

شواهد عدم وابستگی توالی‌های بالشی و دایکی افیولیت نورآباد-میانراهان (استان کرمانشاه) به محیط فرافروانشی

علی مرادپور

استادیار مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی استان کرمانشاه، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، کرمانشاه، ایران

نویسنده مسئول: alimoradpour9@gmail.com *

نوع مقاله: پژوهشی

دریافت: ۱۴۰۰/۲/۱۹ پذیرش: ۱۴۰۰/۷/۶

چکیده

گدازه‌های بالشی و توالی دایکی هرسین-نورآباد و میانراهان بخشی از مجموعه افیولیتی کرمانشاه به شمار می‌آیند. دایک‌های دیابازیک با بافت‌های افیتیک، دولریتی و گلوپورفیریک، متشکل از پلاژیوکلاز دارای زونینگ و کلینوپیروکسن‌اند و گدازه‌های بالشی بافت‌های اینترگرانولار تا میکروپورفیریک با خمیره هیالومیکرولیتیک داشته و از پلاژیوکلاز، دیوپسید-اوژیت و پسودومورف‌های الیون تشکیل گردیده‌اند. الگوی نمودارهای عنکبوتی، محیط تشکیل فرافروانشی این توالی‌ها را رد و نشان از موقعیت تکتونوماگمایی جزایر درون صفحه اقیانوسی (OIB) در واحد پیلولاوایی گشور و دایک‌های دیابازیک و نیز شواهد ژئوشیمیایی P-MORB در واحد پیلولاوایی تمرک و میانراهان دارد. شواهد ژئوشیمیایی مورب در منطقه گشور و دایک‌های دیابازیک می‌تواند نشان‌دهنده وقوع ذوب بخشی در یک منشاء غنی شده از نوع OIB باشد که منجر به تولید بازالت‌های آکالن شده است، اما در مقابل در واحد پیلولاوایی محدودهای تمرک و میانراهان، ذوب بخشی گوشته از نوع MORB که بصورت نامتجانس دارای اجزائی از OIB بوده شرایط تولید P-MORB های این را مناطق فراهم آورده است. لذا شاید بتوان جنوب نئوتتیس را بصورت یک حاشیه ریفتی حدواسط با ریفتینگ غیرمتقارن تلقی نمود که در آن شرایط رخنمون گوشته فوقانی زیر قاره‌ای مهیا گردیده و منجر به پیدایش حالتی حد واسط بین افیولیت‌های حاشیه قاره و پلوم در مجموعه مورد بررسی شده است.

واژه‌های کلیدی: گدازه بالشی، دایک، هرسین، میانراهان، کرمانشاه، نئوتتیس

پیشگفتار

چرچ و همکاران، ۲۰۱۳؛ ساکانی و همکاران، ۲۰۱۳؛ الهیاری و همکاران، ۲۰۱۴) و پنجوین-والش در عراق (اسود و همکاران، ۲۰۱۱) برونزد دارند. هرچند که برخی محققین نحوه تشکیل افیولیت کرمانشاه را مشابه با افیولیت‌های عمان در نظر گرفته‌اند (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱)، اما تفاوت‌هایی نظیر قطعات سنگی جدا شده، روابط تماماً تکتونیکی بین انواع مختلف سنگ‌ها و توالی گابرویی و پریدوتیتی مورد هجوم قرار گرفته توسط دایک‌های دلریتی منجرگردیده تا این مجموعه به آمیزه‌های افیولیتی تکتونیکی تشکیل شده در منشورهای افزایشی شباهت بیشتری داشته باشد تا افیولیت‌های کلاسیک تتیسی. پیش از این عمده مطالعات انجام شده در خصوص افیولیت‌های کرمانشاه با مقیاسی بزرگ و با تمرکز بر مناطق بین هرسین و صحنه به انجام رسیده (اوه و همکاران، ۲۰۱۶؛ زارعی‌سهامیه و مرادپور، ۲۰۱۵؛ الهیاری و همکاران، ۲۰۱۴) که منجر به معرفی محیط

کمربند چین‌خورده-رورانده زاگرس که بخشی از سیستم کوهزایی مزوزوئیک و سنوزوئیک آلپ-همالیا به شمار می‌آید (دیلیک و فورنس، ۲۰۱۱)، با طولی معادل ۳۰۰۰ کیلومتر و متشکل از سفره‌های کم عمق تا عمیق و توالی‌های افیولیتی، از مرز ایران-ترکیه تا شمال هرمز امتداد دارد. با توجه به آنکه تکامل ژئودینامیک کمربند فعال کوهزایی زاگرس که جداکننده حاشیه فعال اوراسیایی از حاشیه غیرفعال عربی است، عمدتاً وابسته به باز و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس است، لذا افیولیت‌های موجود در این کمربند به عنوان بخشی از افیولیت‌های تتیسی شناخته می‌شوند که تاریخی از همگرایی و تکتونیک اقیانوس تتیس جنوبی مستقر بین سپر عربی (گندوانا) و بلوک قاره‌ای سنندج-سیرجان را در خود ثبت نموده‌اند (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). مجموعه‌های افیولیتی موجود در کمربند زاگرس بیرونی در مناطقی نظیر سروآباد، کرمانشاه، نیریز، بافت (وایت

پریودیت‌های سرپانتینی، گابرو، جریان‌های بازالتی و رسوبات فلیشی است. گدازه‌های بالشی که در مسیر روستاهای سیاه دره و دره خلیل قابل مشاهده‌اند، بوسيله توده‌های نفوذی بزرگ گابرویی، دیوریتی، بازالت‌های پالئوسن- ائوسن و رسوباتی از جنس مارن و سنگ- آهک‌های سیلیسی (پالئوسن- ائوسن؛ برود، ۱۹۸۷) پوشیده شده‌اند. در دو منطقه مورد بررسی (هرسین- نورآباد و میانراهان) رادیولاریت‌های دگرشکل شده، واحد بیستون و سازند قم بیشترین فراوانی و گسترش را در بین سایر سنگ‌های رسوبی دارند. در این مناطق واحد بیستون متشکل از ضخامت زیادی از کربنات کم عمق بوده و به لحاظ سنی دامنه‌ای از تریاس پایانی تا کرتاسه آغازین- پایانی را شامل می‌گردد (ریکو و همکاران، ۱۹۷۷). سازند قم نیز که در محدوده‌های مورد بررسی متشکل از کربنات‌های پلاتفرم دریایی کم عمق با کنگلومرای قاعده‌ای است، سنی معادل الیگوسن تا اوایل میوسن داشته و بصورت ناپیوسته بر روی کل افیولیت‌های منطقه کرمانشاه قرار گرفته است (وایت چرچ و همکاران، ۲۰۱۳).

روش مطالعه

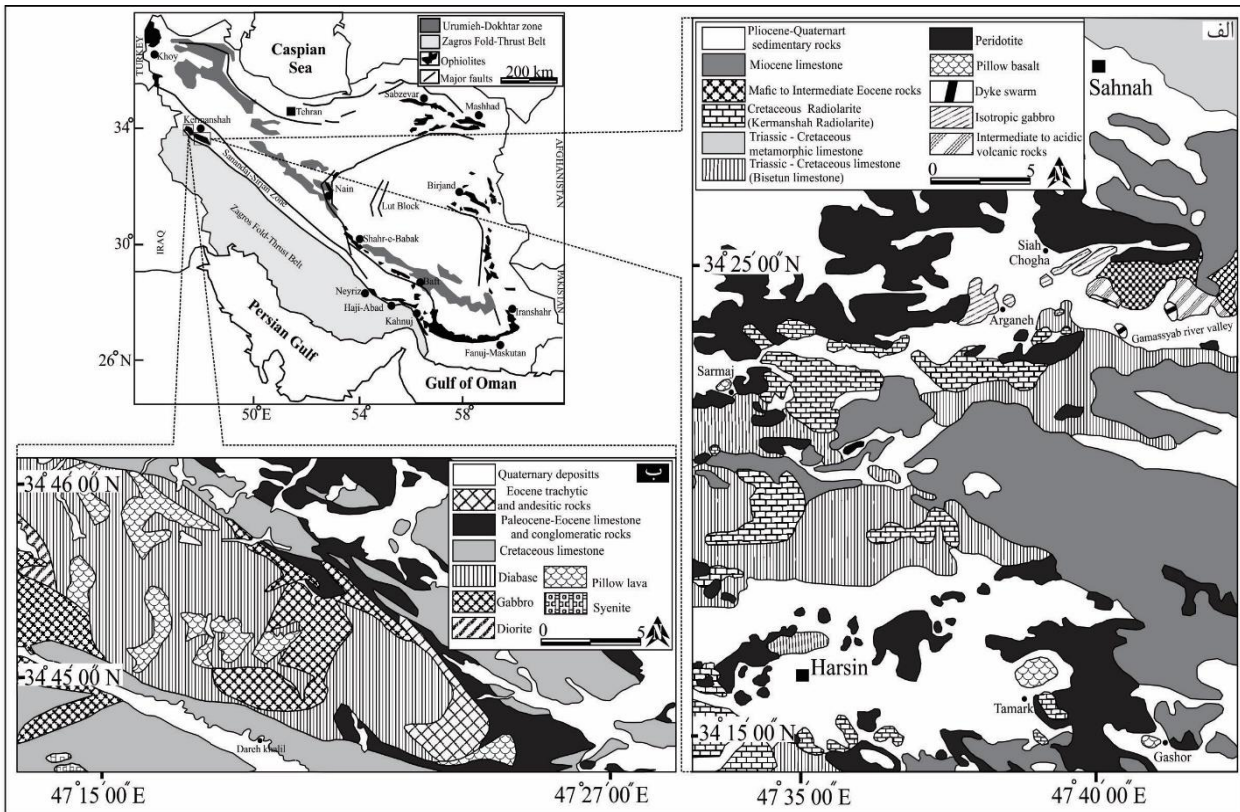
به منظور بررسی شیمی گدازه‌های بالشی و دایک‌های دیابازیک در مناطق مورد مطالعه و در راستای تعیین سری ماگمایی، شیمی ماگما و تحولات آن، طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های مورد بررسی، تعیین محیط تکنوماگمایی و نیز تغییرات عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی این سنگ‌ها، تعداد ۹ نمونه از سنگ‌های انتخابی به روش Fusion ICP/MS لیتیم متابورات/تتراپورات در آزمایشگاه Actlab کانادا مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. پس از آماده‌سازی، انحلال و رقیق‌سازی، تجزیه نمونه‌ها به کمک دستگاه Perkin Elmer Sciex ELAN 6100 به انجام رسید. در حین تجزیه، ۳ شاهد و ۵ مرحله کنترل برای هر گروه از نمونه‌ها انجام شده است. به ازاء هر ۱۵ نمونه یک نمونه مورد ذوب مجدد قرار گرفته و به ازاء هر ۴۰ نمونه آنالیز شده یک بار دستگاه مجدداً کالیبره گردیده است. کالیبراسیون با استفاده از ۷ مرجع تایید شده USGS و CANMET صورت گرفته است. فرایند تفسیر و پردازش داده‌ها نیز به کمک نرم‌افزارهای Excel، Minpet و GCDKit V. 4.1 به انجام رسیده است.

تکتونوماگمایی فرافروانشی^۱ برای اولترامافیک‌های این مجموعه گردیده است. اما نتایج جدید به دست آمده در این پژوهش که حاصل مطالعات متمرکز صورت گرفته بر روی گدازه‌های بالشی و دایک‌های دلریتی رخنمون یافته در مناطق هرسین- نورآباد (جنوب‌شرق کرمانشاه) و میانراهان (شمال‌شرق کرمانشاه) است، نشان می‌دهد که گدازه‌های بالشی و دایک‌های دلریتی در مناطق مذکور وابسته به محیط‌های P-MORB و OIB می‌باشند که در تحقیق پیش رو شواهد آن مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت.

موقعیت زمین‌شناسی

مجموعه افیولیتی کرمانشاه در که بخش شمال غربی زون افیولیتی زاگرس و بین سپر عربی و زون سنندج- سیرجان واقع شده، به دو بخش مجزا قابل تقسیم است: مجموعه صحنه، هرسین- نورآباد در جنوب شرق و مجموعه میانراهان در شمال غرب. مجموعه صحنه، هرسین- نورآباد با مختصات $34^{\circ} 10'$ تا $34^{\circ} 30'$ عرض شمالی و $47^{\circ} 30'$ تا $48^{\circ} 00'$ طول شرقی (شکل ۱ الف) عمدتاً متشکل از پریودیت و گابروهایی است که توسط دایک‌ها مورد هجوم قرار گرفته و بوسيله گدازه‌های بالشی و واحد آهکی بیستون پوشیده شده‌اند. توالی گوشته‌ای عمدتاً هارزبورژیتی در برخی مناطق دارای رخنمون‌های بسیار کوچکی از دونیت، لرزولیت و دایک‌های ورلیتی (مرادپور و همکاران، ۲۰۱۷) است که در ادامه با توالی گابرویی دنبال می‌گردد. در این بخش از منطقه دایک‌ها در رخنمون‌هایی کوچک مقیاس (کوچک‌تر از ۱۰۰ متر) و با ستبرایی معادل ۲۰ الی ۴۰ سانتی‌متر، در امتداد روخانه گاماسیاب (جنوب شرق روستای سیاه چقا) قابل رویت می‌باشند. سنگ‌های آتشفشانی نیز در منطقه هرسین- نورآباد عمدتاً متشکل از گدازه‌های بالشی با بافت حفره‌دار و جریان‌های بازالتی هستند که در منطقه هرسین و در اطراف روستاهای گشور، تمرک و سرماج دارای رخنمون‌اند. در اطراف روستاهای گشور و تمرک این گدازه‌ها با رسوبات پلاژیک با سن مالم پوشیده شده‌اند و با رادیولاریت‌های با سن تریاس تا لیاث همراه هستند. مجموعه میانراهان با مختصات $34^{\circ} 35'$ تا $34^{\circ} 55'$ عرض شمالی و $47^{\circ} 00'$ تا $47^{\circ} 25'$ طول شرقی (شکل ۱ ب) شامل چندین ورقه رانده شده متشکل از

¹ Supra-Subduction



شکل ۱. الف: نقشه زمین‌شناسی ساده شده هرسین (شهیدی و نظری، ۱۹۷۷ با تغییرات) و ب: نقشه زمین‌شناسی ساده شده میانراهان (رافیا و شهیدی، ۱۹۹۹ با تغییرات).

سنگ‌نگاری

الف) دایک‌های دیابازیک: دایک‌های دیابازیک با ستبرای حداکثر ۲۰ الی ۴۰ سانتی‌متر در ورقه صحنه، هرسین-نورآباد (جنوب شرق روستای سیاه‌چقا) و دارای رخنمون‌های کوچک (۵۰ تا ۱۰۰ متر مربع) و به میزبانی گابروهای ایزوتروپ می‌باشند (شکل ۲ الف). در نمای میکروسکوپی بافت‌های افیتیک، دولریتی و گلومروپورفیریک از بافت‌های رایج موجود در این سنگ‌هاست. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این واحد شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است (شکل ۲ ب). کلینوپیروکسن (۱۰ تا ۲۰ درصد حجمی) به عنوان مهم‌ترین کانی مافیک این سنگ‌ها محسوب می‌شود که بصورت پراکنده در بین پلاژیوکلازها پراکنده‌اند.

در برخی مقاطع ابعاد درشت بلورهای پلاژیوکلاز بعضاً تا ۳ میلی‌متر نیز می‌رسند (شکل ۲ ب). مودال پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها از ۳۰ تا ۶۰ درصد حجمی متغیر بوده و با افزایش مودال این کانی، رنگ نمونه‌ها دستی روشن‌تر می‌گردد. در مقاطع میکروسکوپی بلورهای پلاژیوکلاز زونینگ مشخصی را به نمایش می‌گذارند (شکل ۲ ب). به نظر می‌رسد در بین

سایر عوامل تاثیرگذار بر ایجاد زونینگ در پلاژیوکلازها، وقوع نوسانات فشار بخار آب در حین تبلور این کانی در دایک‌های دیابازیک مورد بررسی محتمل‌تر باشد. کوارتز، ماگنتیت، اپیدوت، کلریت و کلسیت به عنوان کانی‌های فرعی و ثانویه این سنگ‌ها در مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده‌اند. دگرسانی سوسوریتی پلاژیوکلازها را به مجموعه‌ایی از کانی‌های ثانویه نظیر آلبت، اپیدوت و کلسیت تجزیه کرده است و گاهی به سبب تأثیر دگرگونی گرمایی به آمفیبول تبدیل شده‌اند، اما سنگ بافت اولیه و اصلی خود را حفظ کرده است (شکل ۲ ت). شاید بتوان حضور کانی‌های ثانویه ذکر شده را به عنوان وقوع و تأثیر دگرگونی بستر اقیانوسی بر روی این سنگ‌ها مد نظر قرار داد.

ب) گدازه‌های بالشی: گدازه‌های بالشی در مجموعه افیولیتی کرمانشاه هم در ورقه میانراهان و هم در منطقه هرسین-نورآباد دارای رخنمون‌اند. در ورقه میانراهان این سنگ‌ها در مسیر ارتباطی روستاهای دره خلیل و سیاه دره و در ورقه هرسین-نورآباد در شمال شرق روستا تمرگ و گردنه گشور (مسیر ارتباطی هرسین به نورآباد) و

پلاژیوکلازها توسط دیوپسید-اوتزیت و کانی‌های کدر (پاک) پر شده است. درشت بلورها شامل پلاژیوکلاز، دیوپسید-اوتزیت و پسدومورف‌های الیوین است که به طور کامل توسط ایدنگزیت جانشین شده‌اند. شواهد سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که در ابتدا فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در حال تبلور بوده و در فضای بین آن‌ها کلینوپیروکسن متبلور شده است. فنوکریست‌های پلاژیوکلازها نسبت به کلینوپیروکسن خودشکل‌تر و فراوان‌تر هستند (شکل ۲خ).

شیمی سنگ

الف) گدازه‌های بالشی: نتایج تجزیه ICP-MS گدازه‌های بالشی در جدول ۱ ارائه گردیده است. مقایسه شیمی سنگ کل این گدازه‌ها با یکدیگر حاکی از آن است که گدازه‌های مورد بررسی دارای SiO_2 از ۴۹/۳۴ تا ۵۳/۳۵ درصد وزنی می‌باشند. طبق این جدول نمونه‌های مورد مطالعه دارای TiO_2 و P_2O_5 بالا و به ترتیب از wt % ۱/۷۸ تا wt % ۲/۳۴ و wt % ۰/۵۲ تا wt % ۰/۹۴ در گدازه‌های منطقه هرسین (تمرک و گشور) و wt % ۱/۴۸ تا wt % ۲/۳۰ و wt % ۰/۳۱ تا wt % ۰/۳۴ در گدازه‌های منطقه میانراهان (سیاه دره) تغییر می‌کند.

بیشترین مقدار MgO متعلق به نمونه‌های محدوده تمرک بوده (wt % ۵/۳۵) و کمترین میزان این اکسید در سنگ‌های بازالتی ناحیه سیاه دره (wt % ۳/۷۹) دیده می‌شود. در این سنگ‌ها مقادیر U، Th، Ta، Hf متغیر و به ترتیب معادل (۰/۶ تا ۲/۱)، (۲/۵ تا ۱۶/۴)، (۰/۷ تا ۴/۵) و (۴/۶ تا ۱۰/۲) در واحد ppm متغیر است. بالاترین میزان L.O.I متعلق به نمونه‌های منطقه گشور به میزان wt % ۴/۴۱ و کمترین مقدار آن مربوط به نمونه‌های محدوده سیاه دره به میزان wt % ۲/۵ است. با توجه به نمودارهای هارکر برخی از عناصر اصلی در برابر MgO (شکل ۳)، روند مقادیر اکسیدهای آهن در مقایسه با MgO در نمونه‌های هر دو منطقه منفی است، در حالی که با افزایش مقدار MgO ، میزان K_2O در نمونه‌های هر دو محدوده افزایش یافته که می‌توان این روندها را با روند تبلور ماگما و تفریق مرتبط دانست. در مورد اکسیدهای سدیم و کلسیم به دلیل پدیده دگرسانی متأثر از آب دریا، پراکندگی برای Na_2O و روند مثبت در CaO دیده می‌شود. با توجه به متحرک بودن این عناصر، پراکندگی

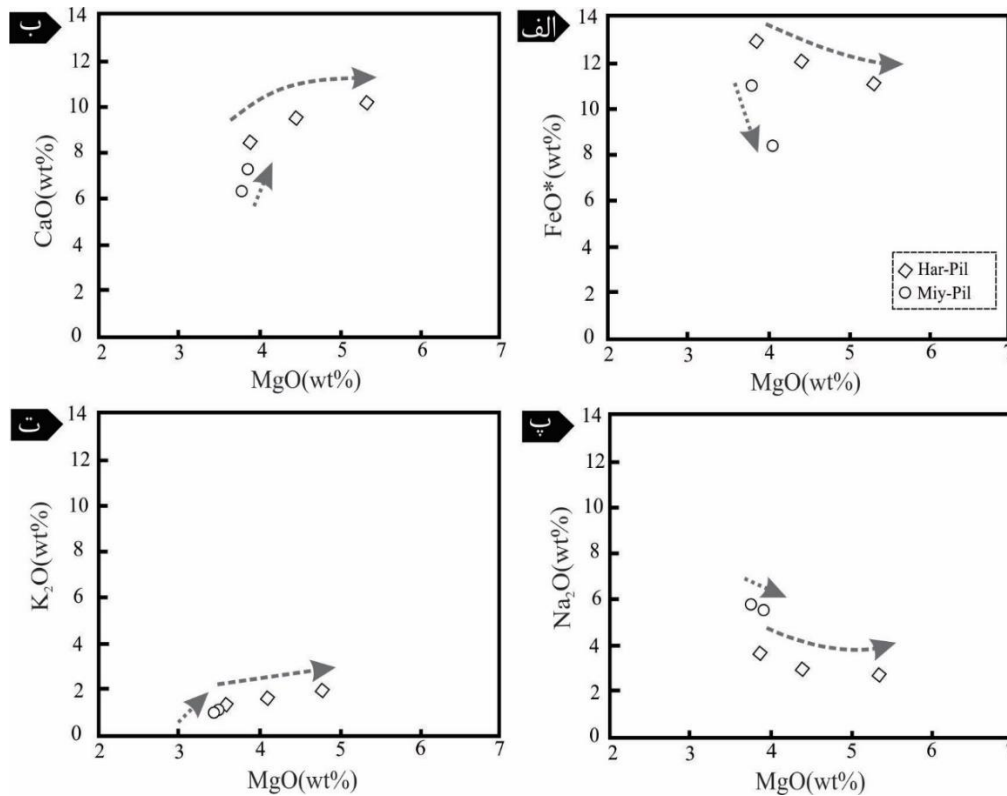
در شمال روستای سرماج (شمال هرسین) قابل مشاهده هستند. در رخنمون‌های صحرایی این سنگ‌ها بصورت تیوپ‌های مدور، کشیده و بیضوی شکل و به رنگ‌های سبز تیره تا کم رنگ و قهوه‌ای دیده می‌شوند. ابعاد تیوپ‌ها معمولاً در حدود ۴۰ سانتی‌متر است، اما ابعاد برخی تا حدود ۱/۵ تا ۲ متر نیز می‌رسد. در تمامی رخنمون‌های موجود در دو محدوده (هرسین-نورآباد و میانراهان)، رسوبات دریایی و ولکانو کلاست‌ها فضای بین بالش‌ها را پر کرده است (شکل ۲ث و ج). برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری گدازه‌های بالشی روستای تمرک (هرسین) و سیاه دره (میانراهان) ترکیبی در حد بازالت تا آندزیت بازالتی و گدازه‌های بالشی گشور ترکیبی در حد بازالت تا تراکی آندزیت بازالتی دارند. این سنگ‌ها به طور غالب دارای بافت اینترگرانولار تا میکروپورفیریک با خمیره هیالومیکرولیتیک‌اند (شکل ۲چ). این در حالی است که گدازه‌های بالشی موجود در شمال روستای سرماج بافت‌های میکروسکوپی حفره‌دار، گلمروپورفیریک و افتیک دارند (شکل ۲ح). در این نمونه‌ها بلورهای پلاژیوکلاز نیمه شکل‌دار تا خودشکل بوده و به صورت فنوکریست، میکروفنوکریست و سوزن‌های باریک و کشیده (۰/۵ تا ۱ میلی‌متر) در زمینه سنگ دیده می‌شوند. وجود میکروولیت‌های پلاژیوکلاز با رخساره کراواتی موجود در این پیلوبازالت‌ها از جمله ویژگی‌های بارز بازالت‌هایی است که در محیط‌های اقیانوسی و در ژرفای آب دریا سرد شده‌اند. بلورهای کلینوپیروکسن نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل نیز با اندازه‌ای کمتر از ۰/۵ میلی‌متر و فراوانی ۵٪-۱۰٪، اغلب در زمینه سنگ یافت می‌شوند (شکل ۲ح). خمیره سنگ متشکل از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، شیشه و کانی‌های کدر با نسبت‌های متفاوت است. میکروولیت‌های پلاژیوکلاز سرریستی شده، پیروکسن و گاهی اولیوین‌های ایدنگزیتی شده نیز تا حدود ۱۰٪ تا ۲۰٪ به طور پراکنده در خمیره سنگ یافت می‌شوند. کانی‌هایی نظیر کلریت، کلسیت و اپیدوت از فراوان‌ترین کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها می‌باشند. حفرات آمیگدال معمولاً پر شده از کلسیت و کلریت‌اند که بیانگر ماگمای بازالتی حاوی آب و مواد فرار زیاد هستند. در نمونه‌های شمال روستای تمرک برخی تفاوت‌های بافتی با دیگر مناطق به چشم می‌خورد. در این نمونه‌ها بافت بصورت اینترگرانولار بوده و فضای بین

پلاژیوکلازها در مراحل نهایی تبلور بوده و همبستگی منفی بین SiO_2 ، CaO و MgO می‌تواند به عنوان شاخصی بر جدایش تبلور عادی ماگما در نظر گرفته شود. مقدار MnO با افزایش محتوای SiO_2 کاهش نشان می‌دهد، که خود بیانگر تبلور کلنی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیون از ماگماست.

نقاط می‌تواند ناشی از فرایندهای دگرسانی بعدی نیز باشد (تامپسون، ۱۹۸۳). تغییرات عناصر اصلی نسبت به SiO_2 (شکل ۴) نشان می‌دهد که روند کاهش MgO نسبت به SiO_2 می‌تولند به واسطه‌ی تبلور جدایشی کانی‌های فرومنیزین مانند الیون و کلینوپیروکسن باشد. در حالی که کاهش CaO به دلیل شرکت این عنصر در ساختار



شکل ۲. الف: رخنمون دایک‌های دیابازی به میزبانی گابروی‌های ایزوتروپ (صحنه-جنوب شرق روستای سیاه چقا). ب و پ: بافت‌های افیتیک، دولریتی و گلومروپورفیریک و زوناسیون پلاژیوکلاز به همراه حضور کانی‌های کلسیت، اپیدوت و کلریت کانی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در دایک‌های دیابازیک. ت: حضور کانی‌های فرعی و ثانویه دایک‌های دیابازیک ت: رخنمون تیوپ‌های پیلوبازالتی در منطقه هرسین-نورآباد (گشور-تمرک). ج: رخنمون تیوپ‌های پیلوبازالتی در منطقه میانراهان (مسیر روستای سیاه دره). ج: مقطع میکروسکوپی گدازه‌های بازالتی شمال روستای سرماج با بافت میکروولیتیک و گلومروپورفیریک ج: مقطع میکروسکوپی گدازه‌های بازالتی گشور با بافت میکروولیتیک. خ: تصویر میکروسکوپی از شیت فلو در قاعده سکناس خروچی، روستای تمرک و تبلور فتوکریست‌های پلاژیوکلاز و قرارگیری کلینوپیروکسن در فضای بین آن‌ها این گدازه‌ها. (تصاویر میکروسکوپی در PPL و XPL)، علائم اختصاری کانی‌ها از (ویدنی و ایوانز، ۲۰۱۰).



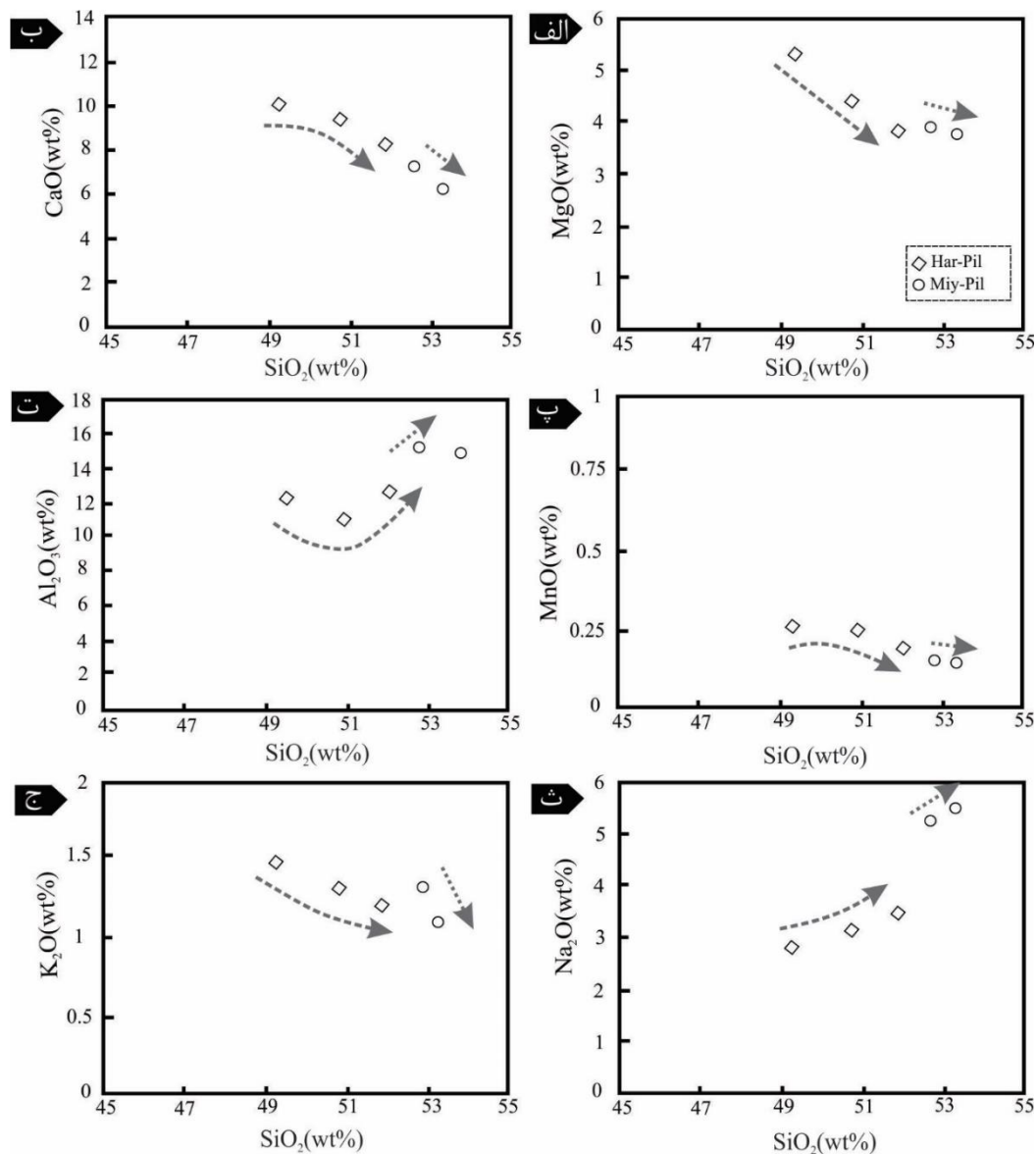
شکل ۳. الف تا ت: تغییرات برخی عناصر اصلی نسبت به MgO در نمونه‌های پیلوبازالتی. (واژه‌های اختصاری Har-Pil: پیلوبازالت هرسین، Miy Pil: پیلوبازالت میانراهان).

از نظر LILE ها (Ba, Cs, Sr, Rb, Ta و Th) دچار تفریق بیشتری شده و یک غنی‌شدگی را به نمایش می‌گذارند. الگوهای نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با مقادیر استاندارد N-MORB سه منطقه تمرک، گشور و میانراهان نشان از غنی‌شدگی در LILE ها (مانند Ba و Rb) دارد. واحد پیلولوآویی گشور دارای مقادیر بالایی از Hf, Nb, Zr, Ta, Th و U می‌باشند و در الگوی بهنجار شده خود یک روند کاهشی را از Ba تا Yb به نمایش می‌گذارد و در مقابل واحد پیلولوآویی تمرک و میانراهان از نظر میزان LILE و LREE ها در مقایسه با HFSE و HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند. مقایسه الگوهای نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با مقادیر استاندارد N-MORB نشان از غنی‌شدگی بیشتری از LILE و LREE در نمونه‌های منطقه گشور نسبت به واحدهای پیلولوآویی تمرک و میانراهان دارد و غنی‌شدگی برخی از LILE مانند Ba و Rb و نیز بعضی از عناصر HFSE مانند Th آشکارا دیده می‌شوند. بررسی الگوهای نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با مقادیر استاندارد کندریت، حاکی غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر سنگین (HREE) در تمامی محدودها است. این روند در مورد الگوی اندازه‌های

مقادیر Na₂O و Al₂O₃ با افزایش محتوای SiO₂ روندی صعودی را به نمایش می‌گذارند. تصور می‌گردد افزایش میزان Na₂O می‌تواند بر اثر پدیده‌های تاثیرگذار بعدی نظیر تعامل بسیار سریع و ناگهانی با آب دریا در زمان انجماد، ایجاد شکستگی در مقاطع عرضی گدازه، تسریع روند اسپیلیتی شدن، بالا رفتن میزان سدیم تجزیه سنگ شده و نهایتاً تبدیل پلاژیوکلازها به آلبیت به وقوع پیوسته باشد. در مقابل مقدار K₂O با افزایش مقدار SiO₂ روند کاهشی داشته که می‌توان این روند صعودی را به وقوع دگرسانی و تحرک در حین دگرگونی کف اقیانوس نسبت داد. در بررسی الگوی توزیع عناصر کمیاب ناسازگار و REE نمونه‌های پیلوبازالتی منطقه هرسین (شامل نمونه Pil-4 از محدوده گشور و نمونه‌های Pil-1 و Pil-2 از محدوده تمرک و میانراهان (نمونه‌های Pil-8 و Pil-10) نسبت به مقادیر N-MORB و کندریت بهنجار شده و الگوی OIB و P-MORB نیز برای مقایسه در این نمودارها ارائه گردیده است. بررسی عناصر فرعی شامل عناصر نادر خاکی و کمیاب در تمامی نمونه‌های انتخابی هرسین و میانراهان نشان می‌دهند که به طور کلی اندازه‌های بالشی مورد مطالعه دارای تفریق اندکی در عناصر نادر خاکی به ویژه در HREE ها بوده، اما

همگن و یا حاکی از مراحل اولیه تفریق بلورین باشد (نیو، ۲۰۰۴).

منطقه گشور نسبت به الگوی نمونه‌های منطقه تمرک و میانراهان شیب بسیار تندتری دارد که می‌تواند بیانگر درجات متفاوت ذوب بخشی یک منشأ گوشته‌ای اساساً



شکل (۴) الف تا ج: تغییرات عناصر اصلی نسبت به SiO₂ در نمونه‌های پیلوبازالتی (واژه‌های اختصاری همانند شکل ۳).

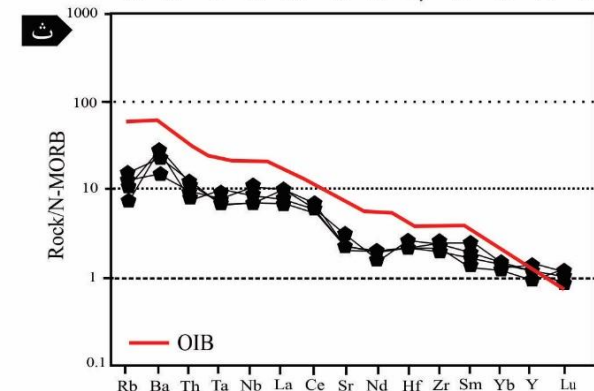
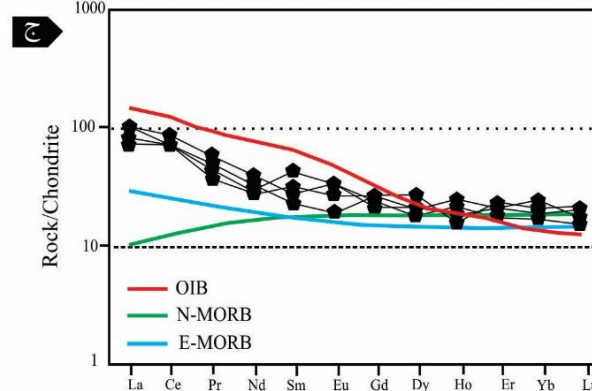
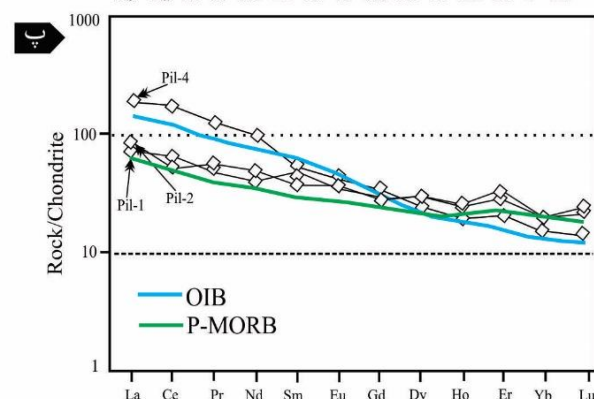
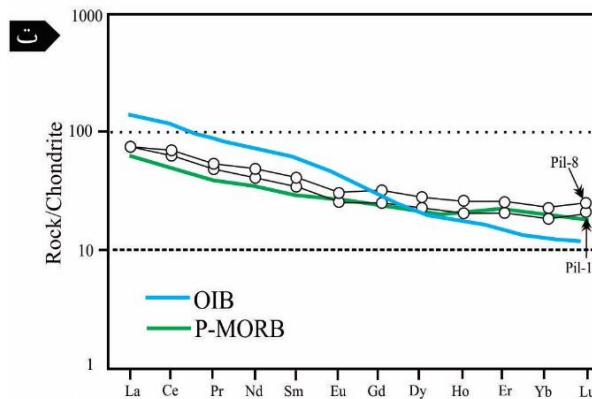
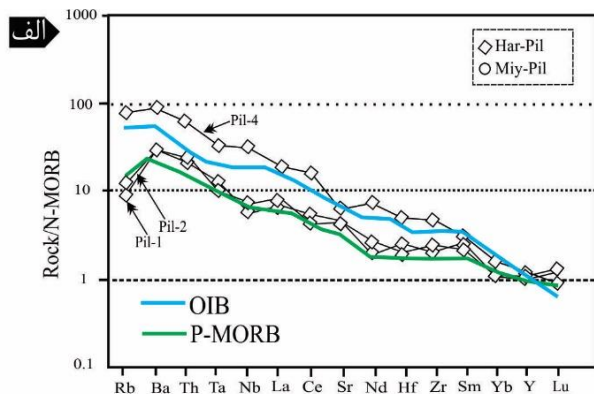
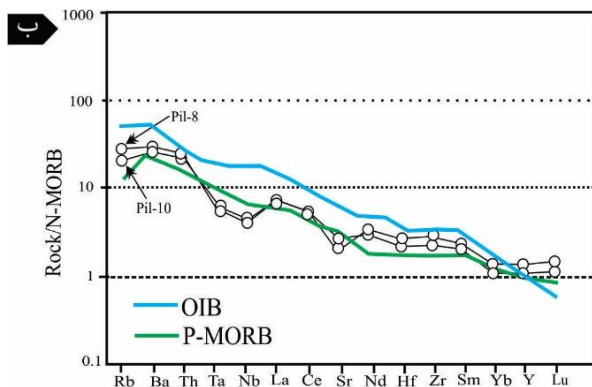
و همکاران، ۲۰۰۶). در واقع شیمی متفاوت این سنگ‌ها را می‌توان ناشی از ماگمای مولد آن‌ها دانست که به شکل زبانه‌هایی از بخش‌های تهی نشده گوشته بالا آمده‌اند. با توجه به شواهد ژئوشیمیایی به دست آمده از نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با مقادیر استاندارد N-MORB و کندریت و نیز نبود تهی‌شدگی مشخص در عنصر Nb در الگوهای هر سه محدوده، می‌توان اذعان داشت که شواهد ژئوشیمیایی سنگ‌ها ذکر شده در خصوص واحد پیلولایبی گشور حاکی از موقعیت جزایر درون صفحه اقیانوسی

الگوهای این نمودارهای عنکبوتی نشان می‌دهد نسبت La_N/Sm_N در نمونه‌های منطقه گشور بیشتر از نمونه‌های مناطق تمرک و میانراهان است. این مقدار در گدازه‌های بالشی منطقه گشور برابر ۵/۸۲ بوده در حالی که در نمونه‌های منطقه تمرک مقدار این نسبت از ۲/۳۲ تا ۳/۶۱ و در منطقه میانراهان از ۳/۰۰ تا ۳/۳۷ در تغییر است. به نظر می‌رسد که غنی‌شدگی نمونه‌های گشور از LREE نسبت به نمونه‌های محدوده تمرک و میانراهان می‌تواند ناشی از ماهیت غنی شده ماگمای گوشته‌ای باشد (پائولیک

(نمودارها ارائه نگردیده‌اند). جهت بررسی تغییرات عناصر کمیاب، از نمودارهای بهنجار شده با میانگین N-MORB و کندریت استفاده شده که نتایج آن در شکل ۵ ث و ج ارائه گردیده است. بررسی الگوهای نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با مقادیر استاندارد N-MORB (سان و مک‌دوناف، ۱۹۸۹) نشان از غنی‌شدگی بالایی از LREE و LILE در نمونه‌های دایکی جنوب صحنه دارد. غنی‌شدگی برخی از LILE ها مانند Ba، Rb و HFSE ها مانند Th در این نمونه‌ها دیده می‌شوند.

یا WPB (OIB) است، این در حالی است که در واحد پیلولوایی تمرک و میانراهان این شواهد ژئوشیمیایی مشابه P-MORB می‌باشد (شکل ۵ الف تا ت).

ب) دایک‌های دیابازیک: نتایج تجزیه ICP-MS نمونه‌های برداشت شده از دایک‌های دیابازیک در جدول ۲ ارائه گردیده است. طرح نتایج تجزیه این سنگ‌ها در نمودار TAS، آکالی در مقابل سیلیس، AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) و $Al_2O_3-FeO-MgO$ (جنسن، ۱۹۷۶) به ترتیب نشان از ترکیب بازالتی، ساب‌آکالن با ماهیت توله‌ایتی، کم پتاسیم و غنی از آهن این نمونه‌ها دارد.



شکل ۵. الف تا ت: الگوی عناصر ناسازگار بهنجار شده با N-MORB و REE بهنجار شده با کندریت برای اندازه‌های بالشی منطقه هر سین (Pil-1 تا Pil-4 از محدوده گشور و Pil-1 و Pil-2 از محدوده تمرک) و میانراهان (Pil-8 و Pil-10). ث و ج: الگوی عناصر ناسازگار بهنجار شده با N-MORB و REE بهنجار شده با کندریت برای دایک‌های دیابازیک جنوب صحنه (مقادیر بهنجار کننده، ترکیب OIB، N-MORB و E-MORB از سان و مک‌دوناف، ۱۹۸۹، و P-MORB از شیلینگ و همکاران، ۱۹۸۳).

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمی سنگ کل گدازه‌های بالشی به روش Fusion ICP-MS

Area	Harsin-Tmark	Harsin-Tmark	Harsin-Gashor	Miyanrahan	Miyanrahan
Locality	N 34° 15' 49"	N 34° 15' 50"	N 34° 14' 39"	N 34° 54' 07"	N 34° 47' 02"
	E 47° 39' 45"	E 47° 39' 47"	E 47° 41' 42"	E 47° 15' 31"	E 47° 15' 53"
Sample	Pil-1	Pil-2	Pil-4	Pil-8	Pil-10
Rock	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte
SiO ₂	۴۹/۳۴	۵۱/۹۶	۵۰/۸۲	۵۲/۳۵	۵۲/۷۴
TiO ₂	۱/۷۸	۲/۲۶	۲/۳۴	۲/۳	۱/۴۸
Al ₂ O ₃	۱۳/۵۲	۱۲/۵۹	۱۰/۹۶	۱۳/۱۸	۱۶/۳۵
FeO*	۱۱/۳۸	۱۲/۸۵	۱۱/۹۵	۱۱/۰۹	۸/۱۲
MnO	۰/۲۳	۰/۲۱	۰/۲۸	۰/۱۶	۰/۱۴
MgO	۵/۳۵	۳/۸۴	۴/۴۳	۳/۸۶	۳/۷۹
CaO	۱۰/۰۵	۸/۲۸	۹/۳۴	۶/۲۶	۷/۲۱
Na ₂ O	۲/۸۲	۳/۴۸	۳/۱۳	۵/۶۷	۵/۶۳
K ₂ O	۱/۵۱	۱/۲۳	۱/۳۲	۱/۰۷	۱/۵
P ₂ O ₅	۰/۵۲	۰/۶۱	۰/۹۴	۰/۳۴	۰/۳۱
L.O.I.	۳/۴۸	۲/۸۱	۴/۴۱	۲/۵	۳/۵۷
Total	۹۹/۹۸	۱۰۰/۱۲	۹۹/۹۲	۹۹/۷۸	۱۰۰/۸۴
Mg#	۴۵/۶	۳۴/۷	۳۹/۷	۴۰/۸	۴۸
Ba	۱۸۲	۱۷۹	۵۶۲	۹۴	۲۴۷
Ce	۴۰/۷	۳۴/۱	۱۶۷/۴	۴۲/۲	۴۰/۳
Co	۳۳	۳۷	۱۷	۳۲	۲۴
Cr	۲۸	۳۵	۱۰۳	۴۶	۳۹
Cu	۸۰	۱۱۰	۴۰	۳۰	۱۰
Dy	۶/۳۲	۶/۸۲	۶/۵۴	۷/۶۶	۵/۸۴
Er	۵/۴۳	۵/۳۴	۴/۹۵	۴/۴۵	۳/۵۲
Eu	۲/۶۴	۲/۱۲	۲/۶۴	۱/۸۹	۱/۵۳
Gd	۷/۱	۶/۳	۷/۴	۷/۱	۵/۱
Hf	۶/۱	۵/۵	۱۰/۲	۵/۳	۴/۶
Ho	۱/۴	۱/۳	۱/۱	۱/۶	۱/۲
La	۱۶/۸	۱۹/۳	۴۸/۶	۱۸/۷	۱۸/۴
Lu	۰/۵۲	۰/۵۷	۰/۴۳	۰/۶۶	۰/۵۳
Nb	۱۳	۵۲	۷۵	۹	۹
Nd	۱۳/۶۲	۲۷/۴۴	۵۵/۱۶	۲۴/۲۱	۲۰/۹۴
Ni	۳۲	۳۷	۲۳	۴۳	۲۴
Pr	۴/۶۶	۵/۱۷	۱۳/۲۴	۵/۳۹	۴/۹۱
Rb	۵	۷	۴۵	۲۱	۳۲
Sc	۳۶	۳۲	۲۰	۱۹	۱۵
Sm	۷/۲۳	۵/۳۴	۸/۳۴	۶/۲۳	۵/۴۵
Sr	۳۷۵	۴۱۰	۴۴۰	۱۶۹	۲۵۲
Ta	۱/۷	۱/۱	۴/۵	۰/۸	۰/۷
Tb	۰/۹	۱/۱	۱/۲	۱/۲	۰/۸
Th	۲/۵	۲/۷	۱۶/۴	۴/۵	۴/۶
Tm	۰/۵۸	۰/۶۴	۰/۵۲	۰/۶۱	۰/۵۱
U	۰/۸	۰/۶	۱/۲	۰/۷	۱/۴
V	۳۲۹	۳۸۵	۱۱۲	۲۶۹	۱۵۹
Y	۲۹	۴۳	۳۳	۳۶	۳۰
Yb	۳/۱۲	۳/۳۳	۲/۸۵	۴/۱۵	۳/۲۲
Zn	۲۸۳	۳۴۲	۴۲۴	۱۰۰	۸۰
Zr	۱۴۷	۳۴۲	۲۵۲	۲۱۵	۱۹۴

L.O.I. = Loss-on-ignition, (Mg# [Mg# = molar Mg/(Mg+Fe)×100]) وزهای اختصاری:

صحنه ویژگی خوبی برای میزان دگرسانی است. اما بررسی الگوهای نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با مقادیر استاندارد کندریت غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر سنگین (HREE) را نشان می‌دهند.

نمونه‌های دایکی مقدار TiO₂، P₂O₅، Zr و Y متوسط تا زیاد بوده و مقدار Hf، Ta پایین است. از آنجا که شرایط دگرسانی دمای پایین در بازالت‌های میان اقیانوسی باعث تغییراتی در عناصر مختلف، به خصوص عناصر متحرک می‌شود لذا غنی‌شدگی در میزان Ba در نمونه‌های دایکی

جدول ۲. نتایج تجزیه شیمی سنگ کل نمونه‌های دایکی به روش Fusion ICP-MS

Area	Sahneh	Sahneh	Sahneh	Sahneh
Locality	34° 23' 53"N	34° 23' 51"N	34° 23' 44"N	34° 23' 50"N
	47° 41' 12"E	47° 41' 28"E	47° 42' 42"E	47° 41' 33"E
Sample	Dy-1	Dy-2	Dy-3	Dy-5
Rock	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte
SiO ₂	۶۴/۴۸	۸۳/۴۸	۵۶/۴۹	۴۹/۰۳
TiO ₂	۹۴/۱	۱۲/۲	۷۸/۱	۸۷/۱
Al ₂ O ₃	۷۵/۱۳	۰۹/۱۴	۵۳/۱۳	۴۹/۱۴
FeO*	۳۲/۱۲	۱/۱۳	۷۶/۱۲	۶۴/۱۲
MnO	۱۷/۰	۱۵/۰	۱۸/۰	۱۹/۰
MgO	۳۳/۷	۹۴/۶	۷۱/۸	۴۱/۸
CaO	۵۶/۱۰	۳۲/۱۰	۰۳/۹	۸/۹
Na ₂ O	۶۷/۲	۰۵/۲	۱/۳	۱۵/۲
K ₂ O	۲۳/۰	۴۱/۰	۱۹/۰	۳۱/۰
P ₂ O ₅	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱	۱/۰
L.O.I.	۲۲/۲	۸۲/۱	۱۴/۱	۱۹/۱
Total	۹۴/۹۹	۹۶/۹۹	۰۸/۱۰۰	۱۸/۱۰۰
Mg#	۱/۵۴	۲/۵۱	۴/۵۷	۸/۵۶
Ba	۱۶۸	۱۷۲	۹۷	۱۴۸
Ce	۷/۴۳	۲/۵۱	۹/۴۴	۸/۴۱
Co	۴۳	۳۵	۴۵	۴۱
Cr	۴۱۳	۴۵۸	۵۰۲	۴۷۷
Cu	۱۳۰	۱۴۰	۱۱۰	۱۳۰
Dy	۸۴/۶	۵۴/۴	۳۳/۵	۵۳/۵
Er	۸۵/۳	۹۳/۲	۵۴/۳	۶۵/۳
Eu	۸۸/۰	۹۳/۱	۶/۱	۰/۱۲
Gd	۴/۵	۹/۴	۷/۵	۵/۴
Hf	۱/۴	۳/۴	۲/۵	۵/۴
Ho	۹/۰	۲/۱	۴/۱	۱/۱
La	۴/۱۹	۷/۲۳	۱/۲۵	۴/۱۷
Lu	۵۴/۰	۳۹/۰	۴۸/۰	۵۱/۰
Nb	۱۹	۱۶	۲۶	۱۷
Nd	۶۳/۱۳	۸۴/۱۴	۴۲/۱۲	۳۶/۱۴
Ni	۵۴	۶۲	۷۸	۳۶
Pr	۴۵/۳	۷۳/۴	۵۱/۳	۰۳/۴
Rb	۴	۶	۷	۹
Sc	۵۴	۴۸	۳۸	۴۴
Sm	۵۲/۳	۲۳/۴	۸۴/۴	۶۳/۳
Sr	۲۱۰	۱۹۷	۲۷۵	۱۹۳
Ta	۲/۱	۹/۰	۱/۱	۹/۰
Tb	۳/۱	۹/۰	۱	۱/۱
Th	۹/۰	۳/۱	۱/۱	۵/۱
Tm	۵۴/۰	۵۹/۰	۴۷/۰	۳۹/۰
U	۱/۰	۳/۰	۱/۰	۴/۰
V	۳۱۴	۲۹۸	۳۴۲	۳۳۸
Y	۲۶	۳۳	۳۷	۴۰
Yb	۶۲/۳	۲۳/۴	۷۴/۴	۱۷/۴
Zn	۸۹	۱۱۰	۹۳	۷۹
Zr	۱۵۳	۱۳۹	۱۷۵	۱۸۳

واژه‌های اختصاری: (Mg# [Mg# = molar Mg/(Mg+Fe)×100]). L.O.I. = Loss-on-ignition.

دست آمده از نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با مقادیر استاندارد N-MORB و کندریت برای دایک‌های دیابازیک مورد بررسی نشان از آن دارد که این سنگ‌ها دارای موقعیت تکتونوماگمایی جزایر درون صفحه اقیانوسی

نسبت La_N/Sm_N در نمونه‌های دایکی از ۱/۶۹ تا ۳/۶۱ در تغییر است. به نظر می‌رسد که غنی‌شدگی نمونه‌های دایکی از LREE می‌تواند به دلیل ماهیت غنی شده ماگمای گوشته‌ای باشد (پائولیک و همکاران، ۲۰۰۶). شواهد به

(OIB) بوده و وابستگی به محیط تشکیل فرافروانشی ندارند.

بحث و بررسی

بنا به پیشنهاد گلینی (۲۰۰۰) زون سنندج - سیرجان که هسته دگرگونی زون تصادم قاره‌ای زاگرس در غرب ایران را تشکیل داده است، بیانگر یک قطعه قاره‌ای ریفت شده از حاشیه جنوبی عمان است که توسط لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس از بلوک قاره‌ای لوت در شمال جدا می‌شده است. بر این اساس برخی محققین معتقدند خرده قاره سنندج - سیرجان به همراه خرده قاره‌هایی نظیر هلمند و هرات در اثر ریفتینگ پرموتریاس (علیرضایی و حسن‌زاده، ۲۰۱۲) از شمال شرق گندوانا جدا شده و از جنوب تتیس به جنوب اوراسیا متصل گردیده‌اند، هر چند که روبرتسون و همکاران (۲۰۰۷) معتقدند که بین جزئیات موجود در عمان و زون سنندج - سیرجان انطباقی وجود ندارد.

بنا به نظر مودرئو و همکاران (۲۰۱۲) فرورانش نئوتتیس به زیر ورقه اوراسیایی که از ۱۵۰ میلیون سال قبل‌تر از تصادم نهایی آغاز گردیده با وقوع ماگماتیسیم نوع آندی در زون سنندج - سیرجان در زمان تریاس - ژوراسیک همراه بوده است (وایت چرچ و همکاران، ۲۰۱۳؛ ساکانی و همکاران، ۲۰۱۳). بربریان و کینگ (۱۹۸۱) تاریخ شروع تصادم بین ورقه‌های عربی - اوراسیایی را ۶۴~ میلیون سال قبل (که به عنوان پایان فرارانش افیولیت‌ها در نظر گرفته می‌شود) تا ۵~ میلیون سال قبل (که به عنوان ناپیوستگی زاویه‌دار بین سازند کنگلومرای بختیاری و سازند زیرین آن یعنی آغاچاری در نظر گرفته می‌شود) عنوان نمودند. نقشه‌های پالئوکتونیک عربی - اوراسیایی ارائه شده حاکی از آنند که تصادم می‌بایست در خلال میوسن رخ داده باشد (اوکای و همکاران، ۱۰۱۰) که با توجه به شواهد زمین‌شناسی به دست آمده این زمان با بسته شدن نهایی اقیانوس نئوتتیس بین ورقه‌های عربی و اوراسیایی در ۲۰~ میلیون سال قبل در خط درز بتلیس تا شمال غرب زاگرس سازگار است. در شمال غرب زاگرس رسوب‌گذاری سازند کربناته شهبازان در ۳۴~ میلیون سال قبل به عنوان شروع رخداد فرونشست حوزه زاگرس در نظر گرفته شده است و همچنین رسوب‌گذاری ناپیوسته کربنات‌های سازند آسماری بر روی سازندهای قدیمی‌تر شهبازان و جهرم به

سمت شمال و نیز جوان‌تر شدن سازند آسماری به سمت مناطق فورلند به عنوان مهاجرت مرکزیت حوزه رسوبگذاری به سبب گسترش فرآیند تراستینگ تفسیر شده و این سازند را به عنوان یک سازند سین کولیزیون معرفی نموده‌اند (مودرئو و همکاران، ۲۰۱۲). به اعتقاد این محققین شواهد چینه‌شناسی و رسوبی و همچنین سن ماگماتیسیم وابسته به قوس در خرده قاره ایران حاکی از این است که شروع تصادم در ۳۴ میلیون سال قبل و بسته شدن نهایی نئوتتیس در ۲۰ میلیون سال قبل حادث گردیده است. البته در این میان یک دوره طولانی انتقال وجود داشته که بیانگر تغییر از حالت زیرراندگی در حاشیه ورقه قاره‌ای عربی به شروع ضخیم‌شدگی پوسته‌ای لیتوسفر عربی است. زمان‌هایی نظیر کرتاسه پایانی (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱) ائوسن پایانی - الیگوسن (بالاتو و همکاران، ۲۰۱۱) و حتی تا اواخر ائوسن (آوه و همکاران، ۲۰۱۶) از سن‌های ارائه شده‌ای می‌باشد که برای بسته شدن نئوتتیس عنوان گردیده است. با جمع‌بندی این مطالب به نظر می‌رسد فرضیه‌های مختلف پیشنهادی اساساً با هم مشابه‌اند و تفاوت اصلی آن‌ها در زمان وقوع رخدادهایی است که در حوزه نئوتتیس از پرمین پایانی تا کنون رخ داده است. به اعتقاد ریکو و برود (۱۹۷۷) از نظر تکنیکی افیولیت‌های کرمانشاه بقایای مجزایی از گسترش آهسته‌ی قلمروی اقیانوسی ائوسن و پشت قوس (وایت چرچ و همکاران، ۲۰۱۳) هستند که درست پیش از برخورد بین صفحات عربی و اوراسیایی به صورت یک منطقه انتقال اقیانوس - قاره موجود بوده (روبل - داوو و همکاران، ۲۰۱۰) و در خلال ریفتینگ ورقه عربی شکل گرفته و یا به عنوان یک افیولیت سوپراسابداکشن بوجود آمده‌اند. نتایج اخیر به دست آمده از شیمی کانی و سنگ سنگ‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی کرمانشاه نیز بوضوح شواهدی دال بر پسماند بودن پریدوتیت‌ها، تهی‌شدگی از عناصر ناسازگار نسبت به گوشته مورب تهی شده^۱ DMM (ورکمن و هارت، ۲۰۰۵) و شکل‌گیری از ماگماهای بونینیتی جلوی قوس به نمایش گذاشته و نشان از تشکیل در محیط قوس در موقعیت فرافروانشی (SSZ) دارند (مرادپور و همکاران، ۲۰۱۷)

به پیشنهاد ساکانی و همکاران (۲۰۱۳) همزمان با توقف گسترش بستر اقیانوس نئوتتیس یک فرورانش درون

¹ Depleted MORB Mantle

لذا بر اساس نتایج به دست آمده شاید بتوان گفت تدوین یک الگوی تکتونوماگمایی ساده برای توجیح شکل‌گیری افیولیت‌های کرمانشاه به نحوی که بتواند تمامی مجموعه‌های متفاوت سنگی موجود در این مجموعه را توضیح دهد امر ساده‌ای نباشد، اما بطور کلی شواهد بیانگر آن است که جنوب نئوتتیس ممکن است بصورت یک حاشیه ریفتی حدواسط بوده و ریفتینگ غیرمقارن موجود در آن شرایط رخنمون گوشته فوقانی زیرین قاره‌ای را مهیا نموده و لذا این موضوع سبب گردیده در افیولیت‌های مورد بررسی حالتی حدواسط بین افیولیت‌های حاشیه قاره و پلوم بروز نماید. بر این اساس می‌توان اذعان داشت که سنگ‌های ذکر شده و حتی دیگر سنگ‌های موجود از نظر زمین‌ساختی در شرایط مشابهی شکل نگرفته‌اند و به همین دلیل است که الگوهای عناصر LREE و HREE آن‌ها دال بر مخلوط شدگی‌های مختلف بین خاستگاه‌های استنوسفری است. لذا می‌توان اذعان داشت که افیولیت‌های منطقه کرمانشاه بیانگر حالت خاصی از یک دنباله افیولیتی هستند، به گونه‌ای که مطالعات ژئوشیمیایی دال بر آنند که شکل‌گیری این افیولیت‌ها از عوامل زمین‌ساختی و ژئوشیمیایی مختلفی متأثر بوده است.

نتیجه‌گیری

بر اساس تفسیر نمودارهای عنکبوتی، تکتونوماگماتیک و فقدان تهی‌شدگی Nb در الگوهای بهنجار شده، می‌توان به این نتیجه رسید که ماگمای سازنده توالی خروجی محدوده هرسین و میانراهان، از ذوب بخشی گوشته غنی‌شده به وجود آمده است. بررسی الگوها در نمودارهای عنکبوتی محدوده‌های تمرک و میانراهان نشان می‌دهد که این گدازه‌ها قابل مقایسه با بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی N-MORB نبوده و بیشتر خصوصیات P-MORB تا T-MORB را نشان می‌دهند. این ویژگی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این گدازه‌ها در فاصله دورتری از محور کافت اقیانوسی و در بخش‌های کناری آن یعنی میانه قطعات اقیانوسی^۲ و یا در امتداد گسل‌های ترانسفورم تشکیل شده‌اند. به نظر می‌رسد که تشکیل گدازه‌های بالشی در منطقه گشور، با زبانه‌های پلوم غنی‌شده و بر آمده از گوشته در ارتباط بوده است که سبب غنی‌شدگی بیشتر

اقیانوسی با شیبی به سمت شمال شرق در نزدیکی حاشیه شمالی عربی در کرتاسه پایانی به وقوع پیوسته است. در خصوص زمان آغاز این فرورانش اجماعی وجود ندارد به گونه‌ای که دزموند و بکالووا (۱۹۸۳) کرتاسه پایانی، آگارد و همکاران (۲۰۱۱) کرتاسه آغازین و قاسمی و تالبوت (۲۰۰۶) کرتاسه میانی را پیشنهاد دادند. بر اساس نظر برخی محققین فرورانش درون اقیانوسی تا هنگام تصادم گودال با حاشیه شمالی عربی در کرتاسه پایانی باقی مانده است و سپس افیولیت‌ها بر روی حاشیه قاره‌ای عربی جایگزین شده‌اند، پس از کرتاسه پایانی نیز فعالیت ماگمایی در قسمت جنوبی ادامه یافته و حاشیه نوع آندی بلوک سنندج - سیرجان با تولید سنگ‌های ولکانیک کالکواکالن و آلکالن که اوج آن در ائوسن بوده وجود داشته است. طبق نظر آگارد و همکاران (۲۰۱۱) برای وقوع فرورانش درون اقیانوسی نئوتتیس در کرتاسه پایانی، لزومی ندارد گسترش بستر اقیانوسی متوقف شده باشد. لذا بر اساس این نظریه پذیرش موضوع شکل‌گیری افیولیت‌های SSZ نظیر هارزبورژیت‌های تهی‌شده گوشته‌ای ورقه صحنه، هرسین - نورآباد و میانراهان و همراه بودن فرورانش با گسترش یک قوس درون اقیانوسی که در بالا به آن اشاره شد، بسیار تقویت می‌گردد. شواهد پترولوژیکی به دست آمده نشان می‌دهد هارزبورژیت‌های تهی‌شده در افیولیت‌های مورد بررسی صحنه، هرسین - نورآباد و ورقه میانراهان بیانگر گوشته باقی مانده پس از خروج حدود ۲۰٪ مذاب بونینیتی است که می‌توانسته با مرحله قوس درون اقیانوسی همراه شده باشد (مرادپور و همکاران، ۲۰۱۷؛ ساکانی و همکاران، ۲۰۱۳).

از نظر سنی مرحله اول اقیانوس‌زایی نئوتتیس مشخصاً با تشکیل مورب‌های غنی‌شده و بازالت‌های درون صفحه‌ای (WPB) مشخص می‌شده است. این شواهد مورب که در سنگ‌های پیلوبازالتی مناطق هرسین - نورآباد و میانراهان و دایک‌های جنوب صحنه ثبت شده است، حکایت از وقوع ذوب بخشی یک منشاء غنی‌شده نوع OIB داشته که شرایط تولید بازالت‌های آلکالن منطقه گشور و دایک‌های دیابازیک را فراهم آورده و در مقابل ذوب بخشی گوشته نوع MORB که بصورت هتروژن حاوی اجزاء OIB بوده، موجب تولید P-MORB ها در مناطق تمرک و میانراهان گردیده است.

- forelandbasin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran, *Geological Society of America Bulletin*, 123: 106–131.
- Berberian, M., King, G. C. P (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210–265.
- Braud, J (1978) Geological map of Kermanshah 1/250000 scale. Tehran: Geological Survey of Iran.
- Desmons, J., Beccaluva, L (1983) Mid-ocean ridge and island-arc affinities in ophiolites from Iran: palaeographic implications: complementary reference, *Chemical Geology*, 39: 39–63.
- Dilek, Y., Furnes, H (2011) Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere, *Geological Society of America Bulletin*, 123: 387–411.
- Ghasemi, A., Talbot, C. J (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26: 683–693.
- Glennie, K. W (2000) Cretaceous tectonic evolution of Arabia's eastern plate margin: a tale of two oceans, in *Middle East models of Jurassic/Cretaceous carbonate systems*, SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, 69: 9–20.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Can. Journal of Earth Sciences*, 8: 523–546.
- Jensen, L. S (1976) A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks, Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper 66.
- Niu, Y (2004) Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. *Journal of Petrology*, 45: 2423–2458.
- Moradpour, A., Zarei Sahamieh, R., Ahmadi Khalaji, A., Sarikhani, R (2017) Textural records and geochemistry of the Kermanshah mantle peridotites (Iran): implications for the tectonic evolution of southern Neo-Tethys, *Journal of Geosciences*, 62: 165–186
- Mouthereau, F., Lacombe, O., Vergés, J (2012) Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence, *Tectonophysics*, 532 (5): 27–60.
- Okay, A. I., Zattin, M., Cavazza, W (2010) Apatite fission-track data for the Miocene Arabia–Eurasia collision, *Geology*, 38: 35–38.
- Paulick, H., Bach, W., Godard, M., De Hoog, J. C. M., Suhr, G., Harvey, J (2006) Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15°20'N, ODP Leg 209): implications for fluid/rock interaction in slow spreading
- از LREE، LILE و برخی از HFSE در الگوهای بهنجار شده با مقادیر استاندارد شده و لذا خصوصیات بازالت‌های جزایر اقیانوسی OIB را نشان داده‌اند. مقایسه داده‌های حاصل از فراوانی عناصر نادر خاکی تجزیه‌ی شیمیایی سنگ کل دایک‌های دیابازیک جنوب صحنه با میانگین N-MORB و کندریت نیز نشان می‌دهند این دایک‌ها از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) نسبت به عناصر قدرت میدان بالا (HFSE) و حدود ۱۰ برابر کندریت‌ها از EE ها غنی‌ترند و در Th و Rb غنی‌شدگی کمتری را نسبت به Ba بیشتری نشان داده و الگوی آن‌ها از الگوی ژئوشیمیایی بازالت‌های جزایر اقیانوسی OIB تبعیت می‌کنند. غنی‌شدگی از LILE نسبت به HFSE در این دایک‌ها نشان می‌دهد که احتمالاً علاوه بر سازندگان گویسته فوقانی مواد پوسته‌ای نیز در آن‌ها دخالت داشته‌اند.

منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., Wortel, R (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process, *Geological Magazine*, 148: 692–725.
- Alirezaei, S., Hassanzadeh, J (2012) Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobot granite, Sanandaj–Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran, *Lithos*, 151: 122–134.
- Allahyari, K., Saccani, E., Rahimzadeh, B., Zeda, O (2014) Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve-Abad (Sawlava) ophiolites (Kurdistan, NW Iran): new evidence for boninitic magmatism in intra-oceanic forearc setting in the Neo-Tethys between Arabia and Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 79: 312–328.
- Ao, S., Xiao, W., Khalatbari Jafari, M., Talebian, M., Chen, L., Wan, B., Ji, W., Zhang, Z (2016) U–Pb zircon ages, field geology and geochemistry of the Kermanshah ophiolite (Iran): From continental rifting at 79 Ma to oceanic core complex at ca. 36 Ma in the southern Neo-Tethys, *Gondwana Research*, 31: 305–318.
- Aswad, K. J. A., Aziz, N. R. H., Koyi, H. A (2011) Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petrotectonic history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq, *Geological Magazine*, 148: 802–818.
- Ballato, P., Uba, C. E., Landgraf, A., Strecker, M. R., Sudo, M., Stockli, D., Friedrich, A., Tabatabaei, S. H (2011) Arabia–Eurasia continental collision: insights from late Tertiary

- the Arabian margin in the Zagros (Kermanshah area, Iran). *Arabian Journal of Geosciences*, 3: 499–513.
- Zarei Sahamieh, R., Moradpour, A (2015) Geochemistry and petrology of Harsin-Sahneh ophiolitic complex (NE of Kermanshah-west of Iran) an evidence of Southern Neo-Tethys Ocean tectonic, *Arabian Journal of Geosciences*, 8: 8347–8360.
- environments *Chemical Geology*, 3 (4): 179–210.
- Rafia, R., Shahidi, A (1999) Geological map of Mianrahan 1/100000 scale. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Shilling, J. G., Zajac, M., Evans, R., Johnston, T., White, W., Devine, J. D., Kingsley, R (1983) Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge. *American Journal of Science*, 283: 510–586.
- 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* Geological Society of London Special Publication, 42: 313–345.
- Ricou, L. E., Braud, J., Brunn, J. H (1977) *Le Zagros. Livre à la Mémoire de Albert F. de Lapparent.* Soc, Geologique de France, *Mémoire hors-série*, 8: 33–52.
- Robertson, A. H. F., Parlak, O., Rızaoğlu, T., Ünlügenç, Ü., İnan, N., Tasli, K., Ustaömer, T., (2007) Tectonic evolution of the South Tethyan ocean: evidence from the Eastern Taurus Mountains (Elazığ region, SE Turkey), *Geological Society, London, Special Publications*, 272: 231–270.
- Saccani, E., Allahyari, K., Beccaluva, L., Bianchini, G (2013) Geochemistry and petrology of the Kermanshah ophiolites (Iran): implication for the interaction between passive rifting, oceanic accretion, and OIB-type components in the Southern Neo-Tethys Ocean, *Gondwana Research*, 24: 392–411.
- Shahidi, M., Nazari, H (1997) Geological map of Harsin 1/100000 scale. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Thompson, G (1983) Basalt–seawater interaction, in: P. A. Rona, K. B. Bostrom, L. Laubier, K. L. Smith, Jr. (Eds.), *Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers*, Plenum Press, New York, 225–278.
- Whitechurch, H., Omrani, J., Agard, P., Humbert, F., Montigny, R., Jolivet, L (2013) Evidence for Paleocene–Eocene evolution of the foot of the Eurasian margin (Kermanshah ophiolite, SW Iran) from back–Arc to arc: implications for regional geodynamics and obduction, *Lithos*, 182 (183): 11–32.
- Whitney, D. L., Evans, B. W (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 185–187.
- Workman, R. K., Hart, S. R (2005) Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM), *Earth and Planetary Science Letters*, 231: 53–72.
- Wrobel-Daveau, J. C., Ringenbach, J. C., Tavakoli, S., Ruiz, G., Masse, P., Frizonde Lamotte, D (2010) Evidence for mantle exhumation along

Evidences of undependence of pillow basalt and dyke swarm of Nurabad-Miyanrahan Ophiolite (Kermanshah) to suprasubduction zone

A. Moradpour

Assist. Prof., of Agricultural and Natural Resources Research and Education Center of Kermanshah, AREEO, Kermanshah, Iran

* alimoradpour9@gmail.com

Recieved: 2021/5/9 Accepted: 2021/9/28

Abstract

The pillow lavas and dyke swarm of Harsin-Nurabad and Miyanrahan are part of Kermanshah Ophiolite complex. Diabasic dykes with ophitic, doleritic and glomeroporphyritic textures consist of zoned plagioclase and clinopyroxen and pillow lavas have intergranular and microporphyritic textures with hyalomicroclitic matrix and consist of plagioclase, augite-diopside and pseudomorph olivines. The results of N-MORB-normalized multielement and chondrite-normalized REE patterns indicate that these rocks not formed in supra-subduction zone but overall geochemistry of Gashor pillow basalt and diabasic dykes resembles that of alkaline basalts generated at within-plate ocean island settings (OIB), meanwhile Tamark and Miyanrahan pillow basalt show P-MORB geochemical signature. MORB evidence in studied rocks is interpreted to be the partial melting of an OIB-type enriched source led to the production of the Gashor and diabasic dykes alkaline basalts whereas the partial melting of MORB-type mantle heterogeneously modified by OIB-type components resulted in the production of Tamark and Miyanrahan P-MORBs. Therefore, it may be considered that, southern Neo-Tethys was characterized by an intermediate rifted margin type where asymmetrical rifting, exhumed sub-continental upper mantle provided combination of continental margin- and plume-type in the investigated ophiolites.

Keywords: Pillow basalt, Dyke swarm, Harsin-Miyanrahan, Kermanshah, Neo-Tethys