

کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های گابرویی گنبد نمکی دشتک، چهارمحال و بختیاری، ایران

معصومه نجفی، ناهید شبانیان بروجنی*، علیرضا داوودیان دهکردی

دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۴/۴/۲۵، نسخه نهایی: ۱۴۰۴/۶/۱۲)

چکیده: گنبد نمکی دشتک در استان چهارمحال و بختیاری و در شهرستان اردل واقع شده است. سنگ‌های ماگمایی این گنبد نمکی در ارتباط با مجموعه هرمز هستند و به صورت قطعه‌های پراکنده یافت می‌شوند و شامل سنگ‌های آذرین درونی (ریزگابرو) و بیرونی (بازالت و آندزیت) هستند. در بررسی‌های سنگ‌نگاری، بافت‌های دانه‌ای، بین دانه‌ای، بادامکی، پورفیری و انبوهه پورفیری در این سنگ‌ها دیده می‌شود. الیوین‌های جایگزین شده با کلریت (شبه ریخت)، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز به عنوان کانی‌های اولیه، بیوتیت و آمفیبول‌های سبز - آبی به عنوان کانی‌های تاخیری و کلریت، آپاتیت، اپیدوت، اکسیدهای آهن و تیتان به عنوان کانی‌های ثانویه در مقاطع حضور دارند. این سنگ‌ها دارای مقدار SiO_2 بین ۵۴/۵۴ تا ۵۶/۷۷ درصد وزنی و مقدار MgO از ۵/۵۶ تا ۱۳/۵۲ درصد و FeO^t از ۱۳/۴۶ تا ۷/۸۰ درصد وزنی هستند که از نظر ترکیبی در گستره‌ی سنگ‌های آذرین مافیک رده‌بندی می‌شوند. همچنین، مقدار عدد منیزیومی (۴۵/۶۳ تا ۷۲/۴۵) گویای جدایش ماگماست. حضور گسترده‌ی کانی‌های دارای تیتانیوم (اسفن/تیتانیت) و تیتانواوژیت، غنی‌شدگی عناصر سنگ دوست درشت یون (LILEs) نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) در نمودار بهنجار شده به کندریت به همراه نتایج برآمده از نمودارهای زمین‌شیمیایی بیانگر ماهیت قلیایی برای نمونه‌های مورد بررسی است. افزون بر این در نمودارهای زمین‌شیمیایی، سنگ‌های مورد بررسی در یک محیط درون صفحه‌ی قاره‌ای و از یک خاستگاه گوشته‌ای غنی شده در مرز انتقالی گارت - اسپینل با میزان آلودگی پوسته‌ای کم تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: زمین‌شیمی؛ فعالیت ماگمایی درون صفحه‌ای؛ پهنه زاگرس؛ گنبد نمکی دشتک.

مقدمه

های در ارتباط با فرورانش، مانند حوضه‌های پشت‌کمان، چون دریای ژاپن [۳] و دریای سیاه [۴] فرونشست ناشی از عقب‌رفت صفحه فرورونده موجب کشش پوسته می‌شود. کافت‌های کوهزایی در اثر تنش‌های ناشی از برخورد قاره‌ای و فشردگی پوسته شکل می‌گیرند. نمونه‌های بارز آن‌ها کافت بایکال در آسیا و سامانه کافتی سنوزویک اروپا (ECRIS) هستند که نتیجه فشارهای ناشی از برخورد هند و آسیا یا کوهزاد آلپ به شمار می‌روند [۵، ۶]. کافت‌های با خاستگاه تنوره نیز گرچه در زمین‌امروزی ندارند، اما نمونه‌ی شاخص آن‌ها در کافت شرق

فعالیت ماگمایی قلیایی درون صفحه‌ای به عنوان یکی از فرآیندهای مهم زمین پویا، اغلب مستقل از کرانه‌ی صفحه‌ها و در نواحی درون صفحه‌های زمین‌ساختی یا در نواحی کششی قاره‌ای رخ می‌دهد و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آن‌ها بیانگر گوشته‌ی دگرزنده شده‌ی زیرقاره‌ای است [۱]. کافت‌ها به عنوان ساختارهای درون صفحه‌ای کششی، در محیط‌های متنوعی از جمله مناطق فرورانش، برخورد قاره‌ای، صعود تنوره‌های گوشته‌ای و مرزهای انتقالی شکل می‌گیرند [۲]. در کافت

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۳۱۸۰۲۴۲، پست الکترونیکی: shabanian.nahid@sku.ac.ir



زاگرس و پهنه جوش خورده زاگرس تقسیم می‌شود [۲۱]. پهنه جوش خورده شامل گسل اصلی زاگرس، پهنه سندرچ - سیرجان، کمربند افیولیتی کرتاسه پسین و کمان ماگمایی ارومیه - دختر است. کمربند چین خورده - رانده زاگرس بیشتر از رسوب های زیرساخت مزوزوئیک و پالئوزوئیک تشکیل شده و خود به دو زیرپهنه زاگرس مرتفع یا داخلی و زاگرس چین خورده یا خارجی تقسیم می‌شود پهنه چین خورده با روند شمال غرب - جنوب شرق در جنوب غرب ایران گسترش یافته و دارای ساختارهایی چون تاقدیس، ناودیس و گسل های معکوس است [۲۲]. پهنه زاگرس مرتفع یا داخلی (پهنه خورده شده یا رورانده) که با مکان نگاری بلند مشخص می‌شود، بیشتر شامل سنگ های پالئوزوئیک و مزوزوئیک با درجه های متفاوتی از فرسایش است [۲۲، ۲۳]. این پهنه موازی با پهنه چین خورده و در شرق آن قرار دارد. اغلب گنبد های نمکی ایران [۲۴] در پهنه های زاگرس و ایران مرکزی واقع هستند. گنبد های نمکی زاگرس، از جمله گنبد های نمکی استان چهارمحال و بختیاری [۱۶]، اغلب در ارتباط با مجموعه هرمز واقع شده اند و در مقابل این واحدهای تبخیری در ایران مرکزی به مجموعه های دسو به سن پروتروزوئیک و سازند راور وابسته هستند [۲۵، ۲۶]. سری تبخیری هرمز، به عنوان خاستگاه اغلب گنبد های نمکی زاگرس، با تبخیری هایی چون سنگ نمک، سنگ گچ به همراه سنگ های رسوبی، کربنات ها، شیل، ماسه سنگ، آهک های استروماتولیتی و مارن های رنگی همراه است [۱۹]. خاستگاه این مجموعه به اواخر نئوپروتروزوئیک تا اوایل کامبرین باز می - گردد و گویای یک محیط رسوب گذاری جزر و مدی تا سبخایی است [۱۱]. گنبد های نمکی زاگرس سنی مشابه با رسوب های تبخیری عربستان، عمان، قطر و امارات دارند و بیانگر سامانه کشتی حاکم بر کرانه ی شمالی گندوانا در زمان ادیاکاران (پایان پرکامبرین) هستند [۲۷]. فعالیت ماگمایی گسترده در زمان پرکامبرین پایانی باعث شده است که گنبد های نمکی در بردارنده قطعه های سنگی آذرین متنوعی نیز باشند. حضور دایک های دیابازی، توف، ایگنمبریت، بازالت، و ریولیت در این گنبد ها به خوبی مستند شده است [۲۴]. گنبد نمکی دشتک (شکل ۱) در شمال شرق شهرستان اردل (استان چهارمحال و بختیاری) و در مختصات جغرافیایی تقریبی $50^{\circ}30'$ تا $50^{\circ}21'$ طول شرقی و $32^{\circ}10'$ تا $32^{\circ}14'$ عرض شمالی واقع است. این گنبد یکی از چند ساختار نمکی فعال در زاگرس مرتفع به

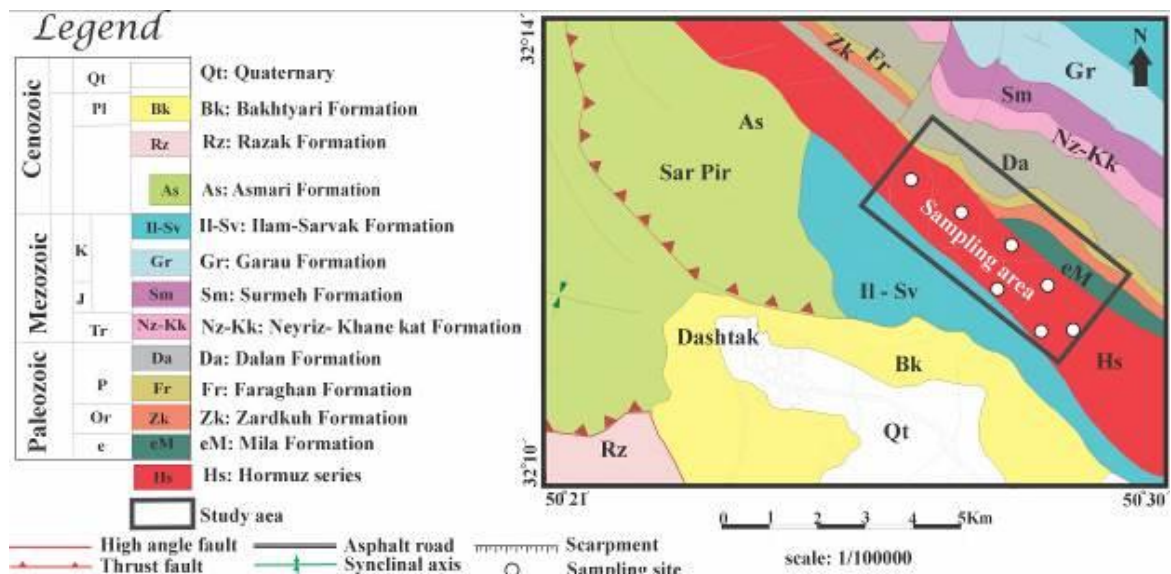
آفریقا دیده می‌شود که در اثر صعود یک ابرتنوره از مرز هسته/گوشته ایجاد شده است [۷، ۸]. این نوع کافت ها اغلب شامل مرحله ای از فعالیت ماگمایی شدید، بالا آمدن پوسته و سپس ایجاد گسل های کشتی هستند [۲]. کافت های در ارتباط با گسل های انتقالی نیز در اثر حرکت های راستایی در نواحی کشتی پیرامون گسل های راستالغز به وجود می‌آیند. نمونه هایی چون حوضه دریای مرده، کافت گلف کالیفرنیا، و کافت های نگوندر و ابوجبرا در آفریقا از جمله نمونه های شاخص این گروه هستند [۹، ۱۰]. فعالیت ماگمایی درون صفحه ای اغلب ماهیت قلیایی دارد؛ البته به علت درجه ذوب بخشی، میزان کشتی و یا سرعت صعود ماگما می‌تواند ماهیت دگرگونی نیز داشته باشد [۱]. در ایران، شواهد متعددی از فعالیت ماگمایی قلیایی درون صفحه ای در پهنه های ایران مرکزی [۱۱، ۱۲]، ارومیه دختر [۱۳]، البرز مرکزی [۱۴]، سندرچ - سیرجان [۱۵] و پهنه ی زاگرس [۱۶] گزارش شده است. بررسی فعالیت ماگمایی قلیایی درون صفحه قاره ای از آن رو اهمیت دارد که این نوع فعالیت آتشفشانی اغلب مستقل از مرز های صفحه ای و پهنه های همگرا رخ می‌دهد و می‌تواند اطلاعات ارزشمندی پیرامون دینامیک درونی گوشته و فرآیندهای گرمایی - زمین ساختی ارائه دهد. چنین فعالیت ماگمایی اغلب با صعود گوشته غنی شده و یا دگر نهاده شده همراه است و بررسی زمین شیمیایی و سنگ زایی سنگ های برآمده از این فرآیندها به درک بهتر ترکیب، منبع و شرایط ذوب گوشته در نواحی غیر کرانه ای کمک می‌کند [۱]. در این پژوهش، سنگ های ماگمایی گنبد نمکی دشتک بر پایه بررسی های سنگ نگاری و زمین - شیمی سنگ کل و به منظور تعیین ماهیت ماگمای مادر و تفسیر محیط زمین ساختی سنگ های آذرین منطقه شناسایی شده اند.

جایگاه زمین شناسی منطقه

کوهزاد زاگرس بخشی از کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا به شمار می‌رود که در پی بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و برخورد قاره ای میان صفحه های عربی و اوراسیا شکل گرفته است. این فرآیند زمین ساختی هنوز با نرخ حدود ۲۲ میلی متر در سال و روند شمالی - جنوبی ادامه دارد [۱۷]. کوهزاد زاگرس متشکل از پی سنگ دگرگونی پان آفریکن و توالی های ضخیم فانروزوئیک و بقایای نئوتتیس تشکیل شده است [۱۸-۲۰]. کوهزایی زاگرس به دو بخش کمربند چین خورده - رانده

های پراکنده‌ی سنگ‌های ماگمایی هستند. در منطقه‌ی مورد بررسی، گنبد‌های نمکی پیرامون روستاهای دهنو (شکل ۲، الف) و کریم آباد (شکل ۲ ب) قلعه رشید (شکل ۲ پ)، برونزد دارند. فراوان‌ترین سنگ‌های ماگمایی دیده شده در این منطقه شامل آندزیت، بازالت و ریزگابروها هستند (شکل‌های ۲ ت، ج). افزون بر این، برش‌های گسلی نیز به صورت قطعه‌های پراکنده در منطقه دیده می‌شوند. کانی‌زایی اپیدوت، اولیوین و کلسیت به عنوان کانی‌های فرعی و به صورت رگچه‌ای و پرکننده حفره‌ها در سنگ‌های مورد بررسی قابل مشاهده است.

شمار می‌رود که در نتیجه فرآیند گنبدزایی به درون واحدهای بالادست نفوذ کرده است. البته، در مورد زمان آغاز حرکت نمک‌ها اختلاف نظرهایی وجود دارد و پالئوژئیک [۲۸]، پرمین [۲۹] و سیلورین [۳۰] برای آن گزارش شده است. با این حال، شواهد ساختاری از جمله جای‌گیری گنبد‌ها در تاج چین‌ها، بیانگر ماهیت پیش‌رسوب‌گذاری و پیش‌کوه‌زایی این سازه‌هاست [۳۰، ۳۱]. در گستره‌ی مورد بررسی، رسوب‌های پالئوژئیک و سنوزوئیک رخنمون دارند و قدیمی‌ترین واحدهای چین‌ه‌شناسی مربوط به مجموعه هرمز هستند که دربردارنده قطعه-



شکل ۱ نقشه ساده شده از منطقه مورد بررسی (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ باباحیدر، شرکت ملی نفت ایران).



شکل ۲ رخنمون گنبد‌های نمکی دشتک: الف) دهنو (دید به سمت شمال شرق)، ب) کریم آباد (دید به سمت شمال شرق)، پ) قلعه رشید (دید به سمت شمال)، ت، ج) نمونه‌هایی از سنگ‌های ماگمایی گنبد‌های نمکی دشتک، به ترتیب ریزگابرو، بازالت و آندزیت.

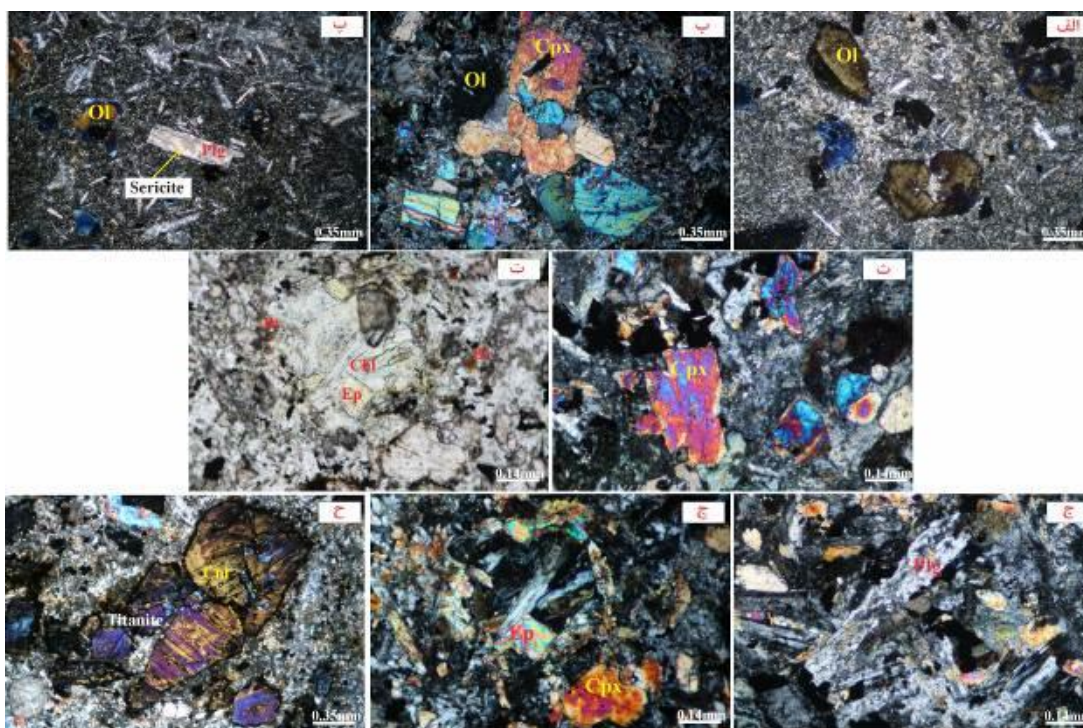
روش انجام پژوهش

به منظور بررسی سنگ‌های آذرین گنبد نمکی دشتک، تعداد ۲۰ نمونه سنگ آذرین برای تهیه‌ی مقاطع نازک و سنگ‌نگاری انتخاب شدند. با توجه به بررسی‌های سنگ‌نگاری، نمونه که کمتر دچار فرآیندهای ثانویه شده‌اند، انتخاب شدند. به این منظور، نخست نمونه‌ها در آزمایشگاه جدایش کانی دانشگاه شهرکرد با آسیاب فکی خرد و به قطعه‌های کوچک تبدیل شدند. سپس نمونه‌ها به مدت دو تا سه دقیقه و طی دو مرحله در آسیاب دیسکی پودر گردیده و برای بررسی عناصر اصلی و کمیاب در آزمایشگاه کانساران بینالود تهران تجزیه‌ی شیمیایی شدند. همچنین اندازه‌گیری افت گرمایی (L.O.I.) در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد در این آزمایشگاه انجام شد. با توجه به مقدار بالای L.O.I. (بیش از دو درصد وزنی)، مقادیر عناصر اصلی با حذف آب و در حالت خشک محاسبه گردید. نتایج

زمین‌شیمی سنگ کل با نرم‌افزارهای GCDkit و Statistica تحلیل شد. نمودارها با نرم افزار CorelDraw تصحیح گردید.

سنگ‌نگاری

سنگ‌های آذرین گنبد نمکی دشتک بر اساس بررسی سنگ نگاری مقاطع نازک شامل سنگ‌های آذرین بیرونی (آندزیت و بازالت) و سنگ‌های آذرین درونی (ریزگابرو) هستند. در مقاطع سنگ‌نگاری (شکل‌های ۳ الف، ب و پ)، سنگ‌های بیرونی بافت پورفیری، گلومروپورفیری و بادامکی نشان می‌دهند. کانی‌های اولیه در این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، الیوین و پیروکسن هستند و در زمینه‌ای ریزبلور از پلاژیوکلاز و کانی‌های تیره (اکسیدهای آهن و تیتان) قرار دارند. پلاژیوکلازها در دو نسل درشت بلور و ریزبلور دیده شده و تجزیه شدگی به سریسیت نشان می‌دهند. الیوین‌ها خودشکل تا نیمه شکل‌دار هستند و به صورت شبه ریخت (شکل دروغین) در مقاطع دیده می‌شوند.



شکل ۳ الف، ب و پ: تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های آذرین بیرونی (پهنای میدان دید ۳ میلی‌متر، نور قطبیده متقاطع، XPL): الف) الیوین‌های جایگزین شده با کلریت. ب) انبوهه کلینوپیروکسن‌ها در کنار الیوین و پ) درشت بلور پلاژیوکلاز در کنار الیوین جایگزین شده با کلریت (شبه ریخت شده) در زمینه‌ای از پلاژیوکلازهای ریزبلور و تیتانیت. ت) تصویری از بیوتیت‌های تاخیری و کانی‌های ثانویه (پهنای میدان دید ۱،۲ میلی‌متر، نور قطبیده صفحه‌ای، PPL): ث، ج، چ) تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های درونی. (پهنای میدان دید ۱،۲ میلی‌متر، XPL). ث) بلور نیمه شکل-دار کلینوپیروکسن، ج) پلاژیوکلاز دارای لبه‌های خوردگی و چ) اپیدوت دارای رنگ‌های تداخلی بالا در کنار کلینوپیروکسن. ح) حضور کلریت و تیتانیت به عنوان کانی‌های ثانویه که از تجزیه‌ی کانی‌های اولیه ناشی شده‌اند (پهنای میدان دید ۳ میلی‌متر، XPL). Ol: الیوین، Cpx: کلینوپیروکسن، Plg: پلاژیوکلاز، Bt: بیوتیت، Ep: اپیدوت، Chl: کلریت.

هضم باشد [۳۲-۳۴]. در هر دو گروه سنگی بیوتیت به عنوان کانی تاخیری حضور دارد، اپیدوت و تیتانیت نیز به عنوان کانی‌های ثانویه در هر دو گروه سنگی دیده می‌شوند (شکل‌های ۳ ت و ح). حضور گسترده‌ی کانی‌های دارای تیتانیوم (تیتانیت) به همراه آپاتیت و حضور کلینوپیروکسن [۳۵] از ویژگی‌های معمول بازالت‌های درون صفحه‌ای قلیایی است.

زمین شیمی

نتایج تجزیه سنگ کل برای سنگ‌های ماگمایی گنبد نمکی دشتک در جدول ۱ آورده شده است. با توجه به مقدار بالای LOI (۳/۳۷ تا ۷/۹۲ درصد)، مقادیر عناصر اصلی با حذف آب و در حالت خشک محاسبه گردید. بر این اساس، مقدار SiO_2 بین ۵۴/۵۴ تا ۵۶/۷۷ درصد وزنی، مقدار Al_2O_3 از ۱۴/۹۶ تا ۱۹/۲۵ درصد وزنی، مقدار MgO از ۵/۵۶ تا ۱۳/۵۲ درصد و $FeOt$ از ۱۳/۴۶ تا ۷/۸۰ درصد وزنی متغیر است. مجموع عناصر قلیایی در نمونه‌ها ۴/۰۵ تا ۱۰/۱۵ درصد وزنی اندازه‌گیری شد. مقدار $Mg\#$ (عدد منیزومی) در نمونه‌ها ۴۵/۶۳ تا ۷۲/۴۵ و مقادیر کروم ۸۸/۳۹ تا ۳۰۳/۱۷ ppm و نیکل ۳۸/۸ تا ۱۷۵/۹ ppm است.

آنها به کلریت تبدیل شده‌اند و در لبه‌های بلورها، اکسید آهن آزاد شده است. کلینوپیروکسن‌ها به صورت بلورهای منفرد یا در انبوه‌های پورفیری قابل دیده هستند و با اینکه در کنار الیوین‌ها قرار دارند، اما به شدت الیوین‌ها دچار دگرسانی نشده‌اند. این گروه از کانی‌ها گاهی ماکل دارند و در نور متقاطع قطبیده به رنگ آبی - ارغوانی تا نارنجی بوده و تیتانو - اوژیت هستند. در لبه‌های کلینوپیروکسن‌ها، تیتانیت (اسفن) تشکیل شده است و گاهی در لبه در حال تبدیل به آمفیبول‌های سبز - آبی هستند. سنگ‌های درونی (شکل‌های ۳ ث، ج، چ) بافت دانه‌ای و بین دانه‌ای نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین به عنوان کانی‌های اولیه در این سنگ‌ها حضور دارند. پلاژیوکلازها لبه‌های خوردگی و بافت غربالی دارند و سوسوریتی شده‌اند. پیروکسن‌ها اغلب نیمه شکل‌دار بوده، در نور متقاطع قطبیده دارای رنگ‌های تداخلی درجه بالا هستند. الیوین‌ها کامل به کلریت تبدیل شده‌اند. مانند گروه سنگ‌های پیشین، کلریتی‌شدن هم الیوین‌ها و نبود دگرسانی شدید در کلینوپیروکسن‌های کنار آن‌ها، همچنین وجود آپاتیت‌های سوزنی به همراه حضور دو نسل متفاوت پلاژیوکلاز و بافت غربالی در آن‌ها می‌تواند شواهدی برای آمیختگی ماگمایی و یا

جدول ۱ نتایج تجزیه زمین‌شیمیایی سنگ کل برای سنگ‌های ماگمایی گنبد نمکی دشتک (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی، کمیاب و خاکی نادر بر حسب ppm).

Sample	So-03	So-06	So-011	So-016	So-04	So-07	So-017
SiO_2 (wt. %)	۵۴.۹۶	۵۴.۳۵	۵۶.۷۸	۵۴.۵۴	۵۴.۵۵	۵۴.۷۸	۵۵.۹۳
TiO_2	۲.۸۳	۲.۷۵	۲.۶۲	۳.۰۲	۱.۹۹	۲.۷۴	۲.۴۹
Al_2O_3	۱۸.۷۷	۱۴.۹۶	۱۷.۹۷	۱۶.۲۵	۱۵.۶۶	۱۹.۲۵	۱۷.۶۰
$Fe_2O_3^*$	۳.۷۶	۳.۸۵	۳.۰۵	۴.۲۱	۴.۰۰	۳.۳۷	۳.۷۷
MnO	۰.۱۲	۰.۱۸	۰.۱۲	۰.۱۳	۰.۱۸	۰.۱۳	۰.۰۷
MgO	۶.۸۷	۵.۵۷	۷.۷۵	۹.۱۷	۷.۵۶	۹.۸۴	۱۳.۵۲
CaO	۳.۲۹	۸.۵۳	۴.۵۷	۷.۱۲	۸.۲۵	۰.۸۶	۲.۲۹
Na_2O	۳.۲۵	۳.۷۸	۲.۸۳	۳.۲۴	۳.۰۷	۰.۰۴	۰.۱۳
K_2O	۴.۲۳	۰.۶۶	۴.۴۵	۲.۰۵	۰.۹۸	۱۰.۱۱	۶.۴۴
P_2O_5	۰.۵۴	۰.۵۷	۰.۶۶	۰.۴۸	۰.۴۲	۰.۶۵	۰.۵۹
L.O.I	۴.۲۳	۳.۴۱	۵.۲۲	۷.۹۲	۳.۳۶	۴.۹۱	۷.۳۶
Sum	۹۸.۶۱	۹۵.۲۰	۱۰۰.۸۰	۱۰۰.۲۱	۹۶.۶۸	۱۰۱.۷۸	۱۰۲.۸۴
Ba (ppm)	۴۹۰.۰۰	۱۹۷.۰۰	۶۹۷.۰۰	۲۳۳.۰۰	۳۳۹.۰۰	۹۴۰.۰۰	۱۷۳.۰۰
Rb	۴۹.۵۶	۶.۳۴	۲۵.۹۳	۴۶.۷۸	۱۲.۶۲	۶۴.۸۷	۳۷.۰۷
Sr	۱۲۵.۴۰	۹۴۲.۰۰	۲۴۳.۹۰	۲۲۹.۳۰	۶۹۶.۳۰	۵۸.۴۰	۲۹.۰۰
Zr	۱۱۹.۰۰	۱۵۸.۰۰	۱۲۷.۰۰	۱۲۸.۰۰	۱۳۰.۰۰	۶۱.۰۰	۸۸.۰۰
Nb	۶۵.۹۴	۶۳.۱۶	۱۰۴.۴۳	۸۳.۶۱	۶۳.۹۱	۵۱.۲۸	۶۷.۱۷
Ni	۳۸.۸۰	۶۸.۸۰	۱۰۹.۰۰	۱۶۲.۴۰	۱۴۳.۶۰	۱۳۱.۱۰	۱۷۵.۹۰
Co	۲۲.۳۱	۳۶.۲۴	۲۹.۹۴	۴۰.۵۹	۴۲.۹۷	۱۷.۲۸	58.40
Zn	۷۳.۰۰	۲۰۰.۰۰	۱۰۴.۰۰	۳۵۸.۰۰	۸۴.۰۰	۸۳.۰۰	۲۲.۰۰
Cr	۸۸.۳۹	۱۰۵.۴۴	۲۰۱.۰۸	۱۸۹.۶۴	۲۶۱.۱۱	۳۰۳.۱۷	۲۱۷.۰۳
Y	۳۷.۸۰	۳۵.۹۰	۳۱.۴۰	۳۳.۴۰	۳۲.۳۰	۳۴.۳۰	۲۶.۵۰
Cs	۰.۲۵	۰.۳۳	۰.۲۴	۲.۱۷	۰.۳۵	۰.۲۰	۰.۳۹
Hf	۳.۴۹	۵.۷۰	۵.۴۱	۳.۴۸	۵.۰۷	۱.۲۰	۳.۱۷
Th	۳.۵۵	۳.۰۷	۲.۸۱	۱.۸۷	۲.۸۴	۱.۸۶	۲.۴۸
U	۱.۰۹	۱.۶۲	۰.۹۸	۰.۵۸	۰.۷۵	۰.۹۶	۰.۹۰

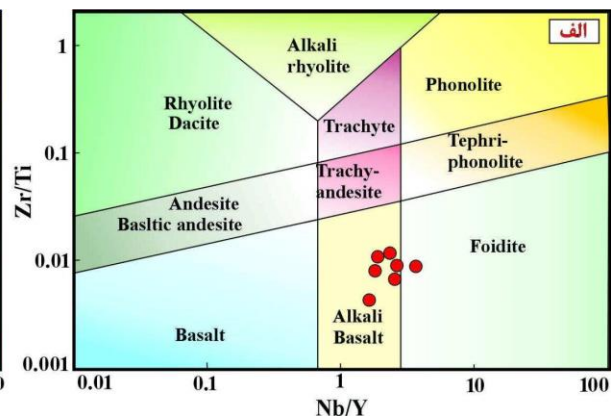
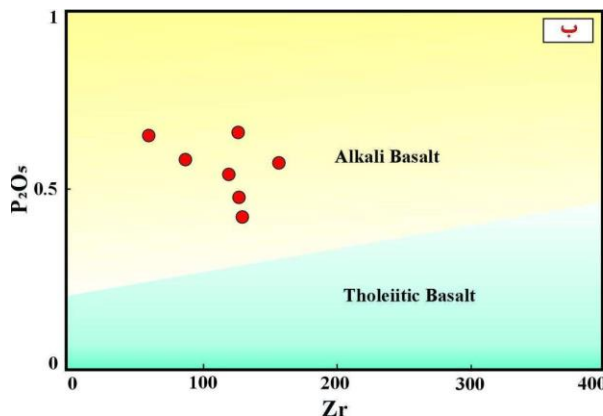
ادامه جدول ۱

V	۲۲۹٫۹۰	۲۰۷٫۹۰	۲۲۱٫۱۰	۲۳۹٫۸۰	۲۲۵٫۴۰	۲۲۴٫۲۰	۲۲۱٫۸۰
W	۱٫۰۶	۰٫۸۶	۱٫۰۲	۰٫۷۲	۰٫۵۶	۰٫۳۷	۰٫۸۴
Sn	۱٫۳۷	۱٫۶۲	۲٫۰۰	۱٫۸۲	۱٫۴۶	۱٫۵۳	۱٫۳۸
Mo	۱٫۳۴	۰٫۶۸	۱٫۲۵	۰٫۹۶	۱٫۲۵	۰٫۶۱	۱٫۱۶
Cu	۴٫۰۳	۲٫۱۵	۹٫۹۰	۱٫۱۳	۲۲٫۹۰	۵۲۰	۰٫۹۵
Pb	۳٫۴۷	۱۸٫۷۲	۹٫۷۴	۱۵٫۴۲	۵۲۶	۸٫۱۵	۵۰٫۷
As	۲٫۰۶	۴۱٫۵۱	۱۶۸٫۸۶	۷۵٫۳۰	۴۲٫۳۸	۱۰٫۲۲	۱۰۷٫۷۰
Cd	۰٫۳۱	۰٫۵۲	۰٫۳۹	۰٫۳۹	۰٫۴۰	۰٫۲۵	۰٫۳۱
Sb	۱٫۵۸	۰٫۲۹	۰٫۶۰	۰٫۹۳	۰٫۸۹	۰٫۵۸	۱٫۱۱
Bi	۰٫۸۳	۰٫۹۲	۰٫۸۶	۰٫۸۹	۰٫۸۶	۰٫۷۷	۰٫۸۲
Ag	۰٫۳۹	۱٫۴۴	۱٫۰۸	۰٫۶۴	۱٫۱۱	۰٫۱۷	۰٫۰۳
Tl	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۱۸	۰٫۰۳	۰٫۱۰	۰٫۰۳
Se	۱٫۲۱	۱٫۱۷	۰٫۶۴	۱٫۲۸	۰٫۹۳	۱٫۳۶	۰٫۸۲
Ga	۱۸٫۴۱	۱۴٫۲۴	۲۲٫۰۵	۱۵٫۴۹	۱۶٫۴۱	۲۴٫۲۰	۱۵٫۵۴
Be	۱٫۴۸	۱٫۳۹	۰٫۵۵	۱٫۰۳	۰٫۹۰	۰٫۵۵	۰٫۶۵
La	۲۱٫۰۲	۲۶٫۶۹	۳۱٫۴۶	۱۴٫۰۲	۲۰٫۹۱	۱۸٫۴۳	۱۲٫۲۷
Ce	۴۵٫۹۸	۵۸٫۶۹	۶۵٫۱۵	۳۲٫۵۲	۴۲٫۴۷	۴۰٫۲۷	۲۵٫۸۷
Pr	۷٫۰۱	۸٫۸۱	۹٫۰۰	۵٫۹۰	۶٫۳۳	۶٫۸۳	۴٫۷۳
Nd	۲۷٫۲۹	۳۴٫۲۲	۳۵٫۳۷	۲۶٫۶۷	۲۶٫۰۸	۳۰٫۱۰	۱۸٫۲۸
Sm	۶٫۴۰	۷٫۶۹	۸٫۱۳	۴٫۹۸	۶٫۲۳	۶٫۱۳	۴٫۴۶
Eu	۱٫۹۴	۲٫۲۳	۲٫۸۰	۱٫۸۳	۲٫۰۱	۲٫۵۵	۱٫۲۰
Gd	۶٫۵۴	۸٫۴۱	۸٫۰۲	۵٫۹۵	۶٫۳۷	۶٫۹۶	۴٫۳۲
Tb	۰٫۸۷	۰٫۸۵	۰٫۸۱	۰٫۷۲	۰٫۷۹	۰٫۸۱	۰٫۵۳
Dy	۴٫۲۵	۴٫۱۲	۳٫۸۱	۳٫۱۸	۳٫۸۸	۴٫۲۹	۲٫۶۲
Ho	۰٫۷۴	۰٫۸۱	۰٫۶۸	۰٫۶۶	۰٫۶۲	۰٫۷۳	۰٫۴۹
Er	۲٫۷۴	۲٫۵۱	۲٫۲۰	۱٫۹۶	۲٫۲۴	۲٫۳۵	۱٫۹۰
Tm	۰٫۲۸	۰٫۲۳	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۳۱	۰٫۱۹
Yb	۱٫۹۹	۱٫۸۲	۱٫۶۸	۱٫۶۴	۱٫۸۵	۱٫۷۳	۱٫۵۷
Lu	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۱۷	۰٫۱۱

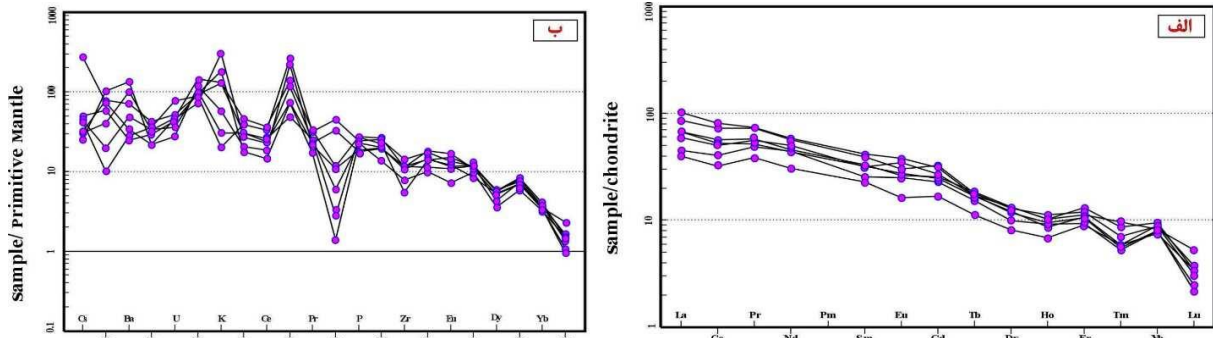
L.O.I = Loss on ignition, Fe₂O₃* = Fe total

به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) دیده می‌شود
 در الگوی عناصر بهنجار (CeN/NbN) برابر با ۶٫۴ تا ۱۰٫۷). در الگوی عناصر سنگ دوست
 شده به گوشته‌ی اولیه [۳۹]، غنی شدگی عناصر سنگ دوست
 بزرگ یون (LILE) نسبت به عناصر با شدت میدان بالا
 (HFSEs) دیده می‌شود (شکل ۵ ب).

بر اساس نمودار Zr/Ti نسبت به Nb/Y [۳۶]، سنگ‌های
 مورد بررسی در گستره‌ی بازالت قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۴
 الف). نمودار P₂O₅ نسبت به Zr [۳۷] نیز بیانگر ماهیت قلیایی
 برای نمونه‌های مورد بررسی است (شکل ۴ ب). در نمودار
 عنکبوتی عناصر خاکی نادر نسبت به کندریت [۳۸] (شکل ۵
 الف)، غنی شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت



شکل ۴ نمودارهای رده‌بندی سنگ‌های بازالتی: الف) نمودار Zr/Ti نسبت به Nb/Y [۳۶] که براساس آن، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده‌ی بازالت‌های قلیایی قرار گرفته‌اند. ب) نمودار P₂O₅ نسبت به Zr برای تعیین ماهیت ماگما [۳۷] که نمونه‌ها در گستره بازالت‌های قلیایی قرار می‌گیرند.



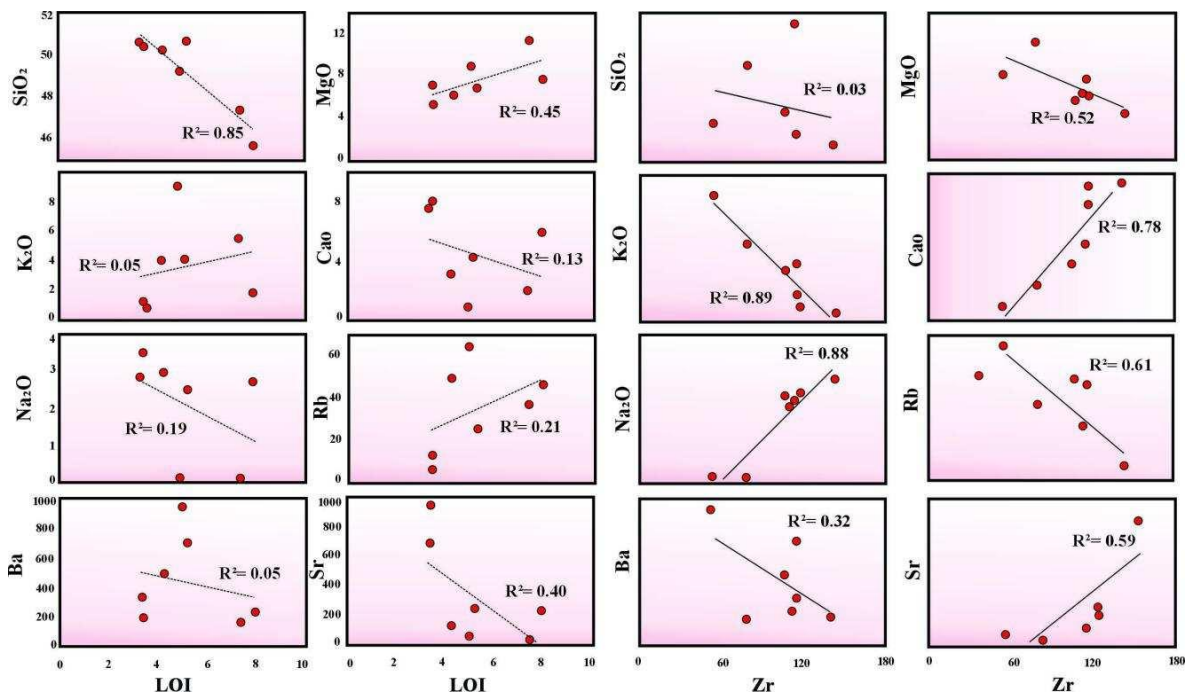
شکل ۵ الف: الگوی REE بهنجار شده به کندریت [۳۸]. ب) الگوی REE و عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه [۳۹] برای سنگ‌های ماگمایی گنبد نمکی دشتک.

بحث

سنگ‌زایی و ماهیت ماگما

عناصر غیر متحرک چون Zr نیز برای بررسی اثر دگرسانی بر تحرک عناصر استفاده می‌شود. اکسیدهای K_2O ، CaO و Na_2O همبستگی مثبت قوی با Zr و عدم همبستگی با افزایش مقدار LOI نشان می‌دهند که بیانگر تحرک نداشتن این عناصر طی فرآیندهای ثانویه است. در مقابل، SiO_2 با Zr همبستگی ضعیف دارد و با افزایش LOI کاهش یافته است و بیانگر تحرک این عنصر و تغییر در مقدار اولیه آن است، در حالی که Rb و Ba، Sr، MgO کمتر دچار دگرسانی شده‌اند. مقدار عدد منیزیم (۲۱،۸۶ تا ۴۶،۲۲)، کروم (۳۰،۳۱۷ تا ۸۸،۳۹) و نیکل (۳۸،۸ تا ۱۷۵،۹) برای نمونه‌های مورد بررسی کمتر از گوشته اولیه بوده [۱] و بیانگر دگرگونی ماگماست.

مقدار LOI متوسط تا بالا برای سنگ‌های ماگمایی گنبد نمکی دشتک (به طور متوسط ۵،۲۱ درصد) گویای اعمال فرآیندهای ثانویه چون دگرسانی گرمایی بوده که منجر به تشکیل کانی‌های ثانویه مانند کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن و تیتان شده است. از این رو، احتمال تغییر در ترکیب عناصر اصلی و عناصر متحرک چون Rb، Ba، Sr وجود دارد [۴۰]. تغییرات عناصر اصلی و عناصر سنگ دوست بزرگ یون نسبت به مقدار LOI به منظور بررسی اثر دگرسانی پیشنهاد شده است [۴۱] (شکل ۶). از سویی، نسبت عناصر اصلی نسبت به



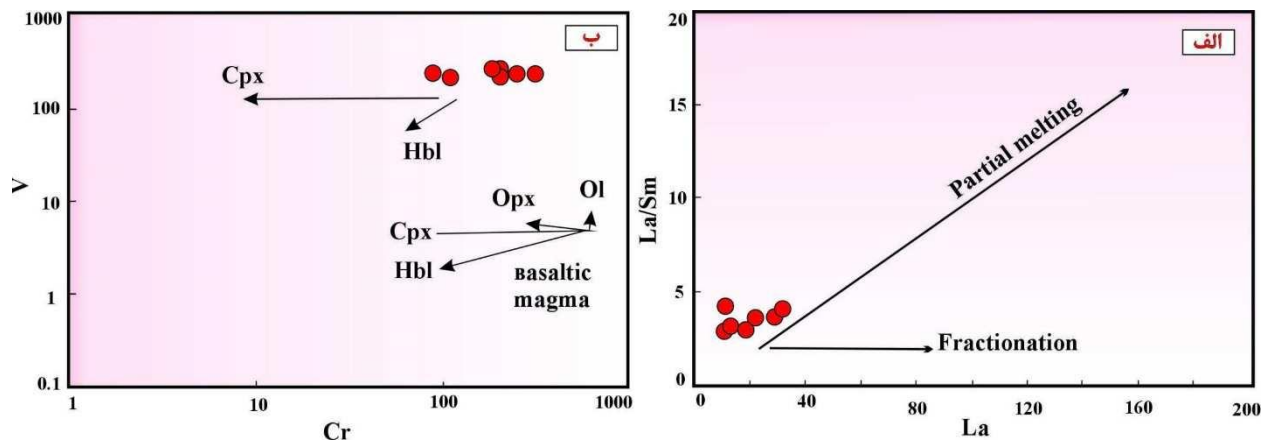
شکل ۶ نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و متحرک نسبت به مقدار آب اضافی (LOI) [۴۱]، و Zr برای بررسی اثر دگرسانی بر عناصر.

نداشتن پوسته بر دگرگونی‌های ماگما هستند. همچنین نسبت عناصر با شدت میدان بالا به عناصر خاکی نادر نیز می‌تواند معیاری برای تشخیص ماهیت خاستگاه بازالت باشد [۵۲]. به طوری که نسبت‌های بالاتر از یک، بیانگر خاستگاه سست کره-ای و مقدار کمتر از یک اثر سنگ کره یا آلودگی پوسته‌ای را نشان می‌دهد. این نسبت‌ها برای نمونه‌های دشتک بیشتر از یک محاسبه شد (برای مثال: $Nb/Sm = ۸.۲۱$ تا ۱۶.۷۸ و $Zr/La = ۳.۳۰$ تا ۹.۱۲) که بیانگر خاستگاه سست کره برای آن‌هاست. از سویی، برخی از نمونه‌ها مقدار Th بالاتر از ۲.۵ ppm دارند که می‌تواند بیانگر آلودگی پوسته‌ای باشد [۵۳]. بر اساس نمودارهای Th/Nb نسبت به Nb/Y [۵۴] و Th نسبت به Y [۵۵]، نمونه‌ها دور از اثر پوسته‌ی قاره‌ای و در گستره بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی غنی شده جزایر اقیانوسی (E-MORB-OIB) قرار گرفتند (شکل ۸).

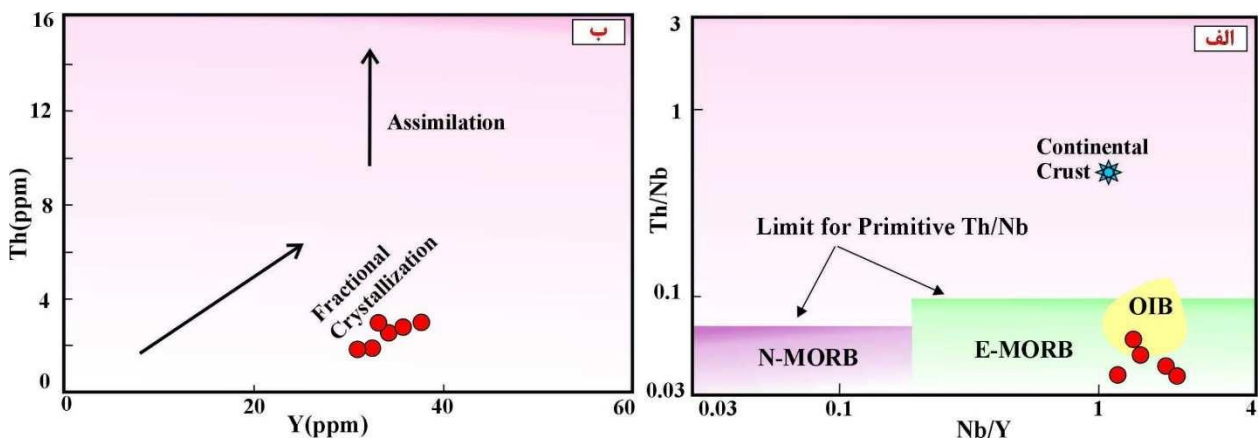
با این تفاسیر می‌توان گفت که نقش پوسته در دگرگونی ماگمای مورد بررسی، کم اهمیت است. افزون بر آلودگی پوسته-ای، غنی‌شدگی گوشته نیز می‌تواند سبب افزایش مقدار LILE و LREE شود [۵۳]. نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار چون Th ، Nb ، La و Yb شاخص‌های مناسبی برای تفسیر خاستگاه گوشته‌ای هستند [۵۶]. در نمودارهای TiO_2/Yb نسبت به Nb/Y [۵۷] و Th_N نسبت به Nb_N [۵۸]، نمونه‌ها در گستره‌ی گوشته‌ی غنی شده و بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی-جزایر اقیانوسی (MORB-OIB) قرار می‌گیرند (شکل ۹).

بر اساس نمودار La/Sm نسبت به La [۴۲]، گرچه ذوب بخشی نسبت به تبلور بخشی فرایندی غالب است، اما تبلور جدایشی نیز در روند دگرگونی ماگما نقش داشته است (شکل ۷ الف). همبستگی مثبت ($R^2 = ۰.۹۶$) بین La و Sm/Nb در سنگ‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که پیروکسن در خاستگاه حضور دارد. در واقع، عنصر La در فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز و کوارتز می‌تواند به صورت کمی ناسازگار عمل کند، اما این عنصر در پیروکسن نسبت به Sm سازگارتر است [۴۳]. نمودار V نسبت به Cr [۴۴] روند جدایش کلینوپیروکسن را برای نمونه‌ها مشخص می‌کند (شکل ۷ ب).

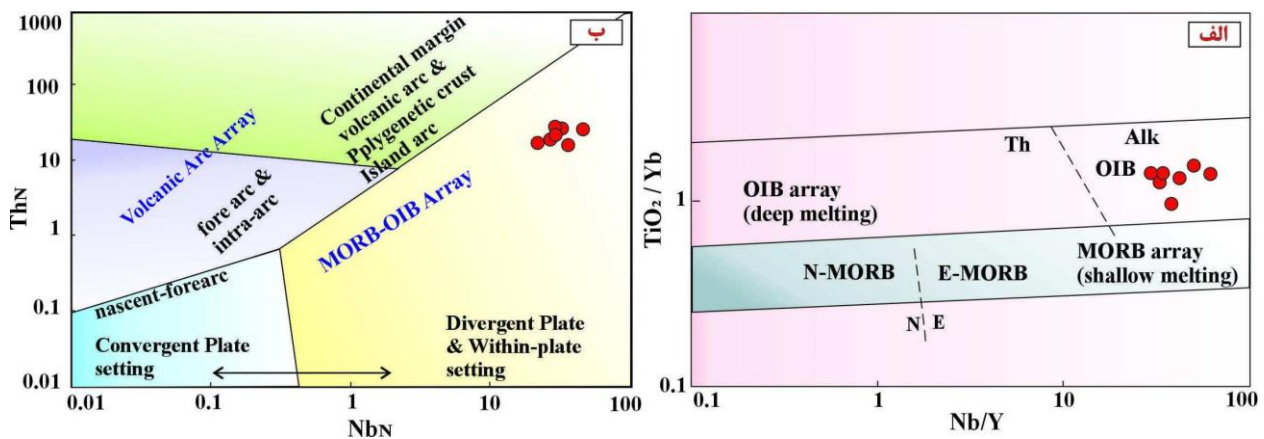
ماگمای قلیایی درون صفحه‌ای می‌تواند از ذوب بخشی درجه پایین گوشته‌ی سنگ کره‌ای [۴۵]. ذوب بخشی گوشته-ی دگرنهاده شده و غنی از LREEs و LILEs [۴۶، ۴۷] و یا برهمکنش مذاب سست کره‌ای یا سنگ کره قاره‌ای ناشی شود [۴۸]. غنی‌شدگی K و Pb می‌تواند نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای باشد. آلودگی پوسته‌ای فرایندی تقریباً اجتناب‌ناپذیر برای ماگما‌های با خاستگاه گوشته‌ای است [۴۹]. به طور میانگین نسبت‌های بالای Nb/Th (۲۸/۷)، Nb/U (۸۲/۲) و Nb/La (۳/۷)، برای سنگ‌های ماگمایی گنبد نمکی دشتک بیانگر ماهیت مانتویی و نبود آلودگی مهم پوسته‌ای است. افزودن بر این، نبود بی‌هنجاری منفی و مشخص Ti ، بی‌هنجاری مثبت کم Nb [۵۰] و نبود مقدار قابل توجه بلورهای زیرکن در نمونه‌های مورد بررسی [۵۱] شواهدی بر اثر



شکل ۷ الف) نمودار La/Sm نسبت به La [۴۲] برای تشخیص روند ذوب بخشی و جدایش در دگرگونی ماگما. ب) نمودار V نسبت به Cr [۴۴] برای بررسی روند جدایش کانی‌ها.



شکل ۸ نمودارهای تعیین نقش پوسته در دگرگونی ماگما: الف) نمودار Th/Nb نسبت به Nb/Y [۵۴]، ب) نمودار Th نسبت به Y [۵۵] که تعیین کننده اثر پوسته در دگرگونی ماگماست.



شکل ۹ نمودارهای تفکیک خاستگاه گوشته‌ای غنی شده و تهی شده. الف) نمودار TiO₂/Yb نسبت به Nb/Y [۵۷]، ب) نمودار ThN نسبت به NbN [۵۸].

تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های ماگمایی گنبد نمکی دشتک از نمودار مثلی مرجع [۶۵] (شکل ۱۱ الف) و نمودار Ti نسبت به Zr [۶۶] (شکل ۱۱ ب) استفاده شد. این نمودارها بیانگر موقعیت زمین‌ساختی درون صفحه‌ای برای نمونه‌های مورد بررسی هستند. همچنین، نمونه‌های گنبد نمکی دشتک در نمودارهای تفکیک کننده محیط زمین‌ساختی بر پایه متغیرهای Df1 و Df2 [۶۷]، از نوع بازالت‌های درون صفحه‌ای قاره‌ای هستند (شکل‌های ۱۱ پ و ت) که با نتایج پژوهش‌های پیشین [۱۶، ۳۰، ۶۸، ۶۹] همخوانی دارند. از سویی، به باور ونگ و همکاران [۷۰]، حوضه‌های پشت کمان قاره‌ای می‌توانند ویژگی‌های E-MORB و یا شبیه OIB نشان دهند و ماگماهای تشکیل شده در این محیط‌ها نسبت‌های Nb/La بیش از ۰/۶، Sm/Nd کمتر از ۰/۳ و Ba/La بیش از ۱۰ دارند. این نسبت‌ها برای نمونه‌های مورد بررسی به طور میانگین، به

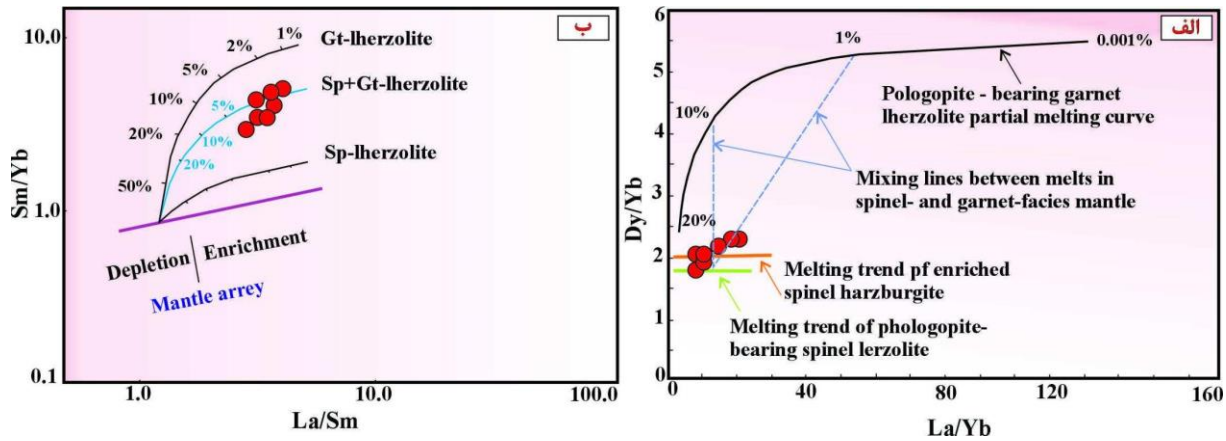
خاستگاه ماگمایی سنگ‌های گنبدنمکی دشتک، بر اساس نمودار Dy/Yb نسبت به La/Yb [۵۹، ۶۰] (شکل ۱۰ الف) گستره‌ی پایداری اسپینل و تا حدی مایل به گارنت است. بر اساس نمودار Sm/Yb نسبت به La/Sm [۶۱] مرز انتقال اسپینل-گارنت (شکل ۱۰ ب) برای نمونه‌های مورد بررسی پیشنهاد می‌گردد. مرز انتقال گارنت - اسپینل در عمق ۶۰ تا ۷۰ کیلومتری رخ می‌دهد اما حساس بودن بسیاری از عناصر کلیدی به فشار، سبب دشواری تفکیک اسپینل پریدوتیت و گارنت پریدوتیت می‌شود [۶۲، ۶۳].

محیط زمین‌ساختی

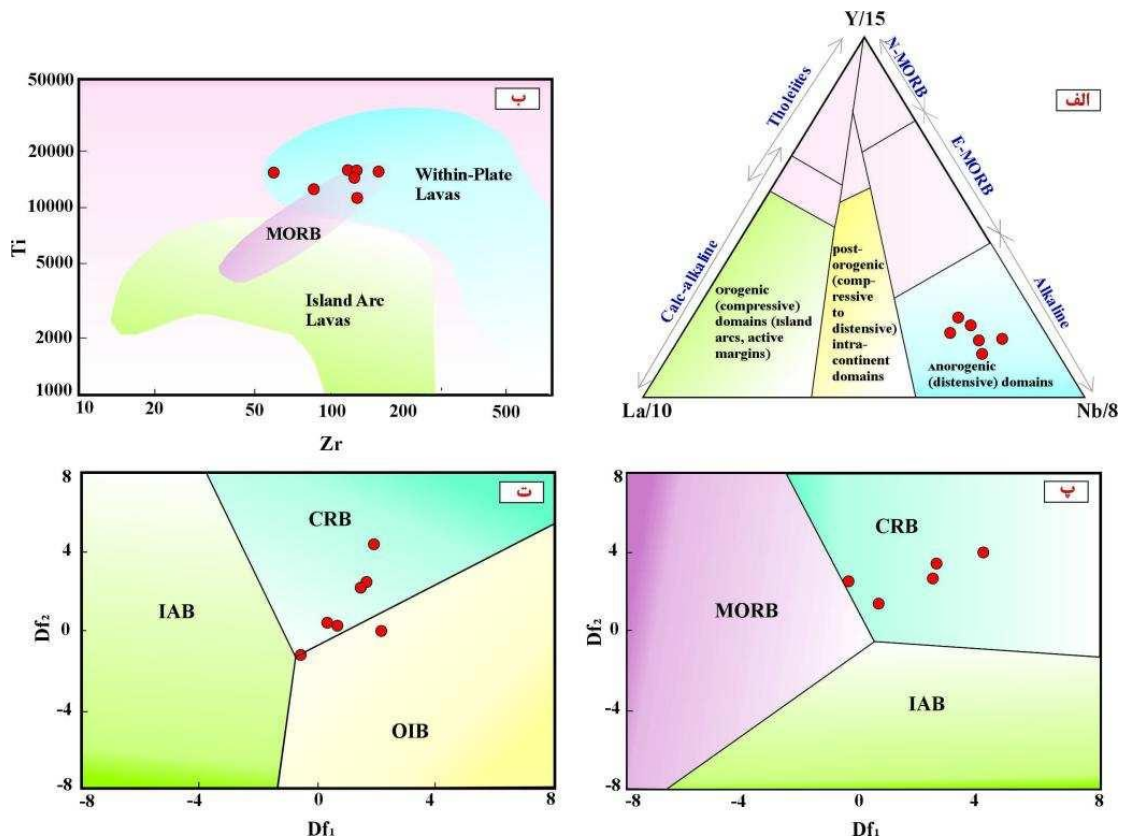
عناصری چون Ti, Zr, Nb, Y, P در شرایط دگرگونی و دگرسانی تحرک کمتری دارند [۶۴]. از این رو، استفاده از این عناصر برای تعیین محیط زمین‌ساختی مهم است. به منظور

تعیین محیط زمین‌ساختی، می‌توان گفت که سنگ‌های ماگمایی گنبد نمکی دشتک در پرکامبرین پسین - کامبرین پیشین [۱۸] در کافت‌های کششی و در قالب حوضه‌های پشت کمان در شمال گندوانا (به احتمال بسیار در اثر عقب‌گرد پوسته‌ی فرورونده‌ی پروتوتیس [۷۲]) تشکیل شده‌اند.

ترتیب ۳/۷۹، ۰/۲۲ و ۲۱/۵ هستند. و با نسبت‌های ارائه شده برای حوضه‌های پشت کمان درون قاره‌ای همخوانی دارند. با توجه به نبود بی‌هنجاری منفی Ti و Nb، (فعالیت ماگمایی وابسته به فرورانش در کرانه‌ی فعال قاره [۷۱] برای سنگ‌های گنبدنمکی دشتک صدق نمی‌کند. به طور کلی، بر اساس نتایج سنگ‌نگاری، نمودارها و نسبت‌های زمین‌شیمیایی و نمودارهای



شکل ۱۰ نمودارهای تعیین خاستگاه ماگمایی. الف) نمودار Dy/Yb نسبت به La/Yb [۵۹، ۶۰] و ب) نمودار Sm/Yb نسبت به La/Sm [۶۱].



شکل ۱۱ نمودارهای تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی. الف: نمودار مثلثی مرجع [۶۵]، ب) نمودار Ti نسبت به Zr [۶۶]، پ و ت: نمودارهای بر پایه‌ی متغیرهای Df1 و Df2 [۶۷].

برداشت

Ethiopian Rift, East Africa”, Earth-science reviews, 96(1-2) (2009) pp.1-53.

[9] Freund R., Zak I., Garfunkel Z.W.I., “Age and rate of the sinistral movement along the Dead Sea Rift” Nature, 220(5164) (1968) pp.253-255.

[10] Browne S.E., Fairhead J.D., “Gravity study of the central African rift system: a model of continental disruption: 1. The ngaoundere and Abu Gabra rifts”, In Developments in geotectonics Vol. 19 (1983) pp. 187-203, Elsevier.

[11] Gansser A., “The enigma of the Persian salt dome inclusions”, Eclogae Geologicae Helvetiae, 85(3) (1992) 825-846.

[12] Torabi G., Hemmati O., “Alkaline basalt from the Central Iran, a mark of previously subducted Paleo-Tethys oceanic crust”, Petrology, 19, (2011) pp.690-704.

[13] Salehi N., Torkian A., “The study of petrography, geochemistry and petrogenesis of the basaltic rocks, NE-Qorveh (Kurdistan) (in Persian)”, Petrology, 5 (19) (2014) 37-52.

[14] Delavari M., Rostami F., Dolati A., “The Central Alborz Permian basaltic magmatism: an evidence of southern passive continental margin of Paleo-Tethys”, Petrological Journal, 8(29) (2017) pp.53-74.

[15] Hosseini M., Davoudian A.R., Shabanian N., Azizi H., “Mineralogy, Geochemistry and petrogenesis of amphibolites in the northeastern Yancheshmeh, southeastern Zayandeh-roud lake (in Persian)”, Iranian Journal of crystallography and mineralogy.27(1) (2013) 19-30.

[16] Taghipour S., Khalili M., Mackizadeh M.A., Kananian A., Taghipour B., “Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of igneous inclusions within three inactive diapirs, Zagros belt, Shahrekord, Iran”, Geological Magazine, 150(1) (2013) pp.72-88.

[17] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Wortel R., “Zagros orogeny: a subduction-dominated process”, Geological Magazine, 148(5-6) (2011) 692-725.

[18] Berberian M., King G.C.P., “Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran”, Can. J. Earth sci., 18(2) (1981) 210-285.

[19] Alavi M., “Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran”, American Journal of science, 307(9) (2007).

[20] Hassanzadeh J., Stockli D. F., Horton B. K., Axen G. J., Stockli L. D., Grove M., Walker J. D., “U-Pb zircon geochronology of late

سنگ‌های ماگمایی گنبد نمکی دشتک به عنوان بخشی از فعالیت ماگمایی هرمز در گروه بازالت‌های قلیایی قرار می‌گیرند. نبود بی‌هنجاری مشخص Eu بیانگر اثر نداشتن پلاژیوکلاز در تولید ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌هاست و بر اساس نمودارهای تعیین خاستگاه ماگمایی، ماگما از مرز انتقالی اسپینل - کارنت شکل گرفته است. به علت وجود مقادیر بالای Ti و حضور گسترده‌ی کانی‌های دارای تیتانیوم (تیتانیت/تیتانواوژیت)، همچنین غنی‌شدگی LREEs و نتایج برآمده از نمودارهای زمین شیمیایی، محیط زمین‌ساختی درون صفحه قاره‌ای (کافت/ حوضه پشت کمان قاره‌ای) برای سنگ‌های مورد بررسی پیشنهاد می‌شود. این محیط‌های درون صفحه قاره‌ای در ارتباط با فعالیت کششی پایان پرکامبرین - آغاز کامبرین در شمال گندوانا تشکیل شده‌اند.

قدردانی

از دانشکده‌ی منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد به دلیل حمایت مالی این پژوهش، سپاسگزاری می‌گردد.

مراجع

- [1] Wilson M., “Igneous petrogenesis. Dordrecht”, Springer Netherlands (1989).
- [2] Merle O., “A simple continental rift classification”, Tectonophysics, 513(1-4) (2011) pp.88-95.
- [3] Jolivet L., Tamaki K., Fournier M., “Japan Sea, opening history and mechanism”, A synthesis. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 99(B11), pp.22237-22259.
- [4] Nikishin A.M., Zieger P.A., Panov D.I., Nazareviech B.P., BRUNET M.F., Steohenson R.A., “Mesozoic and Cainozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain”, Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle (1993), 186, pp.295-346.
- [5] Deverchère J., “Rifting continental: causes, effets, évolution — Exemple du rift Baikal” HDR Géosciences Azur (1999) 276 pp.
- [6] Dèzes P., Schmid S., Ziegler P., “Evolution of the european cenozoic rift system; interaction of the Pyrenean and Alpine orogens with the foreland lithosphere”, Tectonophysics 389 (2004) 1-33.
- [7] Ebinger C., Sleep N.H., “Cenozoic magmatism in central and east Africa resulting from impact of one large plume” Nature 395 (1998) 788-791.
- [8] Corti G., “Continental rift evolution: from rift initiation to incipient break-up in the Main

- [33] Vernon R.H., "Microgranitoid enclaves in granites—globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment", *Nature*, 309(5967) (1984) pp.438-439.
- [34] Reubi O., Nicholls I.A., Kamenetsky V.S., "Early mixing and mingling in the evolution of basaltic magmas: evidence from phenocryst assemblages, Slamet Volcano, Java, Indonesia", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119(1-4) (2003) pp.255-274.
- [35] Fitton J.G., Upton B.G.J., "Alkaline igneous rocks: a review symposium", *Journal of the Geological Society*, 142(4) (1985) pp.697-708.
- [36] Pearce J.A., Wyman D.A., "A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration", *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 12 (1996) pp.79-113.
- [37] Winchester J.A., Floyd P.A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", *Chemical geology*, 20 (1977) pp.325-343.
- [38] Boynton W.V., "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In *Developments in geochemistry*", (Vol. 2, pp. 63-114). Elsevier.
- [39] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1) (1989) pp.313-345.
- [40] Pearce J.A., Norry M.J., "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks", *Contributions to mineralogy and petrology*, 69(1) (1979) pp.33-47.
- [41] Hikov A., "Geochemistry of hydrothermally altered rocks from the Asarel porphyry copper deposit, Central Srednogorie", *Geologica balcanica*, 42(1-3) (2013) pp.3-28.
- [42] Jiang Y.H., Jiang S.Y., Zhao K.D., Ling H.F., "Petrogenesis of Late Jurassic Qianlishan granites and mafic dykes, Southeast China: implications for a back-arc extension setting", *Geological Magazine*, 143(4) (2006) pp.457-474.
- [43] Mahood G., Hildreth W., "Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(1) (1983) pp.11-30.
- [44] Rollinson H., "Plagiogranites from the mantle section of the Oman Ophiolite: models for early crustal evolution", (2014).
Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement", *Tectonophysics*, 451(1-4) (2008) 71-96.
- [21] Mohajjel M., Fergusson C.L., "Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran", *International Geology Review*, 56(3) (2014) pp.263-287.
- [22] Stöcklin J., "Salt deposits of the Middle East", (1968).
- [23] Afsari N., Sodoudi F., Farahmand F. T., Ghassemi M. R., "Crustal structure of northwest Zagros (Kermanshah) and Central Iran (Yazd and Isfahan) using teleseismic PS converted phases", *Journal of Seismology*, 15(2) (2011) 341-353.
- [24] Kent P. E., "The emergent Hormuz salt plugs of southern Iran", *Journal of petroleum geology*, 2(2) (1979) 117-144.
- [25] Stöcklin J., "Lagoonal formations and salt domes in East Iran", (1961).
- [26] Ghasempour M.R., Davoudian A.R., Shabanian N., Moeinzadeh H., Nakashima K., "Geochemistry and mineral chemistry of gabbroic rocks from Horjand of Kerman province, Southeast of Iran: Implications for rifting along the northeastern margin of Gondwana", *Journal of Geodynamics*, 133 (2020) p.101675.
- [27] Stern R.J., Moghadam H.S., Pirouz M., Mooney W., "The geodynamic evolution of Iran", *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 49(1) (2021) pp.9-36.
- [28] Jahani S., Callot J.P., Letouzey J., Frizon de Lamotte D., "The eastern termination of the Zagros Fold-and-Thrust Belt, Iran: Structures, evolution, and relationships between salt plugs, folding, and faulting", *Tectonics*, (2009) 28(6).
- [29] Motiei H., "Petroleum geology of Zagros", vol. 1 and 2, Geological Survey of Iran Publications. p1009 (In Farsi) (1995).
- [30] Motamedi H., Sepehr M., Sherkati S., Pourkermani M., "Multi-phase Hormuz salt diapirism in the southern Zagros, SW Iran", *Journal of Petroleum Geology*, 34(1) (2011) 29-43.
- [31] Kent P.E., "Recent studies of south Persian salt diapirs", *Association of Petroleum Geologists*, (1958).
- [32] Wright T.L., Helz R.T., "Differentiation and magma mixing on Kilauea's east rift zone: a further look at the eruptions of 1955 and 1960. Part II. The 1960 lavas", *Bulletin of Volcanology*, 57 (1996) pp.602-630

- contamination in magma evolution of Neoproterozoic metaigneous rocks from Southwest Svalbard”, *Precambrian Research*, 370 (2022) p.106521.
- [56] Manikyamba C., Pahari A., Santosh M., Subramanyam K.S.V., Reddy G.H., “Geochemistry of basalts in unravelling the mantle processes and crustal evolution: Insights from the greenstone belts of western Dharwar Craton”, *Geosystems and Geoenvironment*, 1(4) (2022) p.100070.
- [57] Pearce J.A., “Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust”, *Lithos*, 100(1-4) (2008) pp.14-48.
- [58] Saccani E., “A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics”, *Geoscience Frontiers*, 6(4) (2015) pp.481-501.
- [59] Jung C., Jung S., Hoffer E., Berndt J., “Petrogenesis of Tertiary mafic alkaline magmas in the Hoheifel, Germany”, *Journal of Petrology*, 47(8) (2006) pp.1637-1671.
- [60] Li X., Niu M., Yan Z., Yakymchuk C., Fu C., Li C., Sun Y., Wu Q., He J., Cao W., “Early Paleozoic continental arc mafic magmatism in the North Qaidam tectonic belt: Implications for subduction of the Proto-Tethyan oceanic lithosphere”, *Lithosphere*, (2022)(1).
- [61] Álvaro J.J., Pouclet A., Ezzouhairi H., Soulaïmani A., Bouougri E.H., Imaz A.G., Fekkak A., “Early Neoproterozoic rift-related magmatism in the Anti-Atlas margin of the West African craton, Morocco. *Precambrian Research*”, 255, (2014) pp.433-442.
- [62] Furman T., “Geochemistry of East African Rift basalts: an overview”, *Journal of African Earth Sciences*, 48(2-3) (2007) pp.147-160.
- [63] Van Westrenen W., Blundy J.D., Wood B.J., “High field strength element/rare earth element fractionation during partial melting in the presence of garnet: Implications for identification of mantle heterogeneities”, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* (2001) 2(7).
- [64] Dostal J., Wilson R.A., Keppie J.D., “Geochemistry of Siluro-Devonian Tobique volcanic belt in northern and central New Brunswick (Canada)”, tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26(6) (1989) pp.1282-1296
- [65] Cabanis B., Lecolle M., “The La/10-Y/15-Nb/8 diagram: A tool for distinguishing volcanic series [45] Fitton J.G., “The Cameroon line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism”, *Geological Society, London, Special Publications*, 30(1) (1987) pp.273-291.
- [46] Edgar A.D., Lloyd F.E., Forsyth D.M., Barnett R.L., “Origin of glass in upper mantle xenoliths from the Quaternary volcanics of Gees, West Eifel, Germany”, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103 (1989) pp.277-286.
- [47] Dawson J.B., “The kimberlite clan: relationship with olivine and leucite lamproites, and inferences for upper-mantle metasomatism”, *Geological Society, London, Special Publications*, 30(1) (1987) pp.95-101.
- [48] Menzies M., “Alkaline rocks and their inclusions: a window on the Earth’s interior”, *Geological Society, London, Special Publications*, 30(1) (1987) pp.15-27.
- [49] Castillo P.R., Janney P.E., Solidum R.U., “Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting”, *Contributions to mineralogy and petrology*, 134(1) (1999) pp.33-51.
- [50] Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Al’Mukhamedov A.I., Medvedev A.Y., “Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia”, *Lithos*, 79(3-4) (2005) pp.425-452.
- [51] Zhou R., Long X., Zhai M., Zhang S., Zhao B., Zhao J., Zhu X., “Geochemical characteristics of the early Neoarchean komatiite from the North China Craton: evidence for plume-craton interaction”, *Precambrian Research*, 357 (2021) p.106143.
- [52] Ali S., Ntaflos T., “Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constraints on the origin of the westernmost magmatism in the Carpathian-Pannonian Region”, *Lithos*, 121(1-4), (2011) pp.176-188.
- [53] Xu X., Song S., Su L., Li Z., Niu Y., Allen M.B., “The 600–580 Ma continental rift basalts in North Qilian Shan, northwest China”, *Links between the Qilian-Qaidam block and SE* (2015).
- [54] Kamenov B.K., “The olivine basalts from Livingston Island, West Antarctica: Petrology and geochemical comparisons”, *Geochemistry, Mineralogy and Petrology, Sofia*, 41 (2004) pp.71-98.
- [55] Gołuchowska K., Barker A.K., Manecki M., Majka J., Kościńska K., Ellam R.M., Bazarnik J., Faehnrich K., Czerny J., “The role of crustal

- [70] Wang Y., Zhao G., Fan W., Peng T., Sun L., Xia X., "LA-ICP-MS U–Pb zircon geochronology and geochemistry of Paleoproterozoic mafic dykes from western Shandong Province: implications for back-arc basin magmatism in the Eastern Block, North China Craton", *Precambrian Research*, 154(1-2) (2007) pp.107-124.
- [71] Faramarzi N.S., Amini S., Schmitt A.K., Hassanzadeh J., Borg G., McKeegan K., Razavi S.M.H., Mortazavi S.M., "Geochronology and geochemistry of rhyolites from Hormuz Island, southern Iran: A new record of Cadomian arc magmatism in the Hormuz Formation", *Lithos*, 236 (2015) pp.203-211.
- [72] Asadi Sarshar M., Moghadam H.S., Griffin W.L., Santos J.F., Stern R.J., Ottley C.J., Sarkarinejad K., Sepidbar F., O'Reilly S.Y., "Geochronology and geochemistry of exotic blocks of Cadomian crust from the salt diapirs of SE Zagros: The Chah-Banu example", *International Geology Review*, 64(10) (2022) pp.1409-1430
- and discovering crustal mixing and/or contamination", *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, serie 2. Science de la Terre*, 309 (1989) p.20
- [66] Pearce J.A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries", *Orogenic andesites and related rocks* (1982) pp.528-548.
- [67] Verma S.P., Guevara M., Agrawal S., "Discriminating four tectonic settings: Five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log–ratio transformation of major-element data", *Journal of Earth System Science*, 115 (2006) pp.485-528.
- [68] Ahankoub M., "Petrology and geochemistry of igneous rocks in Ardal (Chaharmahal va Bakhtiari) (in Persian)", The 2nd National conference on applied petrology, Islamic Azad university, Isfahan (2014).
- [69] Jafari P., Shabaniyan Boroujeni N., Davoudian Dehkordi A., Azizi H., "Source and geodynamics of dolerites of Kuhrang salt dome (In Persian)", *Researches in Earth Sciences*, 11(1), (2020) pp.32-46.