

سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های گابرویی چشمه درازه، شمال هرسین، مجموعه افیولیتی کرمانشاه

فریبا جمشیدی^{۱*}، طیبه خاکسار^۲، وحید احدنژاد^۱، فرامرز سهرابی^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۱۲/۱۵، نسخه نهایی: ۱۴۰۴/۱/۲۳)

چکیده: سنگ‌های گابرویی چشمه درازه شمال هرسین بخشی از مجموعه افیولیتی کرمانشاه به شمار می‌رود. این سنگ‌ها به صورت لایه‌ای دیده می‌شوند و شامل کانی‌های اصلی الیون، پیروکسن، پلاژیوکلاز، آمفیبول و کانی‌های فرعی چون زیرکن و آپاتیت هستند. بافت غالب در این سنگ‌ها دانه ای، بین دانه ای و پورفیری است. نتایج تحلیل‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای سری ماگمایی تولییتی تا حدواسط غنی از منیزیم هستند. الگوی پراکندگی چند عنصری بهنجار شده نسبت به ترکیب بازالت‌های پشته میان اقیانوسی عادی (N-MORB)، غنی شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREEs) و سنگ دوست بزرگ یون (LILEs) و تهی-شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE; Nb, Ta, Ti) را نشان می‌دهد. برپایه عناصر کمیاب، ماگمای خاستگاه این سنگ‌ها از ذوب بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای دگرنهاده شده در گستره پایداری اسپینل تشکیل شده است. بر اساس داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌کل، این ماگماها از نوع تولییتی تا حدواسط با ویژگی‌های جزایر کمانی و مقداره پایین تیتانیوم هستند که در ارتباط با بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در اواخر دوره کرتاسه، در یک محیط فرورانشی تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: زمین‌شیمی، گابرو، تولییت جزایر کمانی، هرسین، افیولیت کرمانشاه.

مقدمه

افیولیت‌ها در لبه‌ی جنوبی کرانه غیرفعال تتیس در اواخر کرتاسه رخ داده است [۲]. به ویژه، این جانشینی در ناحیه‌ی عمان در زمان سانتونین و در شمال غرب زاگرس در دوره‌ی مائستریشتین رخ داده است [۳]. در واقع می‌توان گفت که پهنه‌های ساختاری سنندج-سیرجان، که دارای سنگ‌های دگرگونی فراوان هستند، و کمان ماگمایی ارومیه-دختر (شکل ۱ الف) برآمده از فرورانش نئوتتیس با شیب شمال شرقی به زیر قاره‌ی ایران هستند [۱]. شواهد در ارتباط با این فرورانش و برخورد قاره‌ای همزمان با آن در منطقه، با قرارگیری افیولیت‌های نیریز و کرمانشاه در راستای راندگی اصلی زاگرس [۱، ۴، ۵] که با نام پهنه خرد

پهنه‌ی زمین‌درز زاگرس که از مرز ایران و ترکیه آغاز شده و تا شمال تنگه‌ی هرمز ادامه می‌یابد، بخش کلیدی از کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیا را تشکیل می‌دهد و شامل چندین افیولیت مهم ایران، از جمله افیولیت مورد بررسی در این پژوهش است. دگرگونی‌های زمین پویا در این کمربند اغلب با گشایش و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس میان صفحه‌های ایران و عربستان و فرورانش این پوسته به زیر لبه‌ی فعال قاره‌ای ایران با شیب شمال شرقی ارتباط داده شده‌اند [۱]. با این حال برخی پژوهشگران، زمان آغاز فرورانش را ژوراسیک پسین در نظر گرفته و بر این باورند که فرارانش و قرارگیری

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۸۳۷۰۲۴۲۷، پست الکترونیکی: jamshidi2498@pnu.ac.ir

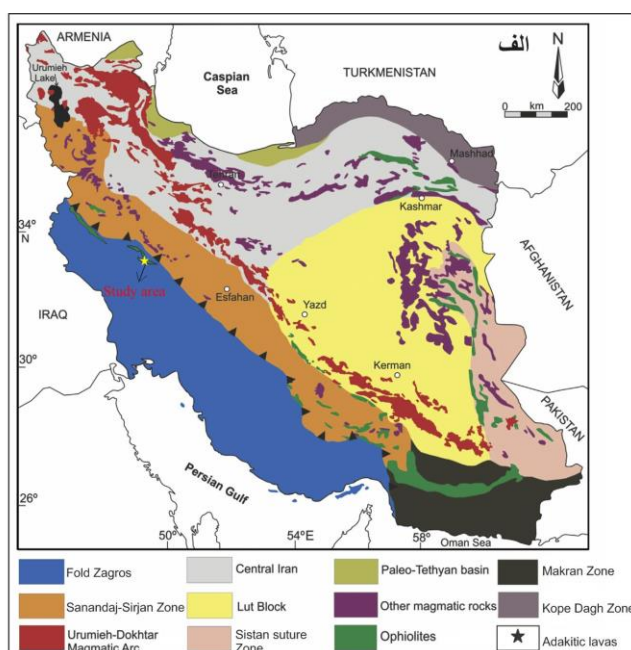
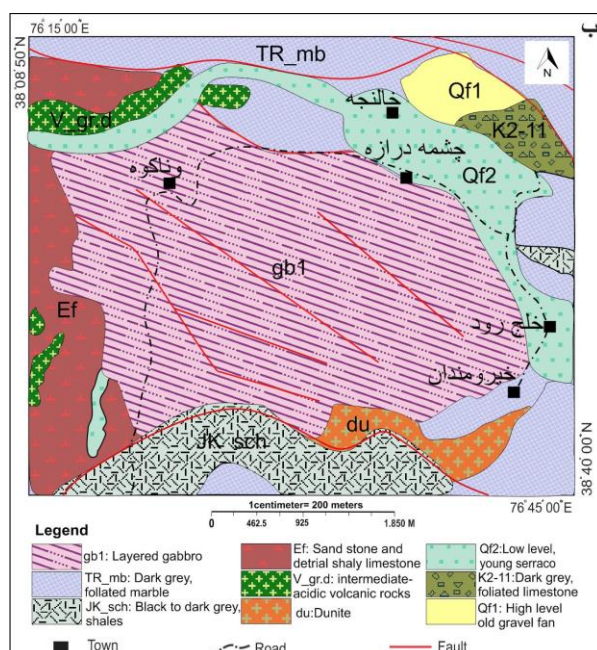


افیولیت‌ها نقش مهمی در شناسایی خاستگاه زمین‌ساختی ماگماها و بازسازی تاریخچه‌ی نواحی اقیانوسی دارد [۸]. در میان اجزای مافیک، گابروها اهمیت ویژه‌ای دارند که در نتیجه‌ی تبلور بخشی از ماگما درون آشیانه‌ی ماگمایی شکل گرفته‌اند. این گابروها بسته به موقعیت خود در آشیانه، به دو دسته تقسیم می‌شوند: ۱. گابروهای تشکیل‌شده در بخش‌های عمقی‌تر و ۲. گابروهای تشکیل‌شده در قسمت‌های بالاتر که اغلب با دایک‌های ورقه‌ای همراه هستند. افیولیت‌ها اطلاعات ارزشمندی در زمینه‌ی روندهای زمین پویا، ویژگی‌های زمین شیمیایی و سنگ‌شناسی حوضه‌های اقیانوسی قدیمی و مناطق کرانه آن‌ها در اختیار می‌گذارند. از این رو، تمرکز این پژوهش بر تحلیل‌های سنگ‌شناسی و زمین شیمی جدید از سنگ‌های گابرویی منطقه‌ی هرسین است.

مجموعه افیولیتی شمال هرسین بخشی از توالی‌های افیولیتی پهنه جوش‌خورده‌ی زاگرس به‌شمار می‌آید و در ۵۵ کیلومتری شرق کرمانشاه و نواحی جنوب و جنوب‌شرق شهرستان صحنه رخنمون دارد. این مجموعه بخشی از یک نوار افیولیتی به طول حدود ۳۰۰۰ کیلومتر است که از سوریه آغاز شده و پس از عبور از جنوب ترکیه و زاگرس، به منطقه‌ی عمان می‌رسد.

شده" شناخته می‌شود، قابل دیده است. برای درک دگرگونی-های زمین‌پویا در ارتباط با شکل‌گیری افیولیت‌ها، بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی توالی‌های مختلف و همچنین فرآیند ذوب‌بخشی در گوشته اهمیت دارد. به نظر می‌رسد که واحدهای مختلف در توالی افیولیتی، مراحل پی‌درپی شامل آغاز کافت‌زایی، گسترش بستر اقیانوسی، تشکیل پوسته‌ی اقیانوسی، فرورانش، فرارانش و افزوده شدن پوسته‌ی اقیانوسی (Oceanic accretion) را پشت سر گذاشته‌اند [۶]. پیدایش افیولیت‌ها و آمیزه‌های رنگین نیز نشانگر برخورد میان صفحه‌ی آفریقای غربی و ایران مرکزی در راستای این زمین‌درز است.

تاکنون پژوهشگران داخلی و خارجی بسیاری افیولیت‌های ایران را بررسی کرده‌اند و استافکین [۴] نخستین کسی بود که این افیولیت‌ها را به چهار گروه تقسیم کرد: (۱) افیولیت‌های زاگرس، (۲) افیولیت‌های همراه با آمیزه‌های رنگین شمال‌غربی کشور، (۳) افیولیت‌های شمال البرز و (۴) افیولیت‌ها و آمیزه‌های رنگین در مرزهای کوچک قاره‌ای ایران مرکزی و شرق کشور. از نظر زمانی، این افیولیت‌ها به سه رده پرکامبرین، پالئوزویک و مزوزویک تقسیم می‌شوند که در این میان، افیولیت‌های کرتاسه، به‌ویژه در راستای گسل‌ها و راندگی‌های عمده، بیشترین گستردگی را دارند [۷]. ترکیب متنوع سنگ‌ها در



شکل ۱ الف) موقعیت افیولیت هرسین نسبت به کمرندهای افیولیتی و پهنه‌های اصلی زمین‌شناسی ایران، بر اساس نقشه فعالیت ماگمایی ایران (۱:۱۰۰۰۰۰۰). برگرفته از مرجع [۹] با تغییرات. ب) نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده منطقه مورد بررسی برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ هرسین [۱۰].

دیده می‌شوند. توالی آتشفشانی منطقه بیشتر در نزدیکی روستاهای تمرگ و گردنه گشور رخنمون دارد. در تمرگ، این توالی با سنگ‌های پریدوتیتی همبری دارد که بیشتر زیر پوشش خاک و آوار قرار گرفته‌اند.

در برخی مراجع (از جمله، [۱۲]) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰،۰۰۰ کرمانشاه [۹]، این واحدها به‌عنوان آمیزه افیولیتی معرفی شده‌اند. همچنین در نقشه ۱:۱۰۰،۰۰۰ هرسین [۱۰]، آن‌ها به دلیل بهم ریختگی‌های ساختاری، با نام "آمیزه زمین‌ساختی" شناخته شده‌اند. در سنگ‌های افیولیتی منطقه هرسین، نشانه‌ای از دگرگونی ناحیه‌ای گسترده دیده نمی‌شود، و آثار دگرگونی به‌طور موضعی و در راستای پهنه‌های گسلی برشی با ویژگی‌های پویا قابل پیگیری هستند.

منطقه مورد بررسی (چشمه درازه) در شمال‌شرق ورقه ۱:۱۰۰،۰۰۰ هرسین و شرق ورقه ۱:۲۵۰،۰۰۰ کرمانشاه قرار دارد. ساختارهای زمین‌شناسی مشابه با روند شرقی-غربی تا روستاهای سراب باباعلی و هفت‌خانی ادامه دارند. واحدهای اصلی رخنمون‌یافته در این منطقه شامل گابروهای لایه‌ای (gb1)، دونیت (du) و دایک‌های دولریتی (dsh) هستند (شکل ۱ ب).

منطقه چشمه درازه از نظر زمین‌شناسی در پهنه کوهزایی زاگرس و در برخوردگاه پهنه‌های ساندج-سیرجان و زاگرس چین‌خورده و رانده‌شده قرار دارد. بیشتر واحدهای سنگی این ناحیه نابرجا هستند و رخساره‌های متفاوتی نسبت به گستره‌های کناری دارند. ریختار منطقه، به‌جز برخی پرتگاه‌های آهکی، بیشتر تپه‌ماهورهای با شیب ملایم است. با توجه به گسترش محدود منطقه‌ی مورد بررسی (حدود ۱۰ کیلومتر مربع)، رخنمون‌های افیولیتی، به‌ویژه گابروها، بخش غالب را تشکیل می‌دهند. در واقع، بیشترین فراوانی توده‌های مافیک در این ناحیه مربوط به گابروهاست. رخنمون این توده‌ها بیشتر به صورت توالی‌های کم ارتفاع، کشیده و گاه به صورت ارتفاع‌های بلند در مساحتی به بزرگی به ۵۰۰ تا ۷۰۰ مترمربع دیده می‌شود. در منطقه صحنه، کشیدگی کلی این توالی با روند شرقی-غربی با تمایل به شمال غربی-جنوب شرقی، از روند بلندی-های زاگرس (کوه بیستون) پیروی می‌کند. گابروها که در اصل از تبلور ماگمای بازیک در یک محیط آرام تشکیل شده‌اند، بیشتر دارای ساختار لایه لایه و گاه توده‌های هستند. واحدهای آذرین نیمه‌عمیق و عمیق، شامل گابروها، به‌شدت در اثر

افیولیت مورد بررسی با ساختار کمائی و تحدب رو به جنوب‌غرب، در جنوب صحنه دیده می‌شود. در این مجموعه، توالی کامل افیولیتی قابل دیده نیست و سنگ‌شناسی منطقه شامل پریدوتیت‌های هارزبورژیتی، گابروهای همسانگرد و میلونیتی، و رخنمون محدودی از توالی پلاژیوگرانیت است. سنگ‌های فرامافیک بیشتر هارزبورژیت، دونیت، لرزولیت و وبستریت را شامل می‌شوند و سنگ‌های مافیک دربرگیرنده‌ی گابروهای پگماتوئیدی، الیوین گابرو، گابروهای میلونیتی و گابروهای لایه‌ای هستند. در این پژوهش، ویژگی‌های زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی گابروهای منطقه‌ی چشمه درازه در توالی افیولیتی کرمانشاه، که بر پایه گزارش‌ها در دوره‌ی کرتاسه پسین شکل گرفته‌اند [۱۰]، بررسی شده‌اند.

زمین‌شناسی عمومی و بازدیدهای صحرایی

در ناحیه کرمانشاه، واحدهای افیولیتی در گستره‌های پیرامون شهرهای هرسین و صحنه، بخشی از پهنه زاگرس خرد شده را تشکیل می‌دهند. در منطقه هرسین، گستره قابل‌توجهی از پریدوتیت‌ها رخنمون دارند که شامل زمین‌ساخت‌های لرزولیتی و هارزبورژیتی دارای کلینوپیروکسن هستند که اغلب در معرض دگرشکلی‌های گوشته‌ای قرار گرفته‌اند (از جمله الیوین‌هایی با ساختار یکنواخت). این سنگ‌ها گاه با دایک‌های دیابازی کم‌عرض (کمتر از ۲ متر) با درجه‌هایی از رودنگیتی، دایک‌های نازک پیروکسنیتی و پگماتیت‌های گابرویی قطع شده‌اند و ارتباط آن‌ها با واحدهای پیرامون ناپیوسته است. افزون بر این، برخی دایک‌های با ترکیب قلیایی تا حد واسط و سن تقریبی ۳۸ تا ۴۰ میلیون سال نیز گزارش شده‌اند [۱۱]. حدود ۲۰ کیلومتری جنوب‌شرق صحنه و در مسیر رود گاماسب، رخنمونی از گابروی لایه‌ای در نزدیکی روستای خلج‌رود دیده شده که در نقشه‌های زمین‌شناسی به‌عنوان بخشی از مجموعه افیولیتی معرفی شده است. بررسی‌های جدید نشان می‌دهد که این گابروها تا حد رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند، هرچند شواهد بافتی و کانی‌شناسی، خاستگاه آذرین اولیه آن‌ها را تأیید می‌کند.

توالی درونی پوسته در این منطقه شامل گابروهای کومولیتی لایه‌ای و پگماتیت گابرو است که در شمال غربی و شرق منطقه گسترش دارند. پگماتیت‌های گابرویی اغلب با تروکتولیت همراه هستند، در حالی که گابروهای الیوین‌دار لایه‌ای و کومولیتی بیشتر با مقادیر کمی از تروکتولیت و ورلیت

جفت شده القایی (ICP-OES) و طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی ایکس (XRF) انجام گردید. پردازش و تحلیل داده‌های زمین‌شیمیایی با نرم‌افزارهای MinPet و IgPet، GCDKit انجام شد.

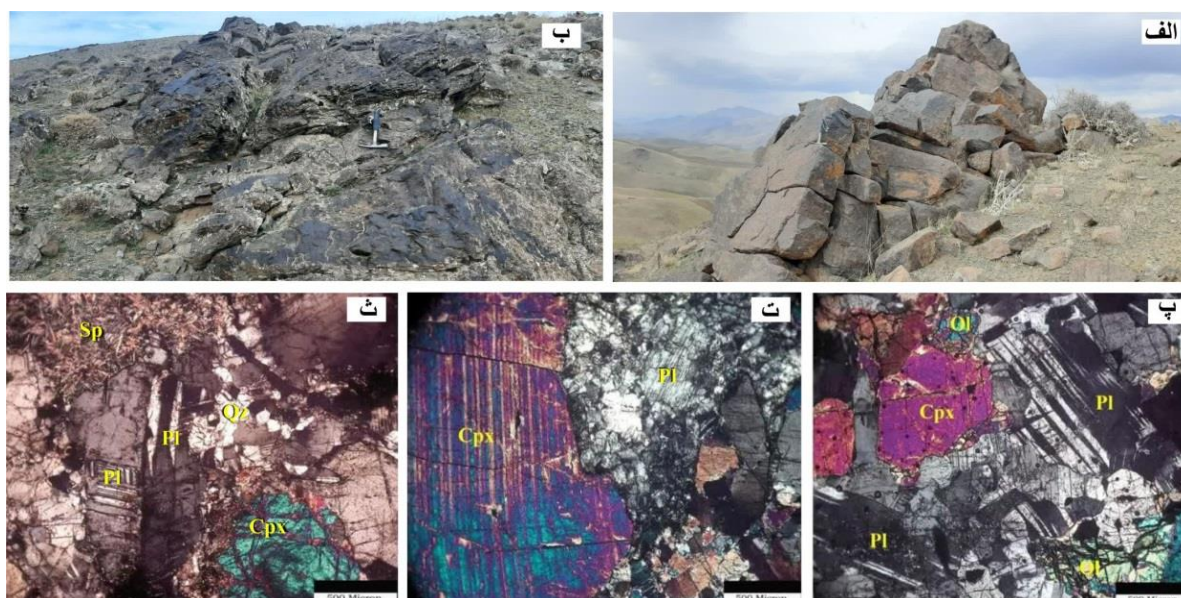
سنگ‌نگاری

بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری شامل بررسی ساخت، بافت و کانی‌شناسی نمونه‌های سنگی در مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی، در حالت کلی می‌توان گفت که طیف سنگ‌های این منطقه بین گابرو، الیوین گابرو تا کوارتز گابروست. ساخت نمونه‌های دستی گابروها در منطقه مورد بررسی بیشتر به صورت متراکم، توده‌ای، دانه‌ای و پورفیری، دانه متوسط و گاهی دانه درشت به رنگ‌های خاکستری، سبز تیره و سیاه است. اندازه دانه‌های آن‌ها بین ۳ تا ۱۰ میلیمتر متغیر است. برپایه بررسی‌های میکروسکوپی روی مقاطع نازک تهیه شده از توده نفوذی گابرویی و افیولیتی سنگ‌های منطقه، روشن شد که بافت اغلب این سنگ‌ها دانه‌ای، بین‌دانه‌ای، بی‌شکل دانه‌ای و پورفیری است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده گابروها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین و گاهی هورنبلند هستند (شکل ۲ پ).

فعالیت‌های زمین‌ساختی خرد شده‌اند و در آن‌ها دسته درزه‌ها و شکستگی‌های فراوانی دیده می‌شود و در بعضی از بخش‌ها، دگرسان شده و یا به برش تبدیل شده‌اند (شکل ۲ الف). سنگ‌های گابرویی گاهی به سنگی سفید رنگ با درشت بلورهای سبز تبدیل شده‌اند که بیانگر دگرسانی گابرو بوده و شامل کانی‌های پره‌نیت، پمپلی‌تیت و کلسیت هستند. نمونه‌های این گابروها (gb1) در زیر میکروسکوپ بافت‌های اینترسرتال و دانه‌ای دارند. این واحدها در سطح، در اثر هوازدگی و تابش خورشید، حالت جلادار یا آفتاب‌سوختگی یافته‌اند (شکل ۲ ب) و در شرایط مرطوب با رشد گل‌سنگ پوشیده شده‌اند.

روش پژوهش

برای انجام این پژوهش، نخست نمونه‌های متعددی از گابروهای منطقه جمع‌آوری شد و از آن‌ها مقاطع نازک تهیه گردید. بررسی‌های میکروسکوپی به منظور سنگ‌شناسی و سنگ‌نگاری این نمونه‌ها انجام شد. بر اساس پراکندگی صحرایی و ویژگی‌های سنگ‌شناسی، تعداد ۱۱ نمونه با کمترین میزان هوازدگی و بیشترین انطباق با اهداف پژوهش، انتخاب و برای تجزیه‌های زمین‌شیمیایی به آزمایشگاه مواد معدنی زرآما (زنجان) ارسال شده و بر آنها طیف‌سنجی نشر نوری پلاسما



شکل ۲ رخنمونی از توده گابرویی منطقه، الف) با هوازدگی و خردشدگی سطح برونزد، ب) با سطح جلادار یا آفتاب‌سوختگی، پ) تصویر میکروسکوپی از نمونه گابرویی با بافت دانه‌ای، ت) بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز با بافت چندریخت و ث) دگرسانی کلینوپیروکسن با آمفیبول و الیوین به سرپنتین در سنگ‌های منطقه. (Cpx): کلینوپیروکسن؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Ol: الیوین؛ Sp: سرپنتین؛ Qz: کوارتز [۱۳].

کانی‌های ثانویه دیده شده در این سنگ‌ها هستند.

زمین شیمی

با توجه به سن سنگ‌های مورد بررسی و همچنین دگرگونی-های زمین ساختی آن، درجه‌هایی از دگرسانی در این منطقه دیده می‌شود، از اینرو انتخاب نمونه‌هایی بدون دگرسانی اهمیت بیشتری می‌یابد. نتایج تجزیه سنگ کل کابروهای مورد بررسی در جدول ۱ ارائه شده است. مقادیرافت گرمایی (L.O.I) برای این سنگ‌ها در گستره ۰/۵ تا ۲/۳ اندازه‌گیری شده است و می‌تواند بیانگر سطح پایین دگرسانی گرمایی در این سنگ‌ها باشد [۱۴]. مقدار SiO_2 در نمونه‌های مورد بررسی برابر با ۵۱/۵ تا ۵۴/۱ درصد وزنی است که مشخصه سنگ‌های بازیک تا حدواسط است [۱۵]. این سنگ‌ها با مقادیر Na_2O و K_2O به ترتیب ۱/۴ تا ۲/۴ درصد وزنی و ۰/۰۵ تا ۰/۲۷ درصد وزنی، مقادیر زیاد Al_2O_3 (۱۱/۷ تا ۱۹/۵ درصد وزنی) و MgO (۵/۵ تا ۱۰/۴ درصد وزنی مشخص می‌شوند (جدول ۱).

در نمودار SiO_2 نسبت به مجموع قلیایی‌ها $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (TAS) [۱۶] (شکل ۳ الف)، نمونه‌های منطقه در گستره گابرویدوریت جایابی می‌شوند و در گستره نیمه قلیایی قرار می‌گیرند. در نمودار عناصر کمیاب و پایدار چون Y نسبت به Zr [۱۷] و Yb نسبت به La [۱۸] که برای تعیین سری ماگمایی استفاده شده است، نمونه‌های مورد بررسی به عنوان سنگ‌های سری تولئیتی تا حدواسط رده‌بندی می‌شوند (شکل-های ۳ ب و پ).

نمونه‌های مورد بررسی دارای مقادیر به نسبت پایینی از TiO_2 هستند، به‌طوری که غلظت این اکسید در گستره ۰/۲۳ تا ۰/۸ درصد وزنی قرار دارد. بررسی نمودارهای هارکر برای برخی عناصر اصلی و فرعی نسبت به MgO (شکل ۴) نشان‌دهنده روندی یکنواخت و بدون تغییر مشخص در نسبت TiO_2 است. مقدار اکسیدهای آهن در منطقه با افزایش MgO کاهش می‌یابد، در حالی که K_2O روندی افزایشی نسبت به MgO دارد. این تغییرها با روندهای متداول تبلور بخشی و جدایش ماگمایی همخوانی دارند. البته، مقدار LOI در بیشتر نمونه‌ها پایین بوده و نشان‌دهنده دگرسانی کم است، اما در مورد Na_2O و CaO ، پراکندگی نسبی داده‌ها (به‌ویژه در Na_2O) و روند افزایشی CaO ممکن است تا حدی ناشی از آثار محدود دگرسانی ثانویه بر این اکسیدهای متحرک باشد [۱۹].

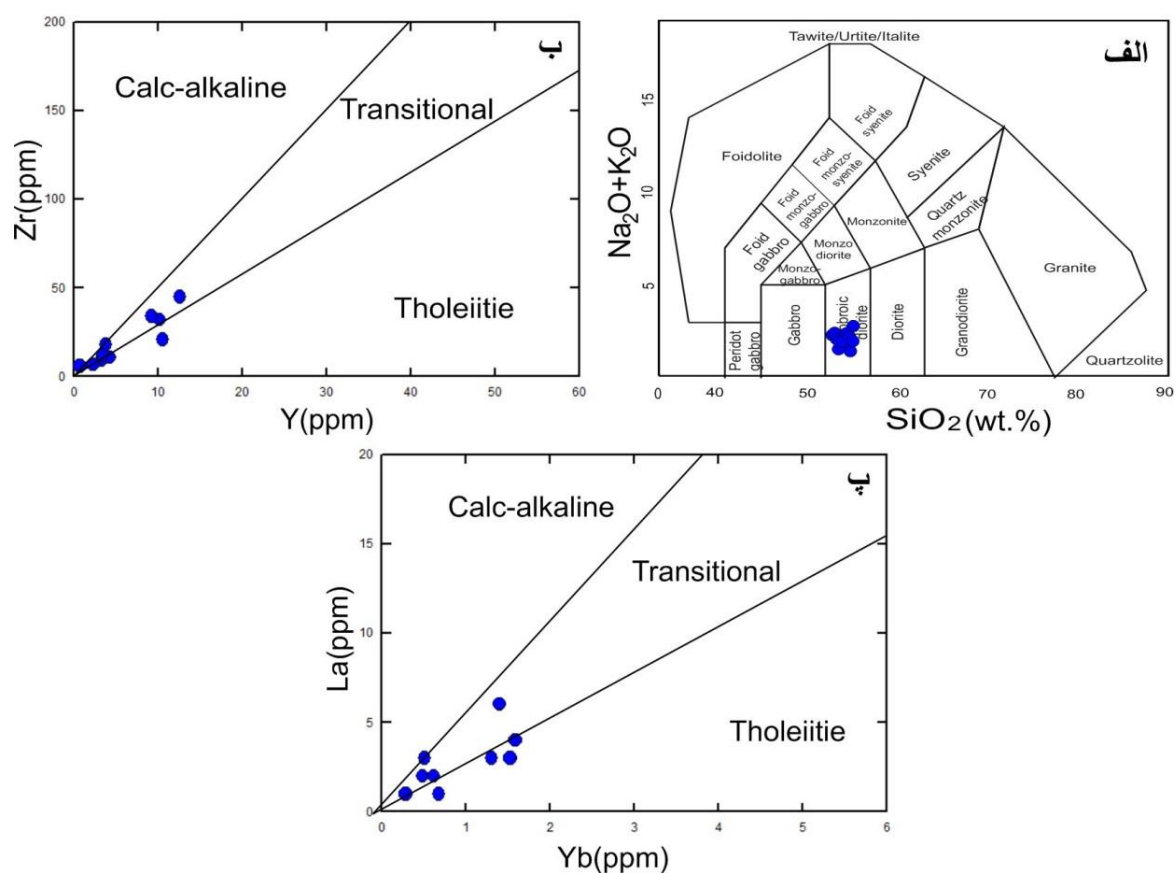
پلاژیوکلاز کانی اصلی روشن گابروها ۴۰ تا ۷۰ درصد حجم مقاطع گابروها را تشکیل می‌دهد، اندازه بلورهای آن ۰/۱ تا ۵ میلی‌متر و دارای ماکل چندریخت، متقاطع و اغلب منطقه بندی هستند و دچار تجزیه شده و به کانی‌های رسی (کلریت و سریسیت) تبدیل شده‌اند. بلورهای آن نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار هستند که گاهی فضاهای چندوجهی را ایجاد کرده‌اند که با پیروکسن و اولیوین این فضاها پر شده است و تشکیل بافت بین‌دانه‌ای می‌دهند. بلورهای پلاژیوکلاز در بعضی نمونه‌های دستی به راحتی با چشم غیرمسلح قابل تشخیص هستند و بافت پورفیری را به وجود می‌آورند. پیروکسن کانی فرومنیزین اصلی در گابروها بوده که به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، در اندازه ۰/۷ تا ۳ میلی‌متر متبلور شده است.

کلینوپیروکسن‌ها حدود ۲۵ تا ۴۰ درصد و ارتو پیروکسن‌ها ۰ تا حدود ۴ درصد هستند. کلینوپیروکسن در بعضی مقاطع دارای منطقه‌بندی است (شکل ۲ ت). این سنگ با توجه به ویژگی‌های نوری آن شامل خاموشی مایل (با زاویه‌ای حدود ۴۰ درجه)، رنگ تداخلی (سبز کمرنگ و چندرنگی سبز تا زرد و صورتی کمرنگ)، به احتمال بسیار از نوع اوژیت است. تبدیل شدگی بلورهای اورتوپیروکسن و اولیوین به سرپانتین در نمونه‌های دگرسان شده دیده می‌شود که ناشی از فعالیت‌های دگرسانی و در اثر محلول‌های گرمایی است (شکل ۲ ث). الیوین یکی دیگر از کانی‌های فرومنیزین گابروها به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، ۰ تا حدود ۵ درصد گابروها را تشکیل می‌دهد. الیوین‌ها شکستگی‌های بسیاری دارند که در راستای آن‌ها، اکسید آهن دیده می‌شود.

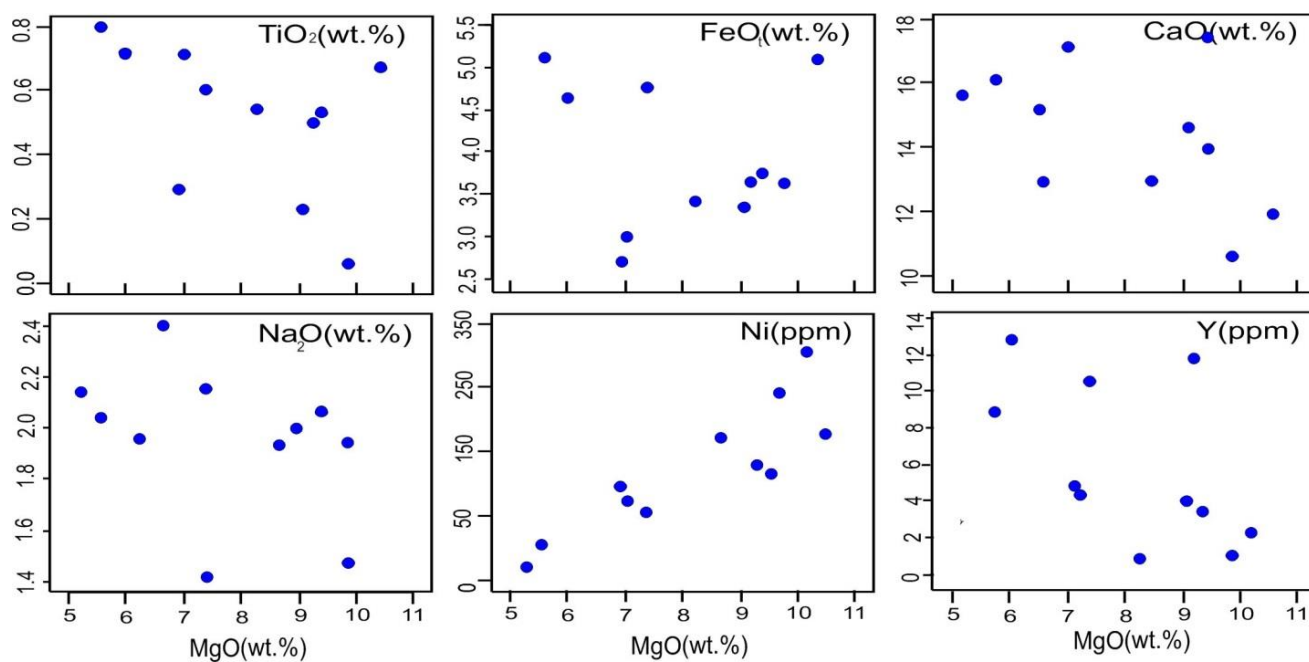
کانی‌های فرعی بررسی شده در مقاطع منطقه چشمه درازه هرسین شامل هورنبلند و کانی‌های فلزی هستند. این کانی‌ها اغلب فضای خالی بین کانی‌ها را پر کرده‌اند. بلورهای هورنبلند نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل، با اندازه ۰/۲ تا ۳ میلی‌متر هستند و ۰ تا حدود ۵ درصد مقاطع را تشکیل می‌دهند. گاهی تبدیل شدگی به اکتینولیت، کلریت و بیوتیت در آن‌ها رخ می‌دهد و گاهی تمرکز اکسیدهای آهن و تیتانیم پیرامون و درون آن‌ها دیده می‌شود. کوارتزکانی فرعی دیگری است (۰ تا حدود ۱۰ درصد) که به صورت بی‌شکل اغلب فضای خالی بین کانی‌ها را پر کرده و دارای خاموشی موجی است که گویای تنش‌های اعمال شده بر سنگ‌هاست. از دیگر کانی‌های فرعی گابروها می‌توان به کانی‌های کدر، آپاتیت، زیرکن، کلینوزوئیزیت، بیوتیت و ارتوکلاز اشاره کرد. کلسیت، سرپانتین، کلریت و سرسیت از

جدول ۱ مقدار اکسیدهای عناصر اصلی (بر حسب wt.%) به روش XRF و غلظت عناصر کمیاب و خاکی نادر نمونه‌های بررسی شده (بر حسب ppm) به روش ICP-OES

نمونه اکسید	S02	S04	S06	S07	S29	S10	S14	S22	S23	S26	S27
SiO ₂	۵۳٫۷۱	۵۲٫۸۱	۵۳٫۴۸	۵۳٫۵۷	۵۴٫۱۲	۵۳٫۴	۵۱٫۵	۵۲٫۴۴	۵۴٫۰۲	۵۳٫۲۴	۵۲٫۴۷
TiO ₂	۰٫۴۹	۰٫۶	۰٫۷۲	۰٫۸	۰٫۵	۰٫۷۱	۰٫۰۶	۰٫۵۴	۰٫۲۳	۰٫۶۷	۰٫۵۳
Al ₂ O ₃	۱۸٫۱۶	۱۳٫۷۵	۱۴٫۷۷	۱۴٫۹۴	۱۱٫۷۲	۱۸٫۱۳	۱۹٫۵۳	۱۹٫۲۴	۱۴٫۹۹	۱۵٫۸۲	۱۶٫۷۷
Fe ₂ O ₃	۳٫۰۸	۵٫۲۸	۵٫۱۵	۵٫۶۲	۴٫۰۷	۳٫۳۶	۴٫۱۲	۳٫۸۳	۳٫۷۴	۵٫۶۵	۴٫۱۸
MnO	۰٫۰۶	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۱	۰٫۰۸
MgO	۶٫۹۲	۷٫۲۷	۵٫۹۹	۵٫۵۸	۹٫۲۷	۷٫۰۳	۹٫۸۴	۸٫۲۹	۹٫۰۵	۱۰٫۴۴	۹٫۳۹
CaO	۱۳٫۸	۱۷٫۰۶	۱۵٫۷۷	۱۵٫۴۸	۱۷٫۶۸	۱۴٫۸	۱۰٫۳۳	۱۲٫۶۲	۱۴٫۶۴	۱۱٫۹۴	۱۳٫۵۱
Na ₂ O	۲٫۴	۱٫۴۲	۲٫۰۲	۲٫۱	۱٫۴۹	۱٫۹۵	۲٫۰۴	۲٫۱۳	۱٫۹۲	۱٫۹۵	۱٫۸۸
K ₂ O	۰٫۲۴	۰٫۱۷	۰٫۲۱	۰٫۲۷	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۹
P ₂ O ₅	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵
L _i , O _i , I _i	۲٫۲۸	۱٫۴۳	۱٫۷۴	۱٫۵۷	۰٫۹۱	۰٫۸۹	۲٫۳۹	۱٫۱۹	۱٫۰۶	۰٫۵	۱٫۱۱
Total	۹۷٫۷۶	۹۸٫۵۶	۹۸٫۲۶	۹۸٫۴۵	۹۹٫۰۱	۹۹٫۱۱	۹۷٫۵۶	۹۸٫۸۱	۹۸٫۸۶	۹۹٫۴۳	۹۸٫۷
Ag	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵
Al	%۵	%۵	%۵	%۵	%۵	%۵	%۵	%۵	%۵	%۵	%۵
As	۱۲	۱۱٫۸	۹٫۱	۱۰	۱۲	۵٫۷	۴٫۹	۵٫۲	۳٫۶	۸٫۷	۱۱٫۸
Ba	۲۷	۴۳	۶۲۶	۵۱	۲۰	۴۹	۲۱۶	۱۹	۱۸	۳۵	۴۸
Be	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴
Bi	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱
Cd	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۱
Ce	۱۰	۱۱	۱۳	۱۲	۱۰	۷	۸	۷	۶	۱۱	۱۰
Co	۱۹٫۷	۲۶	۲۲	۲۳٫۵	۲۱٫۳	۲۲٫۶	۲۴٫۳	۲۸	۲۵٫۱	۲۸٫۲	۲۷٫۶
Cr	۲۹۱	۵۰	۴۳	۴۰	۳۸۰	۲۳۳	۱۲۳	۱۶۴	۳۹۵	۸۳۰	۸۱۴
Cs	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵
Cu	۱۱۳	۴۲	۳۱	۶	۵۳	۸۱	۳۱	۴۰	۸۳	۶۴	۵۲
Dy	۱٫۷	۲٫۳	۲٫۷	۲٫۳	۲٫۲	۱٫۴	۰٫۸	۱	۱٫۴	۱٫۲	۱٫۴
Er	۰٫۹	۱٫۴	۱٫۴	۱٫۳	۱٫۲	۰٫۷	۰٫۴	۰٫۶	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۷
Eu	۰٫۱۵	۰٫۳۴	۰٫۷۷	۰٫۲۹	۰٫۱۵	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱
Gd	۱٫۶۴	۲٫۴	۲٫۲۴	۱٫۸۷	۱٫۸۶	۱٫۴۳	۱٫۱۸	۱٫۲۹	۱٫۷۷	۱٫۳۷	۱٫۴۴
Hf	۰٫۹	۱٫۴	۱٫۵	۱٫۵	۱	۰٫۷	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۷	۰٫۶	۰٫۷
La	۳	۴	۶	۳	۳	۲	۱	۲	۲	۱	۲
Li	۱۶	۱۶	۱۷	۱۷	۱۵	۱۴	۱۵	۱۵	۱۵	۱۴	۱۵
Lu	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱
Mo	۰٫۵	۱٫۱	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۷	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵
Nb	۱٫۲	۱	۱٫۳	۱٫۴	۱٫۳	۱٫۶	۱٫۱	۱٫۳	۱٫۱	۱٫۲	۱٫۲
Nd	۶٫۱	۷٫۳	۸٫۶	۷	۵٫۸	۵٫۱	۴٫۲	۴٫۴	۴٫۶	۴٫۵	۴٫۷
Ni	۱۱۶	۶۶	۶۲	۲۳	۱۳۰	۹۵	۳۰۸	۱۵۹	۱۳۵	۱۸۵	۲۲۹
P	۱۳۴	۷۱	۹۳	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۹
Pb	۲	۵	۱۵۲	۱	۱	۱۱	۴۶	۳	۸	۶	۲۳
Pr	۰٫۰۵	۰٫۲	۰٫۶۷	۰٫۱۳	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵
Rb	۱۱	۹	۸	۹	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶
S	۱۸۳	۱۸۵	۴۱۵	۱۷۶	۱۸۸	۵۴۰	۳۷۴	۳۵۱	۴۹۷	۶۳۹	۴۵۳
Sb	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵
Sc	۲۵٫۱	۳۵٫۹	۲۳	۲۷٫۵	۴۷٫۲	۲۸٫۳	۵٫۹	۱۵	۳۵٫۹	۲۳٫۱	۲۸٫۳
Se	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵
Sm	۱	۱٫۸	۲٫۲	۱٫۷	۱٫۳	۰٫۸	۰٫۶	۰٫۷	۹۰	۰٫۷	۰٫۹
Sn	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱
Sr	۲۸۳	۲۴۶	۵۳۲	۳۵۵	۱۹۳٫۲	۳۱۲٫۸	۴۲۷٫۵	۲۵۷٫۹	۱۳۵٫۴	۱۵۶٫۴	۲۲۴٫۹
Ta	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۴	۰٫۶	۰٫۷	۰٫۵	۲٫۲	۰٫۶	۱	۱٫۲	۰٫۹
Tb	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱
Te	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵
Th	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱
Tl	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲
Tm	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲
U	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱
V	۹۵	۳۱۹	۱۶۹	۳۲۸	۲۰۹	۸۹	۲۱	۵۶	۱۳۱	۹۴	۹۹
Y	۳٫۸	۱۰٫۲	۱۲٫۶	۹٫۲	۱۰٫۵	۳٫۳	۰٫۵	۱٫۷	۴٫۳	۲٫۳	۳٫۴
Yb	۰٫۵۱	۰٫۵۹	۰٫۴	۰٫۵۳	۰٫۵۱	۰٫۴۹	۰٫۳	۰٫۲۹	۰٫۶۸	۰٫۶	۰٫۶۲
Zn	۱۳	۲۶	۶۷	۲۵	۱۷	۱۶	۲۷	۱۹	۱۴	۳۱	۲۲
Zr	۱۸	۳۲	۴۵	۳۴	۲۱	۹	۵	۶	۱۱	۷	۱۲



شکل ۳ الف) نمودار TAS [۱۶] برای رده‌بندی سنگ‌های مورد بررسی؛ ب) نمودار Y نسبت به Zr [۱۷] و پ) نمودار Yb نسبت به La [۱۸].



شکل ۴ تغییرات برخی عناصر اصلی و کمیاب نسبت به MgO و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی.

الگوهای عناصر فرعی سنگ‌های مورد بررسی در نمودارهای عنکبوتی نشان‌دهنده غنی‌شدگی آن‌ها در عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE: K, Sr, Cs, Ba) و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (Ti, Nb); HFSE) نسبت به گوشته اولیه است [۲۰] (شکل ۵ الف). ناهنجاری منفی Ti, Nb از ویژگی‌های ماگماهای وابسته به پهنه‌های فروانش است و ناهنجاری مثبت عنصر Pb به دگرنهادی گوه گوشته‌ای توسط سیال‌های ناشی از پوسته اقیانوسی فرورونده و یا آلاش ماگما با پوسته قاره‌ای طی فرآیند صعود نسبت داده می‌شود [۲۱]. ناهنجاری منفی Ti, Nb ویژگی سنگ‌های مافیک پدید آمده در پهنه‌های وابسته به فروانش است (۸، ۲۲).

در نمودار بهنجار شده با کندریت [۲۰] (شکل ۵ ب)، نمونه‌های مورد بررسی روندهای عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) یکنواخت و غنی‌شدگی کمی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به HREE را نشان می‌دهند. الگوهای تقریباً موازی این نمونه‌ها می‌توانند بیانگر درجه‌های جدایش مشابه و یا نشانگر ارتباط زایشی نمونه‌ها باشد. ناهنجاری منفی ضعیف Eu در سنگ‌های مورد بررسی ($Eu/Eu^* = 0.8 - 1.0$) به همراه ناهنجاری مثبت قابل توجهی از عنصر Sr می‌تواند به دلیل دخالت پلاژیوکلاز به عنوان فاز مداخله کننده طی فرآیند ذوب‌بخشی سنگ خاستگاه و یا تبلور جدایشی آن از ماگما باشد. با این حال، تبلور همزمان کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول و یا پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از ماگما نیز می‌تواند ناهنجاری Eu را تعدیل کند [۲۳].

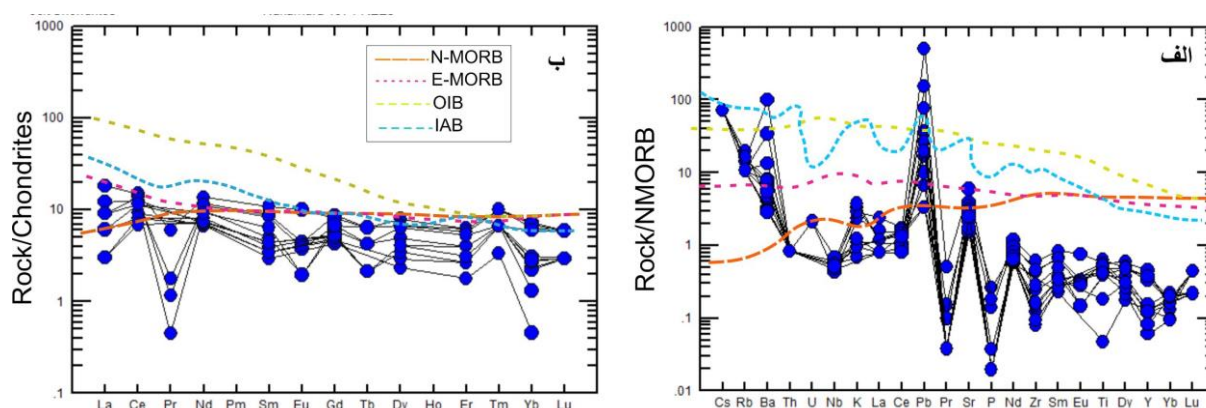
بحث

بر اساس نتایج یک پژوهش [۲۴] بر پایه شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی و همچنین وجود دایک‌های صفحه‌ای و دگرگونی کف اقیانوسی از رخساره ژئولیت تا شیبست سبز در توالی افیولیتی صحنه-هرسین، این توالی به پوسته اقیانوسی شباهت دارد و با مجموعه‌های افیولیتی دیگر چون عمان و ترودوس قابل مقایسه است همچنین با توجه به شواهد چینه‌شناسی، سن جایگزینی این توالی کرتاسه پسین (مائستریتین) و همزمان با فاز کوهزایی

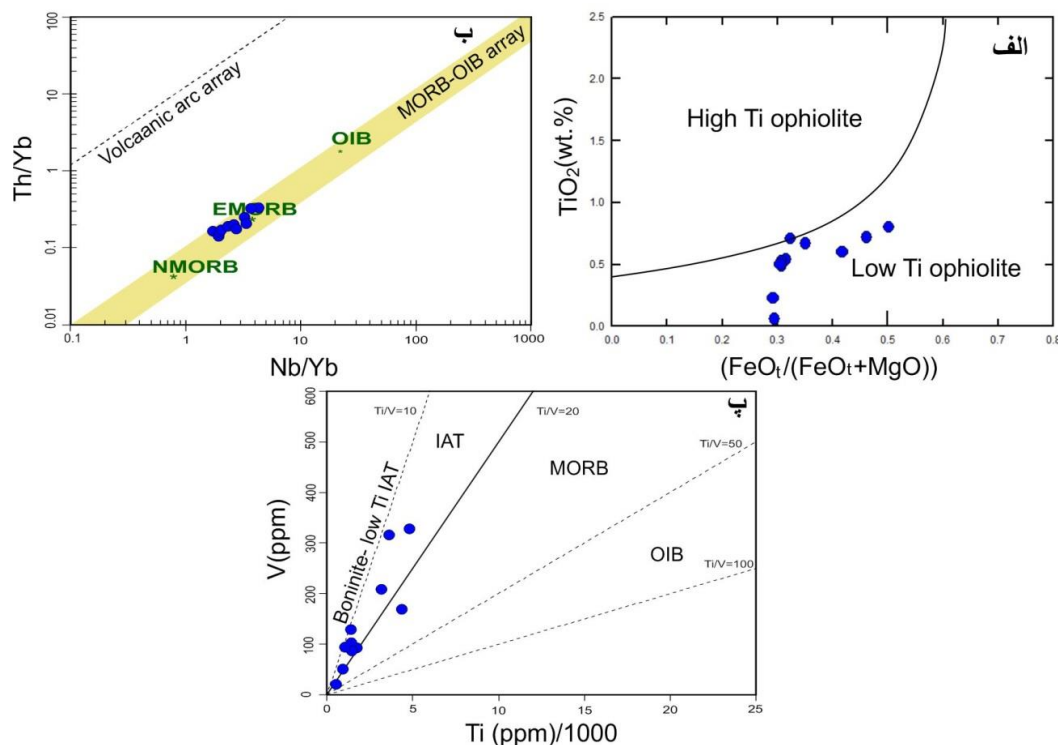
لارامین است. بر پایه بررسی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی [۲۵]، پیشنهاد شده است که گدازه‌های بالشی منطقه هرسین در کناره‌های دور از محور کافت و در بخش‌های کناری آن یعنی میانه قطعه‌های اقیانوسی (Segment) و یا در راستای گسل‌های تراسی تشکیل شده‌اند.

بر پایه روندهای جدایش بلوری، سنگ‌های گابرویی، گدازه‌ها و دایک‌های موجود در افیولیت‌ها را می‌توان بر پایه رده‌بندی مراجع [۲۶-۲۹] به دو گروه عمده سنگ‌های دارای مقدار بالای تیتانیوم و سنگ‌های با تیتانیوم پایین تقسیم کرد. گروه نخست اغلب ویژگی‌های ماگمایی بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی (MORB) را نشان می‌دهند. در مقابل، افیولیت‌های کم‌تیتانیوم، گستره‌ای از ترکیب‌های ماگمایی متنوع از جمله بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی، تولیت‌های جزایر کمانی (IAT) و ماگماهای بونینیتی را در برمی‌گیرند [۲۸]. در این زمینه، بررسی گابروهای لایه‌ای و همسانگرد، به‌ویژه به دلیل دگرسانی کمتر نسبت به دایک‌ها و گدازه‌ها، مفیدتر است.

در نمودار TiO_2 نسبت به شاخص مافیک $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ ، نمونه‌های گابرویی چشمه درازه هرسین آشکارا در گستره سنگ‌های کم‌تیتانیوم قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف). با توجه به سایر نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگما، روشن است که گابروهای افیولیت هرسین ویژگی‌های افیولیت‌های پدید آمده در پهنه فروانش با ماگمای تولیت‌های را نشان می‌دهند. به منظور ارزیابی دقیق‌تر، نمودار TiO_2/Yb نسبت به Nb/Yb [۳۰] نیز برای تعیین شرایط زمین‌ماگمایی تشکیل این سنگ‌ها رسم شده است (شکل ۶ ب). بر پایه این نمودار، نمونه‌های منطقه در گستره E-MORB قرار می‌گیرند. افزون بر این از نسبت Ti/V برای تشخیص محیط‌های زمین‌ساختی تشکیل بازالت‌ها استفاده شده است [۳۱]. بر این اساس، نمونه‌های گابرویی منطقه ویژگی‌های تولیت‌های جزایر کمانی را نشان می‌دهند (شکل ۶ پ).



شکل ۵ الف) نمودار عنکبوتی عناصر فرعی بهنجار شده نسبت به بازالت پشته‌های میان اقیانوسی عادی (N-MORB) [۲۰] و ب) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت [۲۰] برای گابروهای منطقه مورد بررسی و مقایسه با ترکیب میانگین بازالت جزایر قوسی (IAB)، بازالت پشته‌های میان اقیانوسی غنی شده (E-MORB)، N-MORB، بازالت جزایر اقیانوسی (OIB) [۲۰].



شکل ۶ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای الف) TiO_2 نسبت به شاخص مافیک $(\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}))$ [۲۹]، ب) Th/Yb نسبت به Nb/Yb [۳۰]، پ) نمودار V نسبت به $\text{Ti}/1000$ [۳۱]. OIB: بازالت‌های جزایر اقیانوسی، N-MORB: بازالت‌های پشته میان اقیانوسی عادی، E-MORB: بازالت‌های پشته میان اقیانوسی غنی شده.

کمانی و بونینیتی را دارند. در محیط ابرفرورانش نیز ممکن است هر دو نوع ماگما دیده شود ([۳۲-۳۴]). در این میان، گابروهای منطقه چشمه درازه نیز بیشتر ویژگی‌های تولیت‌های کمانی را از خود نشان می‌دهند. آنها در

افیولیت‌هایی که با محیط ابرفرورانش در ارتباط هستند در سه پهنه متفاوت از جمله جزایر کمانی، پشت کمان و پیش کمان پدید می‌آیند و اغلب ویژگی‌های زمین‌شیمیایی تولیت‌های

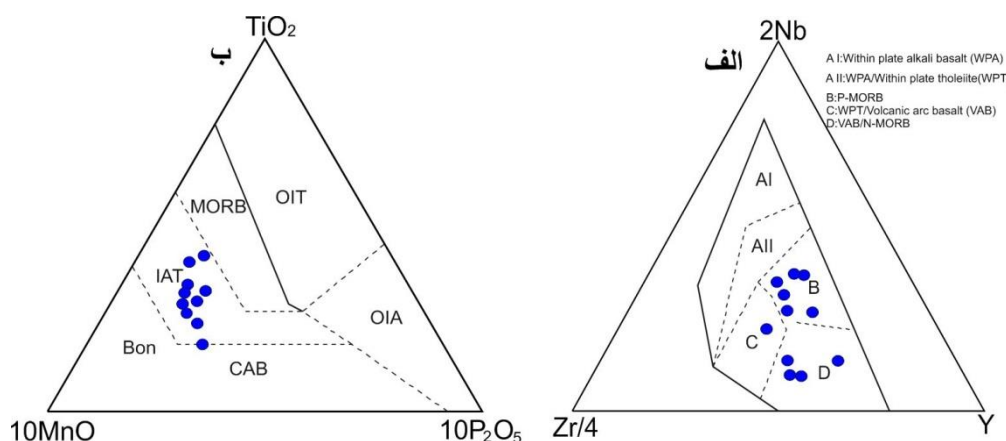
نمودار سه تایی Zr_4-Nb_2-Y [۳۵] در گستره‌های بازالت کمان آتشفشانی و بازالت پشته میان اقیانوسی و در نمودار - $TiO_2-P_2O_5-MnO$ [۳۶]، در گستره تولییتی قرار می‌گیرند (شکل ۷). بر اساس داده‌های زمین‌شیمیایی دایک‌های دیابازی، [۷] محیط زمین‌ساختی افیولیت کرمانشاه به‌عنوان پهنه‌ای پشت‌کمانی یا ابرفرورانشی معرفی شده است. یافته‌های این پژوهش نیز از تشکیل گابروهای منطقه در محیطی مشابه حمایت می‌کنند. برخی از شواهد زمین‌شیمیایی تأیید کننده این تفسیر، عبارت‌اند از: ترکیب بینابینی نمونه‌ها میان MORB و تولییت‌های جزایر کمانی، الگوی وابستگی Ti به V که با محیط‌های فرورانشی همخوانی دارد، تفاوت‌های مشخص در غلظت HFSE نسبت به تولییت‌های کمانی و N-MORB، البته در همه موارد، روندهای غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی بارز دیده نمی‌شود.

همچنین، نسبت بالای LILE/HFSE و غنی‌شدگی از عناصر Rb و Ba، به‌همراه تهی‌شدگی Nb، می‌تواند نشانگر اثر مؤلفه‌های فرورانشی یا سیال‌های برآمده از پوسته بازالتی و رسوب‌های گودابه‌ای در فرآیند ذوب‌بخشی باشد ([۳۷]; [۳۸]). بر پایه این ویژگی‌ها، نمودارهای عنکبوتی به‌نکارشده به ترکیب N-MORB نشان می‌دهند که گابروهای بررسی‌شده از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) چون Rb، Ba، K، Sr و Th غنی‌شده‌اند، درحالی‌که از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) چون Ti، Y، Zr و Sm و P تضعیف شده‌اند (شکل ۵). این الگوها نشان‌دهنده ویژگی‌های ماگمایی وابسته به پهنه‌های فرورانش یا اثر دگرسانی است. چنین غنی‌شدگی LILE نسبت به HFSE می‌تواند ناشی از آلودگی ماگما با مؤلفه‌های پوسته‌ای و سیال‌های بالآمده از صفحه فرورونده باشد ([۳۹]، [۴۰]). افزون بر این، الگوهای REE در این گابروها تا حدی غنی‌تر از MORB هستند و تمرکز HREE در آن‌ها کمی بیشتر است، ولی همچنان رفتار یکنواختی را نشان می‌دهند. این الگوها، شباهت‌هایی با بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی و جزایر کمانی دارند.

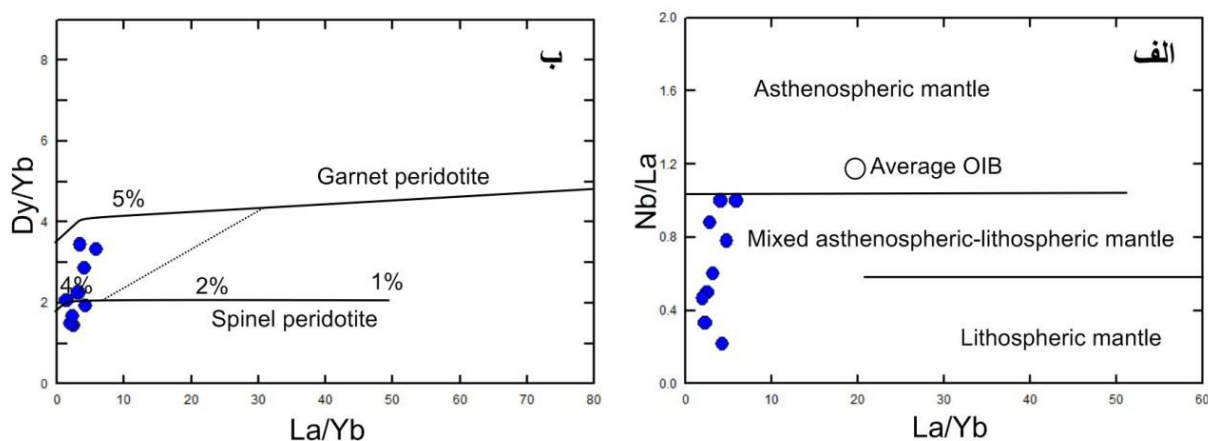
افزون بر این، بر پایه شواهد زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناسی، یک ماگمای پیکریتی و نرخ بالای ذوب گوشته بالایی را مسئول ماگمای سازنده مجموعه افیولیتی صحنه-هرسین پیشنهاد کرده‌اند [۴۱]. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی گابروها چون مقادیر

پایین SiO_2 ، $FeOt$ ، Na_2O ، K_2O و HFSE، همراه با مقادیر به نسبت بالای CaO ، LILE و Al_2O_3 ، نشانگر خاستگاهی پریدوتیتی با درجه بالای ذوب‌بخشی است [۴۲]. نسبت Zr/Ba به‌عنوان یک شاخص زمین‌شیمیایی اغلب برای تفکیک خاستگاه‌های مختلف گوشته به‌کار می‌رود، به‌طوری‌که مقادیر بالاتر از ۰/۵ نشان‌دهنده خاستگاهی از گوشته سست‌کره‌ای و مقادیر بین ۰/۳ تا ۰/۵ نمایانگر خاستگاهی از سنگ‌کره هستند [۴۳]. از سویی، نسبت Zr/Hf در سنگ‌های شکل گرفته از گوشته اغلب بین حدود ۳۵ تا ۴۰ در منابع گوشته تهی‌شده (چون MORB) و حدود ۲۵ تا ۳۰ در ترکیب‌های گوشته غنی‌شده (چون OIB) متغیر است که بازتابی از تفاوت در ترکیب منبع و فرآیندهای ذوب بخشی است ([۲۳]، [۲۰]). در نمونه‌های این پژوهش، نسبت‌های Zr/Ba و Zr/Hf به ترتیب ۰/۰۷ تا ۰/۱ و ۱۰ تا ۳۰ هستند که بیانگر مشارکت هر دو منبع گوشته سست‌کره‌ای و سنگ‌کره‌ای در تشکیل این سنگ‌هاست. این تفسیر با موقعیت نمونه‌ها در نمودار La/Yb نسبت به Nb/La (شکل ۸ الف) نیز همخوانی دارد که در ناحیه‌ی آمیختگی دو خاستگاه قرار می‌گیرند.

ماگماهای برخاسته از گوشته دارای گارنت، نسبت‌های Tb/Yb بالاتری نسبت به ماگماهای برآمده از ناحیه‌ی اسپینل‌دار دارند. مقدار پایین Tb/Yb (با میانگین ۰/۲۱) در این نمونه‌ها بیانگر خاستگاه پریدوتیتی اسپینل‌دار است. نسبت‌های Zr/Y کمتر از ۶ و Nb/Y کمتر از ۱ نیز نشانگر نبود گارنت در خاستگاه هستند که در این نمونه‌ها به ترتیب بین ۲/۷ تا ۴/۷ و از ۰/۰۹ تا ۰/۷۶ متغیر هستند. از آنجا که Y و Yb در فرآیند ذوب بخشی توسط گارنت حفظ می‌شوند، ماگماهای ایجادشده در حضور گارنت دارای مقادیر بالایی از La/Yb و Sm/Yb و در عوض Yb پایین هستند ([۴۴]، [۴۵]). در مقابل، اسپینل اثر جدایشی کمی بر REE دارد. از این رو، ترکیب اولیه گوشته و درجه‌ی ذوب بخشی عوامل کلیدی در تعیین الگوی HFSE و REE هستند [۴۶]. به‌منظور تعیین دقیق خاستگاه ماگمایی این سنگ‌های بازالتی، مدل ذوب-بخشی غیرمدال در نمودار La/Yb نسبت به Dy/Yb استفاده شد (شکل ۸ ب). این مدل، ذوبی حدود ۴ درصد از یک خاستگاه لزولیتی اسپینل‌دار را برای نمونه‌ها پیشنهاد می‌کند.



شکل ۷ موقعیت گابروهای مورد بررسی در نمودار سه تایی $Zr/4-Nb*2-Y$ [۳۵] و نمودار سه تایی $TiO_2-P_2O_5*10-MnO$ [۳۶]. (OIT) تولیت جزایر اقیانوسی، MORB: بازالت پشته میان اقیانوسی، N-MORB: بازالت پشته میان اقیانوسی عادی، E-MORB: بازالت پشته میان اقیانوسی غنی شده، OIB: بازالت جزایر اقیانوسی، IAT: تولیت جزایر کمائی، CAB: بازالت کمان قاره‌ای، BON: بونینیت، VAB: بازالت کمان آتشفشانی، WPT: تولیت درون صفحه‌ای، WPA: بازالت قلیایی درون صفحه‌ای).



شکل ۸ (الف) نمودار La/Yb نسبت به Nb/La [۴۷]؛ (ب) نمودار La/Yb نسبت به Dy/Yb [۴۸] برای شناسایی خاستگاه فعالیت ماگمایی در منطقه مورد بررسی.

بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی گابروهای لایه‌ای منطقه هرسین نشان می‌دهد که این سنگ‌ها شامل گابرو، الیون‌گابرو و کوارتز گابرو هستند که اغلب دارای بافت دانه‌ای و بین‌دانه‌ای هستند. کانی‌شناسی اصلی آن‌ها شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن، الیون و آمفیبول است. کانی‌های فرعی و ثانویه نیز شامل کروم‌اسپینل، کلریت، کانی‌های رسی، مگنتیت و زونیزیت هستند. بر پایه مقدار پایین TiO_2 و شاخص مافیک، این گابروها در رده افیولیت‌های کم‌تیتانیوم قرار می‌گیرند که از مذاب‌های تهی‌شده از خاستگاه ماگمایی ناشی شده‌اند. غنی‌شدگی نسبی از LILE و

به بیان دیگر، گابروهای بررسی‌شده به احتمال بسیار بازتابی از فعالیت ماگمایی در محیط جزایر کمائی در ناحیه فرورانش هستند. مقادیر پایین HREE در این نمونه‌ها نشانگر خاستگاه به نسبت تهی‌شده برای مذاب اولیه آن‌هاست. از این رو، به نظر می‌رسد که شکل‌گیری این گابروها به ذوب‌بخشی یک خاستگاه لرزولیتی اسپینل‌دار باز می‌گردد که منجر به تولید چنین مذاب‌هایی شده است. این سنگ‌ها را می‌توان تولیت‌های جزایر کمائی در محیط ابرفرورانش دانست که مقدار HREE پایین آن‌ها نیز با خاستگاه تهی‌شده آن‌ها همخوانی دارد.

برداشت

- [8] Tanirli M., Rizaoglu T., "Whole-rock and mineral chemistry of mafic cumulates from the Low-Ti ophiolite in Kahramanmaraş, Turkey. Russian Geology and Geophysics, 57 (2016) 1398–1418.
- [9] Aghanabati A., "Major Sedimentary-structural Units of Iran", Geological Survey of Iran (2004).
- [10] Shahidi A., Nazari H., "Geological map of Harsin, 1:100,000 scale", Geological Survey and Mineral Exploration of Iran. (In Persian) (1997).
- [11] Delaloye M., Desmons J., "Ophiolites and mélange terranes in Iran: A geochronological study and its paleotectonic implications", Tectonophysics, 68 (1980) 83–111.
- [12] Braud J., "Les formations du Zagros dans la région de Kermanshah (Iran) et leurs rapports structuraux", C. R. Acad. Sci. Paris, 271 (1978) 1241–1244.
- [13] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogist, 68 (1983) 277–279.
- [14] Polat A., Hofmann A.W., "Alteration and geochemical patterns in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland", Precambrian Research, 126 (2003) 197–218.
- [15] Winchester J.A., Floyd P.A., "Geochemical discrimination using immobile elements", Chemical Geology, 20 (1977) 325–343.
- [16] Middlemost E.A.K., "Magmas and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology", Longman Group Ltd., London, New York, 266 p (1985).
- [17] Muller D., Rock N.M.S., Groves D.I., "Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study", Mineralogy and Petrology, 46 (1992) 259–289.
- [18] Allahyari Kh., Pourmaafi M., Khalatbari Jafari M., "Petrology and geochemistry of pillow lavas in the Harsin area, Kermanshah ophiolite, western Iran. Geosciences", 84 (2017) 189–198. (In Persian with English abstract).
- [19] Thompson G., "Basalt-seawater interaction. In: Rona et al. (Eds.), Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers", Plenum Press, NY, pp. 225–278 (1983).
- [20] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.)", Geological

تهی‌شدگی از HFSE به‌خوبی بیانگر اثر آلودگی با مواد پوسته‌ای و ارتباط با محیط‌های کمان‌های آتشفشانی است. بر اساس ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها گمان می‌رود که خاستگاه آن‌ها ذوب‌بخشی یک خاستگاه لرزولیتی اسپینل‌دار در یک محیط زمین‌ساختی فرورانشی بوده است. ویژگی‌های سنگ کل سنگ‌های گابرویی نشان می‌دهد که آنها از ماگمای تولیتی کم‌تیتانیم جزایر کمانی هنگام بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس در پایان کرتاسه جدا شده‌اند.

قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی دانشگاه پیام نور واحد بیجار به انجام رسیده است. نگارندگان از زحمات این دانشگاه و همه عزیزانی که در این پژوهش به نوعی کمک و همکاری نموده‌اند، سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

- [1] Berberian M., King G.C.P., "Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Sciences, 18 (1981) 210–265.
- [2] Stampfli G.M., Borel G.D., "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic", Earth Planet. Sci. Lett., 196 (2002) 17–33.
- [3] Leturmy P., Robin C., "Tectonic and stratigraphic evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic: Introduction. In: Leturmy P., Robin C. (Eds.), Geological Society", London Special Publication, 330 (2010a) 1–4.
- [4] Stöcklin J., "Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia", Mém. Soc. géol. France, 8 (1977) 333–353.
- [5] Alavi M., "Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations", Tectonophysics, 229 (1994) 211–238.
- [6] Shervais J.W., "Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites", G3-Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2 (2001) 45 p.
- [7] Torkian A., Daraaezadeh Z., Aliani F., Noghrehiyan M., "Application of geochemical data from diabase dikes of the Kermanshah ophiolite (Sahneh-Harsin area) in determining their tectonic setting", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 2 (2013) 0–331. (In Persian with English abstract)

- [33] Bagci U., Parlak O., Hoeck V., "Whole-rock mineral chemistry of cumulates from the Kizildag (Hatay) Ophiolite", Mineralogical Magazine, 69(1) (2005) 53–76.
- [34] Bagci U., Parlak O., Hoeck V., "Geochemical character of ultramafic to mafic cumulates from Tekirova ophiolite", Geological Journal, 41(2) (2006) 193–219.
- [35] Meschede M., "A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram", Chemical Geology, 56 (1986) 207–218.
- [36] Mullen E.D., "MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments", Earth and Planetary Science Letters, 62 (1983) 53–62.
- [37] Dai J.G., et al., "Rapid forearc spreading: Xigaze ophiolite, southern Tibet", Lithos, 172–173 (2013) 1–16.
- [38] Zhang C., et al., "Geochemistry and geochronology of mafic rocks from Luobusa ophiolite", Lithos, 245 (2016) 93–108.
- [39] Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S., "Characteristics and tectonic significance of Supra-Subduction Zone Ophiolites", In: Kokelaar, B.P., Howells, M.F. (Eds.), Geological Society, Special Publication 16 (1984) 77–94.
- [40] Yumul Jr., G.P., Balce G.R., "Supra-subduction zone ophiolites as favourable hosts", Journal of Asian Earth Sciences, 10 (1994) 65–79.
- [41] Amini S., Moradpour N., Zarei Sahamieh R., "Petrography, geochemistry and petrology of the ophiolitic complex south of Sahneh", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 14 (2006) 225–246.
- [42] Johannes W., "Melting of plagioclase in the system Ab-An and Qz-Ab-An at P H₂O = 5 kbars", Contributions to Mineralogy and Petrology, 66(3) (1978) 295–303.
- [43] Kurkcuoglu B.U., Iftar G.K., "Effects of providing activity and material choice to children with autism", Applied Behavior Analysis, 43(4) (2010) 717–721.
- [44] Johnson K.T.M., "Partition coefficients between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt", Contributions to Mineralogy and Petrology, 133 (1998) 60–68.
- [45] Liu Y.S., et al., "Crust recycling-induced melt-peridotite interactions", Petrology, 51 (2010) 537–571.
- Society of London Special Publication, 42 (1989) 313–435.
- [21] Kamber B.S., et al., "Fluid-mobile trace element constrains on the role of slab melting and implications for Archean crustal growth models", Contribution to Mineralogy and Petrology, 44 (2002) 38–56.
- [22] Yogodzinski G.M., et al., "Magnesian andesites and subduction component at Piip volcano", Journal of Petrology, 35(1) (1993) 163–204.
- [23] Rollinson H.R., "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation", Interpretation. Longman Scientific and Technical (1993) 352 p.
- [24] Haghighi Bardineh N., "Geological and petrological study of the Sahneh ophiolitic sequence (Kermanshah)", M.Sc. Thesis in Petrology, University of Isfahan. (In Persian) (1995).
- [25] Allahyari Kh., Pourmaafi M., Khalatbari Jafari M., "Petrology and geochemistry of pillow lavas in the Harsin area, Kermanshah ophiolite, western Iran", Geosciences, 84 (2017) 189–198. (In Persian with English abstract)
- [26] Miyashiro A., "The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc", Earth and Planetary Science Letters, 19(2) (1973) 218–224.
- [27] Miyashiro A., "Classification characteristics and origin of ophiolites", The Journal of Geology, 83(2) (1975) 249–281.
- [28] Serri G., "Chemistry and petrology of gabbroic complexes from the northern Apennine ophiolites", In Ophiolites; proceedings, international ophiolite symposium (1980).
- [29] Serri G., "The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes", Earth and Planetary Science Letters, 52(1) (1981) 203–212.
- [30] Pearce J.A., "Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust", Lithos, 100(1) (2008) 14–48.
- [31] Shervais J.W., "Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas", Earth and Planetary Science Letters, 59(1) (1982) 101–118.
- [32] Dilek Y., Flower M.F., "Arc-trench rollback and fore arc accretion: 2. A model template for ophiolites", Geological Society, London, Special Publications, 218(1) (2003) 43–68.

[48] Thirlwall F.M., Upton B.G.J., Jenkins C., "Sr–Nd–Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, NE Greenland", *Journal of Petrology*, 35 (1994) 839–879.

[46] Munker C., "The isotope and trace element budget of the Cambrian Devil River System", *Journal of Petrology*, 41 (2000) 759–788.

[47] Abdel-Rahman A.F.M., Nassar P.E., "Petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon", *Geological Magazine*, 141 (2004) 545–563.