲۰۰۷؛ وردل، ۲۰۰۹؛ مورلی و همکاران، ۲۰۰۹؛ وردل و همکاران، ۲۰۰۹). در منطقه شمال ساوه نیز ماگماتیسم ائوسن بطور محتمل با یک محیط کششی سازگاری دارد. براساس مشاهدات صحرایی این تحقیق ملاحظه می‌شود که ولکانیک‌های شمال ساوه در جنوب گسل کوشک نصرت دارای ضخامت قابل توجهی بوده و از طرفی در برخی زمان‌ها ولکانیسم بصورت زیردریایی بوده است. این مسأله را می‌توان به یک محیط کششی منتسب نمود که باعث تشکیل یک حوضه رسوبی شده و امکان تشکیل ضخامت قابل توجهی از رسوبات و ولکانیسم زیردریایی همراه با آن را فراهم کرده باشد. بعلاوه، در شمال ساوه ملاحظه می‌گردد که برخی واحدهای آتشفشانی کاملاً روند خطی نشان می‌دهند. این پدیده نیز با ولکانیسم در امتداد گسل‌های کششی سازگاری دارد. به نظر برخی دیگر از محققان نیز ولکانیسم گسترده ائوسن در البرز که همراه با رخساره‌های ولکانوکلاستیک دریای عمیق است و ولکانیک‌های آلکالن پالئوژن البرز غربی می‌تواند در نتیجه یک رژیم تکتونیکی کششی باشد (بربریان، ۱۹۸۳؛ برون و همکاران، ۲۰۰۹، بالاتو و همکاران، ۲۰۱۱). مطالعات انجام شده توسط کایا و همکاران (۱۹۷۸) محیط کششی ریفت درون

جایگاه تکتونیکی: با توجه به ارتباط فضایی و همجواری حوضه اقیانوسی نئوتتیس و حاشیه قاره‌ای جنوب اورازیا بسیاری از محققان فعالیت ماگمایی گسترده در حاشیه جنوبی اورازیا از جمله ایران مرکزی (نوار ماگمایی ارومیه‌دختر) را متأثر از لیتوسفر فرورانده نئوتتیس می‌دانند (بربریان و بربریان، ۱۹۸۱؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). از نظر فضایی و روند ساختاری، نوار ماگمایی ارومیه‌دختر به موازات کوهزایی زاگرس و زون فرورانش نئوتتیس قرار داشته و منطقی است که بصورت یک قوس ماگمایی در بالای لیتوسفر فرورانده نئوتتیس تشکیل شده باشد. بعلاوه، اختصاصات ژئوشیمیایی سنگ‌های ماگمایی نوار ارومیه‌دختر تاییدکننده جایگاه تکتونیکی این نوار ماگمایی به صورت یک حاشیه فعال قاره‌ای است (مثلاً عمرانی و همکاران، ۲۰۰۸؛ وردل و همکاران، ۲۰۱۱). نمونه‌های منطقه مورد مطالعه نیز تعلق آن‌ها را به یک محیط قوس ماگمایی آشکار می‌سازد. همان‌طور که در نمودار نسبت Th/Yb در مقابل Ta/Yb (شکل ۹) ملاحظه می‌شود کلیه نمونه‌ها در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار گرفته‌اند. فعالیت ماگمایی نوار ارومیه‌دختر عمدتاً در پالئوژن انجام شده است (چیو و همکاران، ۲۰۱۳). البته در این زمان در دیگر نقاط ایران همچون البرز جنوبی و غربی، شمال لوت، لوت و شرق ایران نیز ولکانیسم گسترده پالئوژن دیده می‌شود که عمدتاً اختصاصات ژئوشیمیایی مذاب‌های مناطق فرورانشی را نشان می‌دهند (عمیدی و همکاران، ۱۹۸۴؛ آسیابانها و همکاران، ۲۰۱۲؛ پانگ و همکاران، ۲۰۱۳). شاید بتوان گفت که در یک مقیاس گسترده‌تر از نوار ماگمایی ارومیه‌دختر، گوشته زیر میکروپلیت‌های البرز و ایران مرکزی در زمان پالئوژن از نظر ژئوشیمیایی تحت تأثیر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس قرار گرفته است. بعلاوه، مکانیسم

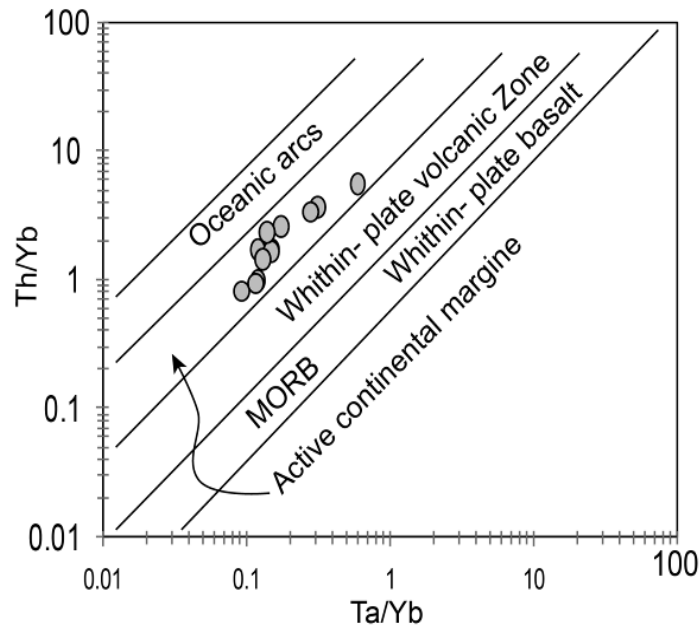
مجموعه‌های دگرگونی تفسیر شده است (موریتز و همکاران، ۲۰۰۶). به نظر مورلی و همکاران (۲۰۰۹) به عقب برگشتن لیتوسفر فرورانده^۹ باعث صعود آستنوسفری و تکتونیک کششی شده که منجر به شکل‌گیری ماگماتیسم ائوسن در یک شرایط ریفتی شده است. پس از آن افت دمای گوشته باعث فرونشست لیتوسفر بالای زون فرورانده و تشکیل حوضه رسوبی سازند قم در زمان الیگومیوسن شده است. بنابراین براساس شواهد ژئوشیمیایی، چینه‌شناختی و تکتونیک بطور معقول می‌توان پذیرفت که ولکانیسم ائوسن ایران مرکزی و منطقه مورد مطالعه با تکتونیسم کششی یک محیط حاشیه فعال قاره‌ای همخوانی دارد.

نافی رابطه ژنتیک این واحدهاست. اگرچه برخی تنوعات سنگی مشاهده شده را می‌توان با تحولات مذاب و فرایند تبلور تفریقی توجیه کرد بطوری‌که داسیت‌ها و برخی نمونه‌های آندزیتی می‌توانند از تفریق بلوری پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از یک مذاب مادر شبیه آندزیت-بازالت‌ها حاصل شده باشند. براساس اختصاصات ژئوشیمیایی نمونه‌ها همچون غنی‌شدگی LILE و تهی‌شدگی HFSE در نمودارهای چندعنصری و هم‌چنین شواهد چینه-شناختی و تکتونیک این سنگ‌ها در یک جایگاه حاشیه فعال قاره‌ای و متأثر از تکتونیسم کششی حاصل شده‌اند.

قاره‌ای را برای ولکانیسم ائوسن منطقه ساوه پیشنهاد می‌دهد. به نظر وردل و همکاران (۲۰۱۱) نیز شواهد چینه‌شناختی فرونشست در زمان ائوسن و گسلش نرمال در این زمان حاکی از این است که ماگماتیسم گسترده پالئوسن-ائوسن مرتبط با کشش بوده است. منشأ این ماگماتیسم مرتبط با ذوب کاهش فشاری یک گوشته لیتوسفری بوده که تحت تأثیر سیالات زون فرورانشی قرار گرفته بود. در دیگر مناطق ایران نیز آثار کشش لیتوسفری زمان ائوسن وجود دارد. به عنوان مثال در نوار سندنج-سیرجان تشکیل کانسار طلای موته گلپایگان در اثر گسلش نرمال مرتبط با کشش پوسته‌ای ائوسن در مراحل پایانی بالآمدن

نتیجه‌گیری

سنگ‌های ولکانیک ائوسن فوقانی شمال ساوه شامل طیفی از سنگ‌های بازیک تا اسیدی (آندزیت-بازالت، تراکیت-آندزیت و داسیت) است. از لحاظ ژئوشیمیایی این سنگ‌ها عمدتاً در سری کالکوآلکالن قرار گرفته و معدودی از نمونه‌ها نیز به سمت سری آلکالن گرایش دارند. با توجه به نمودارهای هارکر و مدل‌سازی ژئوشیمیایی انجام شده به نظر می‌رسد فرایند تفریق ماگمایی پاسخگوی تمامی تنوعات سنگ‌شناختی نبوده و



شکل ۹: نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (گورتون و شاندل، ۲۰۰۰) برای سنگ‌های مورد مطالعه.

منابع

- دلآوری، م.، ۱۳۸۱. ژئوشیمی و پتروژنز ولکانیک-های زرد ساوه، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تهران.
- شعبانی، ا.ع.، ۱۳۶۹. پتروگرافی و پترولوژی توده-های آذرین نفوذی جنوب بویین زهرا، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- صفرزاده، ا.، وثوقی عابدینی، م. و قربانی، م.، ۱۳۸۸. پتروگرافی، ژئوشیمی و محیط زمین‌ساختی-ماگمایی توده گرانیتوئیدی حاجی‌آباد (جنوب بویین زهرا). مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، شماره ۱۹، ص ۱۳۱ تا ۱۴۶.
- مسعودی، ف.، ۱۳۶۹. چینه‌شناسی، پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی جنوب بویین زهرا. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد. دانشگاه تربیت معلم تهران.
- مهرپرتو، م.، قلمقاش، ج. و فنودی، م.، ۱۳۷۷. گزارش زمین‌شناسی ورقه یکصد هزارم ساوه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.

-Amidi, S., Emami, M. and Michel, R., 1984. Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of central Iran and its geodynamic situation, *Geologische Rundschau*, v. 73, p. 917-932.

-Asiabanha, A., Bardintzeff, J.M., Kananian, A. and Rahimi, G., 2012.

Post-Eocene volcanics of the Abazar district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 45, p. 79-94.

-Ballato, P., Mulch, A., Landgraf, A., Strecker, M. R., Dalconi, M. C., Friedrich, A. and Tabatabaei, S. H.,

2011. Arabia-Eurasia continental collision: Insights from late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran, Geological Society of America Bulletin, v. 123, p. 106-131.
- Berberian, F. and Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran, Geodynamics Series, v. 3, p. 5-32.
- Berberian, M., 1983. The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust". Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 163-183.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 210-265.
- Brunet, M.F., Granath, J.W. and Wilmsen, M., 2009. South Caspian to Central Iran basins: introduction, Geological Society, London, Special Publications, v. 312, p. 1-6.
- Caillat, C., Dehlavi, P. and Jantin, B.M., 1978. Géologie de la région de Saveh (Iran): contribution à l'étude du volcanisme et du plutonisme tertiaires de la zone de l'Iran central, Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M. And Iizuka, Y., 2013. Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny, Lithos, v. 162-163, p. 70-87.
- Davarpanah, A., 2009. Magmatic Evolution of the Eocene Volcanic Rocks of the Bijgerd Kuh E Kharchin Area, Uromieh-Dokhtar Zone, Iran. Geosciences theses, Georgia State University.
- Ersoy, Y. and Helvacı, C., 2010. FC-AFC-FCA and mixing modeler: A Microsoft® Excel® spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing, Computers & Geosciences, v. 36, p. 383-390.
- Gorton, M.P. and Schandl, E.S., 2009. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rock, The Canadian Mineralogist, v. 38, p. 1065-1073.
- Hawkesworth, C., Turner, S., Gallagher, K., Hunter, A.B.T. and Rogers, N., 1995. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v., 100, p. 10271-10286.
- Kananian, A., Sarjoughian, F., Nadimi, A., Ahmadian, J. and Ling, W., 2014. Geochemical characteristics of the Kuh-e Dom intrusion, Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (Iran): Implications for source regions and magmatic evolution, Journal of Asian Earth Sciences, v., 90, p. 137-148.
- Kazmin, V.G., Sbertshikov, I. M., Ricou, L. E., Zonenshain, L. P., Boulin, J. and Knipper, A. L., 1986. Volcanic belts as markers of the Mesozoic-Cenozoic active margin of Eurasia, Tectonophysics, v. 123, p. 123-152.
- Moritz, R., Ghazban, F. and Singer, B.S., 2006. Eocene Gold Ore Formation at Muteh, Sanandaj-Sirjan Tectonic Zone, Western Iran: A Result of Late-Stage Extension and Exhumation of Metamorphic Basement Rocks within the Zagros Orogen, Economic Geology, v. 101, p. 1497-1524.
- Morley, C.K., Kongwung, B., Julapour, A.A., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D., Warren, J., Otterdoom, H., Srisuriyon, K. and Kazemi, H., 2009. Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area, Geosphere, v. 5, p. 325-362.

- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008. Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences, *Lithos*, v. 106, p. 380-398.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications, *Lithos*, v. 180-181, p. 234-251.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, In: Thorpe, R. S., ed., *Andesites*: New York, NY, John Wiley & Sons, p. 525-548.
- Rollinson, H. R., 2014. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Routledge.
- Shahabpour, J., 2007. Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 30, p. 652-665.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran, *Tectonics*, v. 30, TC3008.
- Verdel, C.S., 2009. I. Cenozoic geology of Iran: an integrated study of extensional tectonics and related volcanism II. Ediacaran stratigraphy of the North American cordillera: new observations from eastern California and northern Utah, Dissertation (Ph.D.), California Institute of Technology.
- Wilson, B.M., 2007. *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*, Springer Science & Business Media.