مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و سوم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۴، از صفحهٔ ۳۳۱ تا ۳۴۴

انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

# ژئوشیمی و سنگ‌زایی مجموعه‌ی افیولیتی هرسین- صحنه (شمال شرق کرمانشاه- غرب ایران) شاهدی بر زمین ساخت جنوب نئوتتیس

**رضا زارعی سهامیه*، علی مرادپور**

*گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران*

(دریافت مقاله: ۹۲/۱۱/۲۶، نسخه نهایی: ۹۳/۵/۲۰)

**چکیده:** افیولیت‌های موجود در کمربند کوهزایی زاگرس بخشی از افیولیت‌های تتیسی هستند که به علت موقعیت جغرافیایی خود، افیولیت‌های خاورمیانه و دیگر افیولیت‌های آسیا (نظیر پاکستان و تبت) را به افیولیت‌های مدیترانه (نظیر ترودوس، یونان و شرق اروپا) وصل می‌کنند. ماهیت افیولیت‌های هرسین-صحنه (کرمانشاه) سبب درک نسبی از شاخه‌ی جنوبی اقیانوس مزوزوئیک نئوتتیس و بقایای سیستم افیولیتی پری- عربی فرارانده شده بر سپر عربی (گندوانا) می‌شود که در اینجا مورد بررسی قرار گرفته است. شواهد سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که دنباله افیولیتی مورد بررسی متشکل از اجزای پوسته‌ای و گوشته ای است. به‌طور کلی سنگ‌های موجود در این دنباله شامل پریدوتیت‌های هارزبورژیتی و لرزولیتی، گابروهای کومولـه‌ای، پگماتوئیدی، میلونیتی، همبافت دایکی و پیلولاواهای بازالتی است. شیمی کانی سنگ‌های مافیک هرسین حاکی از محیط جزایر قوسی برای این بخش از مجموعه بوده و ژئوشیمی سنگ‌های مافیک و اولترامافیک منطقه‌ی صحنه ویژگی مورب‌های نوع P را به نمایش می‌گذارند. حضور ترکیب‌های بازالتی مختلف موجود در منطقه را می‌توان به‌عنوان اثر متقابل بین استنوسفر MORB و OIA تفسیر کرد. روابط صحرایی و شواهد ژئوشیمیایی حاکی از آنند که افیولیت‌های مورد بحث بخشی از یک حوضه‌ی اقیانوسی کافت شده در زون انتقال قاره – اقیانوس بوده که در جنوب اقیانوس نئوتتیس شکل گرفته است. شکسته شدن پوسته‌ی نئوتتیس و فرورانش آن به زیر خود در کرتاسه پایانی، منجر به توقف فرورانش نئوتتیس به زیربلوک سنندج - سیرجان و شکل‌گیری حوضه‌ی قوس- پشت قوس و سنگ‌های وابسته به آن در افیولیت‌های کرمانشاه شده است و ماگماتیسم مورب در پاسخ به عقب کشیده شدن زبانه فرورو در حاشیه‌ی قاره‌ای اوراسیا صورت پذیرفته است.

**واژه‌های کلیدی:** *افیولیت‌های تتیسی؛ ماگماتیسم قوس؛ مورب P؛ زاگرس؛ ایران.*

**مقدمه**

افیولیت‌های پری- عربی به طول ۳۰۰۰ کیلومتر، کمربند افیولیتی کرتاسه را تشکیل داده‌اند که از عمان تا شمال غرب سوریه، قبرس و آنتالیا روی سپر عربی- تائوریک فرا رانده شده‌اند. افیولیت‌های جنوبی ایران که در راستای رورانـدگی اصلی زاگرس رخنمون دارند، تکامل ژئودینامیکی اقیانوس تتیس جنوبی مستقر بین سپر عربی (گندوانا) و بلوک قاره‌ای سنندج- سیرجان ایران را در خود ثبت کرده‌اند [۲،۱]. پس از آغاز فرورانش پالئوتتیس در کربونیفر پایانی گسترش نئوتتیس آغاز شده؛ با بسته شدن نهایی پالئوتتیس و برخورد ایران- اوراسیا در کارنین پایانی – نورین آغازین [۳]، فرایند کافتن و گسترش دریائی تتیس نیز از پرمین تا تریاس

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۳۰۵۳۲۶۵، نمابر: ۰۶۶۳۳۱۲۰۶۱۸، پست الکترونیکی: Zareisah@yahoo.com

[ Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11 ]

صورت گرفته است.

به طور کلی سه قطعه‌ی زمین ساختی شامل کمان ماگمایی ارومیه – دختر، زون سنندج – سیرجان و کمربند چین خورده- تراستی زاگرس در بخش غربی- جنوب غربی ایران وابسته به فرورانش اقیانوس نئوتتیس و برخوردگاه بین ورقه‌ی عربی با خرده قاره‌ی ایران مرکزی است. کمربند ماگمایی ارومیه – دختر متشکل از سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی است که بیشترین فعالیت را در ائوسن داشته و پس از یک دوره‌ی خاموشی موقت در خلال میوسن تا پلیوکواترنری دوباره فعالیت را از سر گرفته است [۴]. منطقه سنندج – سیرجان با ۱۵۰۰km طول و۲۰۰-۱۵۰km عرض هسته‌ی دگرگونی برخوردگاه قاره‌ای زاگرس در غرب ایران را تشکیل داده است [۵]. خرده قاره‌ی سنندج- سیرجان به همراه خرده قاره‌هایی نظیر هلمند و هرات در اثر کافتن پرموتریاس [۶] از شمال شرق گندوانا جدا شده و از جنوب تتیس به جنوب اوراسیا وصل شده‌اند، هرچند اعتقاد بر آنست که سنگ‌های این منطقه با سنگ‌های ورقه‌ی عربی همخوانی ندارد [۷]. در بخش جنوبی؛ نوار افیولیتی نایین- بافت؛ مرز بین منطقه‌ی سنندج- سیرجان و کمان ارومیه – دختر است که برخی آن‌ها را حاصل بسته شدن شاخه‌ی شمال غربی اقیانوس مزوزوئیک بین این دو زون و هم ارز افیولیت‌های خوی می‌دانند[۸]. هرچند که کارهای اخیر ارتباط افیولیت‌های خوی با نوار افیولیتی نایین – بافت را نقض کرده [۹] و آن را حاصل شاخه‌ی فرعی نئوتتیس (شاخه خوی-زنجان) معرفی کرده‌اند [۱۰،۴]. آغاز فرورانش زون‌های مختلف نئوتتیس به زیر کمربند سنندج- سیرجان از تریاس تا کرتاسه صورت پذیرفته است [۱۱] و کمربند چین خورده- رانده‌ی زاگرس به‌عنوان حاشیه‌ی شمالی سپر عربی پس از بسته شدن نئوتتیس در ائوسن آغازین تا میانی [۱۲] به ورقه‌ی ایران وصل شده است. مرز این دو منطقه گسل معکوس زاگرس با ریشه ای عمیق و نوار افیولیتی کرمانشاه- نیریز است. افیولیت‌های مناطق هرسین و صحنه (شکل ۱-الف) با راستای شمال غربی- جنوب شرقی از شمال شرقی با زون سنندج – سیرجان و از جنوب غربی هم مرز با آهک‌های بیستون و رادیولاریت‌های کرمانشاه دیده می‌شوند.

**موقعیت زمین‌شناسی**

افیولیت‌های مناطق هرسین و صحنه با مختصات ´۰۰ °۳۴ تا ´۳۰ °۳۴ عرض شمالی و ´۱۰ °۴۷ تا ´۵۰ °۴۷ طول شرقی در راستای زون راندگی زاگرس و به‌طور مشخص در مرز بین کمربند زاگرس و زون سنندج - سیرجان قرار گرفته‌اند (شکل ۱-ب). این مناطق متشکل از اجزائی از قلمرو تتیسی و سفره های متعدد زمین ساختی است. این سفره‌ها شامل

- سفره‌ی رادیولاریتی تغییر شکل یافته؛ که به‌عنوان یک حوضه‌ی حاشیه قاره‌ای تفسیر شده است، و حدود ۵۰۰ متر ضخامت دارد و روی سازند کامپانین گورپی و فلیش‌های مائستریشتین امیران قرار گرفته است. ورقه‌های رورانده در برخی بخش‌ها با سن‌های مختلف از سانتونین تا مائستریشتین جایگزین شده اند. در سفره‌ی رادیولاریتی، قدیمی‌ترین سن به رادیولاریت‌های روستای گاماسیاب (جنوب غرب هرسین ) با سن لیاس وابسته است [۱۳].

- افیولیت‌های مناطق هرسین و صحنه؛ متشکل از اجزای گوشته‌ای و پوسته‌ای شامل پریدوتیت،پریدوتیت های سرپانتینی شده، گابرو، همبافت دایکی و پیلوبازالتی است. پریدوتیت‌ها متشکل از دونیت، هارزبورژیت و لرزولیت‌اند که به‌صورت دنباله‌های ضخیم و گسترده و گاه به‌صورت توده‌های کوچک و پراکنده در منطقه رخنمون دارند و گابروها به‌صورت پگماتوئیدی و میلونیتی دیده می‌شوند. همبافت‌های دایکی و پیلولاوایی گسترش کمتری داشته و به دو منطقه تمرک و گشور (بین هرسین و نورآباد) محدود می‌شوند (شکل ۱-الف). سن سنجی‌های انجام شده توسط دلالوی و دسموس [۱۴]، سن ۷٫۸Ma ± ۸۶٫۳ (کامپانین) و کارهای وایت چرچ و همکاران [۱۵] سن ۹Ma ± ۵۶ را برای دیوریت‌هایی که سنگ‌های آتشفشانی و رسوب‌های فلیشی ائوسن تحتانی (در راستای رودخانه‌ی گاماسیاب- منطقه‌ی صحنه) را قطع کرده‌اند تعیین کرد.

-واحد بیستون؛ متشکل از ۳۰۰۰- ۱۵۰۰ متر از کربنات‌های آب‌های کم عمق است که از نظر سنی از تریاس تا اوایل کرتاسه (سنومانین) را شامل می‌شود. این واحد در دو توده تحت عنوان کوه بیستون و کوه شیرِز رخنمون دارد (شکل ۱-پ).

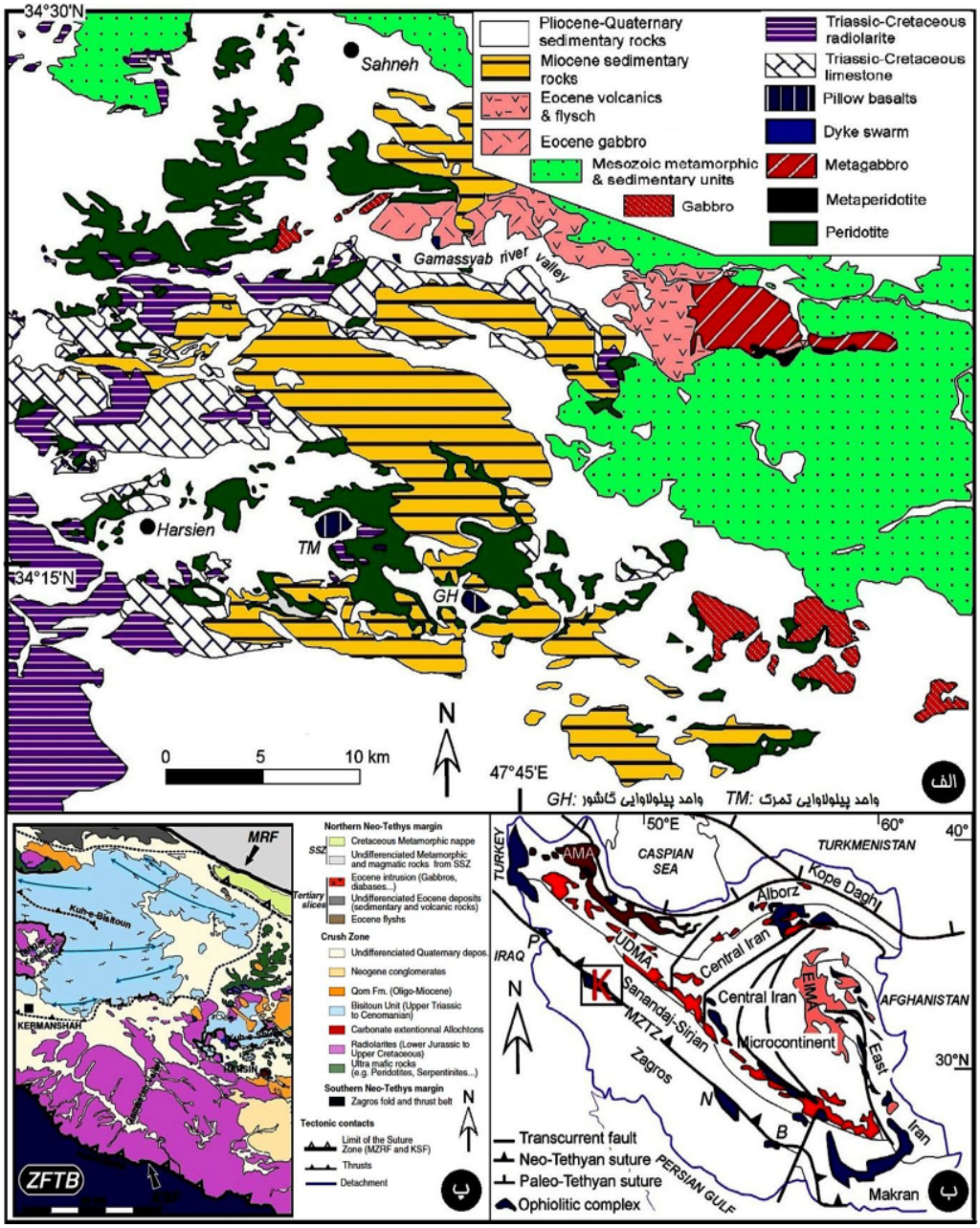
در کوه بیستون، قدیمی ترین افق شامل آهک‌های تریاس است و در کوه شیرِز، رسوب‌های چرتی روی سرپانتینیت‌ها قرار گرفته‌اند که به سمت بالا مشابه با آهک‌های بیستون می‌شوند. کوه بیستون به سمت جنوب روی سفره‌ی رادیولاریتی و در دیگر بخش‌ها روی دنباله‌ی افیولیتی رانده شده‌اند (تنگ

[ Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11 ]

کِنِشت، شکل ۱- پ). کوه شیرِز نیز در سمت جنوب و شرق روی دنباله‌ی افیولیتی صحنه-هرسین رانده شده است. بازسازی‌های صورت گرفته [۱۶] حاکی از آن است که سکوی بیستون روی یک پوسته‌ی قاره‌ای قدیمی گسترش یافته است. این سکو با یک حوضه‌ی حاشیه‌ای تحت عنوان حوضه هرسین که میزبان یک گودال رادیولاریتی (رادیولاریت‌های کرمانشاه) بود، از صفحه‌ی عربی جدا بوده است.

**روش بررسی**

برای بررسی سنگ‌های مورد نظر، پس از بررسی‌های سنگ نگاری، ۱۰ نمونه با کمترین میزان دگرسانی انتخاب و در آزمایشگاه SGS کانادا به روش ICP-AESو ICP-MS تجزیه-ی شیمیایی شدند که نتایج ۳۲ عنصر اصلی و کمیاب برای ارزیابی ویژگی‌های ژئوشیمیایی در جدول (۱) ارائه شده‌اند.




**شکل ۱** (الف) موقعیت افیولیت صحنه-هرسین (K) در ایران. (ب) نقشه زمین‌شناسی دنباله افیولیتی کرمانشاه. (پ) موقعیت واحد بیستون (کوه بیستون و کوه شیرِز) در کرمانشاه (اقتباس از[۱۷] با تغییر -[۱۸] با تغییر-[۱۶] با تغییر).

[ Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11 ]

**جدول ۱** نتایج بررسی شیمیایی به‌روش‌های ICP-AES و ICP-MS نمونه‌های گابرویی منطقه‌ی هرسین (اکسیدها بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm ).

| نمونه | B10 | B12 | B14 | B19 | B23 | B05 | B07 | B09 | B13 | B22 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| U | ۰٫۹۷ | ۰٫۲۷ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۵ | ۰٫۸۳ | ۰٫۵۲ | ۱٫۳۶ | ۰٫۵۸ |
| W | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ |
| Sn | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ |
| Ba | ۲۰ | ۲۰ | ۱۰ | ۲۰ | ۱۰ | ۲۰ | ۲۰ | ۳۰ | ۱۰ | ۲۰ |
| Rb | ۲٫۶ | ۰٫۰۸ | ۱٫۲ | ۰٫۳ | ۰٫۲ | ۰٫۵ | ۱٫۱ | ۰٫۵ | ۰٫۲ | ۰٫۰۴ |
| Sr | ۲۸۰ | ۲۸۰ | ۱۸۰ | ۲۰۰ | ۲۵۰ | ۲۷۰ | ۲۳۰ | ۳۱۰ | ۲۰۰ | ۳۱۰ |
| Zr | ۸٫۲ | ۶٫۸ | ۵٫۹ | ۷٫۵ | ۴٫۵ | ۶٫۶ | ۷٫۴ | ۲٫۶ | ۲ | ۱٫۳ |
| Nb | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ |
| Th | ۰٫۹ | ۰٫۵ | ۰٫۲ | ۰٫۲ | ۰٫۱ | ۰٫۱ | ۰٫۵ | ۰٫۵ | ۰٫۷ | ۰٫۶ |
| Ga | ۱۲ | ۱۱ | ۱۱ | ۱۱ | ۱۲ | ۱۰ | ۱۱ | ۱۲ | ۱۲ | ۱۳ |
| Zn | ۲۴ | ۳۲ | ۳۳ | ۳۰ | ۱۸ | ۲۹ | ۱۷ | ۳۲ | ۲۹ | ۲۲ |
| Cu | ۵۶ | ۹۱ | ۸۹ | ۶۰ | ۳۹ | ۵۹ | ۷۰ | ۵۱ | ۶۰ | ۱۳ |
| Ni | ۱۲۶ | ۲۳۸ | ۱۶۲ | ۱۸۳ | ۱۷۴ | ۲۳۹ | ۱۷۶ | ۳۵۸ | ۲۰۹ | ۲۲۶ |
| V | ۹۳ | ۹۶ | ۱۰۹ | ۱۰۵ | ۷۱ | ۹۶ | ۱۴۸ | ۴۷ | ۳۶ | ۲۲ |
| Cr | ۹۵۸ | ۶۸۴ | ۲۰۵ | ۲۷۴ | ۴۷۹ | ۶۱۶ | ۶۸ | ۷۵۳ | ۳۴۲ | ۲۷۴ |
| Hf | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ |
| Cs | ۰٫۲ | ۰٫۱ | ۰٫۱ | ۰٫۱ | ۰٫۱ | ۰٫۱ | ۰٫۱ | ۰٫۱ | ۰٫۱ | ۰٫۱ |
| Ta | ۰٫۵ | ۰٫۵ | ۰٫۵ | ۰٫۵ | ۰٫۵ | ۰٫۵ | ۰٫۵ | ۰٫۵ | ۰٫۵ | ۰٫۵ |
| Co | ۲۹٫۸ | ۴۱٫۶ | ۳۳ | ۳۱٫۲ | ۲۳٫۴ | ۳۰٫۴ | ۲۹٫۱ | ۴۱ | ۳۹٫۷ | ۲۹٫۹ |
| Y | ۸٫۳ | ۶٫۸ | ۶٫۷ | ۷٫۴ | ۵٫۱ | ۵٫۹ | ۸٫۵ | ۳٫۲ | ۲٫۹ | ۱٫۶ |
| La | ۳٫۴ | ۲٫۴ | ۱٫۹ | ۱٫۴ | ۰٫۸ | ۱٫۳ | ۲٫۴ | ۲٫۴ | ۱٫۸ | ۳٫۸ |
| Ce | ۴ | ۳٫۱ | ۱٫۲ | ۱٫۵ | ۰٫۷ | ۱٫۶ | ۲٫۸ | ۲٫۷ | ۱٫۴ | ۱٫۷ |
| Pr | ۰٫۶۹ | ۰٫۴۹ | ۰٫۳۹ | ۰٫۳۷ | ۰٫۲۲ | ۰٫۳۹ | ۰٫۵۰ | ۰٫۴۱ | ۰٫۲۹ | ۰٫۲۷ |
| Nd | ۳٫۵ | ۲٫۵ | ۱٫۸ | ۱٫۹ | ۱٫۳ | ۲ | ۲٫۷ | ۱٫۸ | ۱٫۲ | ۱٫۱ |
| Sm | ۰٫۹ | ۰٫۷ | ۰٫۶ | ۰٫۶ | ۰٫۵ | ۰٫۷ | ۰٫۹ | ۰٫۵ | ۰٫۳ | ۰٫۲ |
| Eu | ۰٫۵۲ | ۰٫۴۵ | ۰٫۴۸ | ۰٫۴۳ | ۰٫۴ | ۰٫۵۲ | ۰٫۶۱ | ۰٫۴۲ | ۰٫۳۵ | ۰٫۲۹ |
| Gd | ۱٫۳ | ۱٫۵ | ۰٫۸۸ | ۰٫۹۵ | ۰٫۷۹ | ۱ | ۱٫۳۸ | ۰٫۵۶ | ۰٫۴۳ | ۰٫۱۸ |
| Tb | ۰٫۲۲ | ۰٫۱۷ | ۰٫۱۷ | ۰٫۱۸ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۷ | ۰٫۲۲ | ۸٫۰۸ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۵ |
| Dy | ۱٫۴۴ | ۱٫۱۱ | ۱٫۱۵ | ۱٫۲۳ | ۰٫۸۳ | ۱٫۰۶ | ۱٫۴۸ | ۰٫۵۴ | ۰٫۴۴ | ۰٫۲۳ |
| Ho | ۰٫۳۱ | ۰٫۲۴ | ۰٫۲۱ | ۰٫۲۳ | ۰٫۱۶ | ۰٫۲۱ | ۰٫۲۸ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱ | ۰٫۰۵ |
| Er | ۰٫۸۷ | ۰٫۷۲ | ۰٫۶۳ | ۰٫۷۶ | ۰٫۵۱ | ۰٫۵۸ | ۰٫۸۲ | ۰٫۲۹ | ۰٫۲۶ | ۰٫۱۲ |
| Tm | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۰ | ۰٫۰۹ | ۰٫۱۰ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۹ | ۰٫۱۲ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۵ |
| Yb | ۰٫۷ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۵ | ۰٫۶ | ۰٫۴ | ۰٫۵ | ۰٫۸ | ۰٫۳ | ۰٫۲ | ۰٫۱۰ |
| Lu | ۰٫۰۹ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۸ | ۰٫۱۲ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۵ |
| Mg # | ۰٫۸۹ | ۰٫۸۶ | ۰٫۸۶ | ۰٫۸۸ | ۰٫۸۹ | ۰٫۸۶ | ۰٫۸۷ | ۰٫۸۶ | ۰٫۸۰ | ۰٫۶۷ |

**ادامه جدول ۱**

| نمونه | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MgO | MnO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | LOI | Total |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| B22 | ۴۸٫۲ | ۰٫۰۶ | ۲۳٫۰۲ | ۱٫۵۶ | ۲٫۲ | ۰٫۰۵ | ۸٫۶۵ | ۱۰٫۶ | ۳٫۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۴۱ | ۹۹٫۹۶ |
| B13 | ۴۸٫۱۵ | ۰٫۱۱ | ۲۱٫۷۶ | ۱٫۵۹ | ۳٫۵۰ | ۰٫۰۸ | ۱۰٫۳۴ | ۱۰٫۸۳ | ۲٫۸۶ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۱ | ۰٫۷۴ | ۹۹٫۹۸ |
| B09 | ۴۷٫۴۳ | ۰٫۱۲ | ۱۲٫۶۵ | ۱٫۵۹ | ۳٫۳۰ | ۰٫۰۸ | ۱۰٫۹۲ | ۱۱٫۵۱ | ۲٫۴۶ | ۰٫۱۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۷۶ | ۹۹٫۹۲ |
| B07 | ۵۰٫۲۵ | ۰٫۲۷ | ۱۷٫۵۷ | ۱٫۸۰ | ۲٫۵۱ | ۰٫۰۷ | ۹٫۶۷ | ۱۳٫۸۹ | ۲٫۶۶ | ۰٫۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۵۶ | ۹۹٫۳۵ |
| B05 | ۴۹٫۱ | ۰٫۲۴ | ۱۸٫۵۰ | ۱٫۷۴ | ۲٫۴۸ | ۰٫۰۷ | ۹٫۷۸ | ۱۳٫۶ | ۲٫۶ | ۰٫۱ | ۰٫۰۱ | ۱ | ۹۹٫۲۲ |
| B23 | ۴۹٫۶۱ | ۰٫۱۹ | ۲۰٫۳۸ | ۱٫۷۲ | ۲٫۲۹ | ۰٫۰۷ | ۷٫۸۲ | ۱۳٫۳۵ | ۲٫۷۵ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۱ | ۱٫۶۶ | ۹۹٫۹۱ |
| B19 | ۵۰٫۵۰ | ۰٫۲۵ | ۱۶٫۵۰ | ۱٫۷۵ | ۲٫۷۰ | ۰٫۰۸ | ۱۱٫۲۰ | ۱۳٫۷۰ | ۲٫۳۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۸۶ | ۹۹٫۹۵ |
| B14 | ۴۹٫۸۰ | ۰٫۲۴ | ۱۸٫۲۰ | ۱٫۷۴ | ۳٫۱۲ | ۰٫۰۸ | ۹٫۸۵ | ۱۲٫۹۰ | ۲٫۷۰ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۱ | ۰٫۷۶ | ۹۹٫۴۳ |
| B12 | ۴۸٫۴۰ | ۰٫۱۹ | ۱۷٫۵۸ | ۱٫۶۷ | ۳٫۱۲ | ۰٫۰۸ | ۱۲٫۲۵ | ۱۳٫۷۳ | ۱٫۹۸ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۱ | ۰٫۷۵ | ۹۹٫۸۳ |
| B10 | ۴۹٫۴۶ | ۰٫۲۶ | ۱۸٫۷۸ | ۱٫۸۰ | ۲٫۶۴ | ۰٫۰۸ | ۹٫۲۱ | ۱۴٫۵۷ | ۲٫۳۶ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۱ | ۰٫۵۳ | ۹۹٫۷۸ |

[ Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11 ]

ترکیب شیمیایی کانی‌های روی مقاطع نازک صیقلی، تهیه شده از ۳ نمونه سنگ گابروئی، برای ۱۱ عنصر، و با استفاده از یک پردازنده‌ی الکترونی مدل Cameca SX100، در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران، تعیین شد. شرایط عملیاتی باریکه، پرتو ایکس ۱۵ کیلو ولت و جریان کاونده‌ی ۲۰ نانو آمپر بود. کانی‌های سیلیکاتی طبیعی به‌عنوان مواد استاندارد مرجع برای مدرج کردن استفاده شد. خطای بررسی برای عناصر اصلی ۱٪ و برای عناصر فرعی ۵٪ بود. نتایج میانگین تجزیه‌ی شیمیایی کانی‌های پیروکسن، الیوین، پلاژیوکلاز روی ۳ نمونه مقطع نازک صیقلی در جدول‌های ۲-۴ ارائه شده است. همچنین تعداد ۲۰ نمونه جمع آوری شده نیز به‌روش XRF آنالیز شدند. در این آنالیز نیز ۴ گرم از هر نمونه از ذرات با قطر ۶۰ میکرون همراه با ۰/۴ گرم لیتیم بورات با اندازه-گیری طول موج با دستگاه PW2404 برای تعیین عناصر اصلی و جزئی نمونه‌های اولترامافیک و مافیک استفاده شد که نتایج در جدول ۵ و ۶ ارائه شده‌اند.

## سنگ‌نگاری

**الف: پریدوتیت‌ها:** پائینترین واحد سنگی مجموعه‌ی افیولیتی با پریدوتیت‌های گوشته آغاز می‌شود. پریدوتیت‌ها گاه به‌صورت دنباله‌های ضخیم و گسترده بین منطقه‌ی صحنه- هرسین و گاه به‌صورت توده‌های کوچک و پراکنده (در مسیر جاده‌ی صحنه- بیستون) رخنمون دارند. دونیت‌ها در منطقه درصد کمی از حجم مجموعه اولترامافیکی را به خود اختصاص داده-اند. این سنگ‌ها بیشتر دارای بافت گرانولار و از الیوین (بیش از ۹۰٪) به‌عنوان سازنده‌ی اصلی و از کانی‌های انستاتیت (۳٪-۲٪)، دیوپسید و اوژیت دیوپسیدی (۲٪-۱٪) و کانی‌های کدر شامل اکسید آهن و کروم اسپینل (کمتر از ۲٪) به‌صورت سازندگان فرعی تشکیل شده‌اند. نمونه‌های پریدوتیتی اغلب هارزبورژیتی و متشکل از الیوین (۷۰٪-۶۰٪)، ارتوپیروکسن (۴۰٪-۳۰٪)، کلینوپیروکسن وکروم اسپینل (۲٪-۱٪) و دارای بافت گرانولار اند؛ حضور شکنج در الیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن‌های درشت دانه (شکل۲-الف) را می‌توان دال بر تغییر شکل پلاستیک گوشته‌ای در دمای بالا دانست [۱۹].

**جدول ۲** ترکیب شیمیایی میانگین نمونه‌های الیوین در دنباله‌ی گابرویی هرسین و فرمول ساختاری بر پایه ۴ اتم اکسیژن.

| شماره نمونه | B7 | B13 | B22 |
|---|---|---|---|
| میانگین تعداد آنالیزها | ۲ | ۹ | ۶ |
| اکسید عناصر | | | |
| $SiO_2$ | ۳۷/۵۵ | ۳۸/۹۶ | ۳۷/۰۰ |
| $TiO_2$ | ۱/۰۳ | ۰/۱۰ | ۰/۷۵ |
| $Al_2O_3$ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ |
| FeO | ۱۶/۶۸ | ۱۷/۱۵ | ۱۶/۶۸ |
| MnO | ۰/۲۷ | -/۰۰ | ۰/۰۷ |
| MgO | ۴۳/۴۲ | ۴۲.۵۵ | ۴۴/۴۷ |
| CaO | ۰/۰۵ | ۰/۰۴ | ۰/۰۵ |
| $Na_2O$ | ۰/۰۸ | ۰/۰۵ | ۰/۰۳ |
| $K_2O$ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ |
| Total | ۹۹/۱۲ | ۹۸/۸۹ | ۹۹/۰۸ |
| Si | ۰/۹۶ | ۱/۰۰ | ۰/۹۵ |
| Al | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| T-site | ۰/۹۶ | ۱/۰۰ | ۰/۹۵ |
| Ti | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ |
| $Fe^{2+}$ | ۰/۳۵ | ۰/۳۷ | ۰/۳۴ |
| Mn | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| Mg | ۱/۶۵ | ۱/۶۳ | ۱/۶۶ |
| Ca | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| Na | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| K | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| Cations | ۲/۰۵ | ۲/۰۰ | ۲/۰۷ |
| Mg/Fe+Mg | ۰/۸۳ | ۰/۸۲ | ۰/۸۳ |

**جدول ۳** ترکیب شیمیایی نمونه‌های پلاژیوکلاز دنباله‌ی گابرویی هرسین و فرمول ساختاری بر پایه ۳۲ اتم اکسیژن.

| شماره نمونه | B7 | B13 | B22 |
|---|---|---|---|
| میانگین تعداد آنالیزها | ۷ | ۸ | ۸ |
| اکسید عناصر | | | |
| $SiO_2$ | ۵۱/۱۲ | ۵۰/۶۸ | ۵۱/۶۶ |
| $TiO_2$ | ۰/۲۳ | ۰/۶۹ | ۰/۴۱ |
| $Al_2O_3$ | ۲۹/۲۹ | ۳۰/۰۶ | ۳۰/۰۶ |
| FeO | ۰/۵۹ | ۰/۱۰ | ۰/۰۶ |
| MnO | ۰/۱۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| MgO | ۰/۰۱ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ |
| CaO | ۱۲/۶۹ | ۱۲/۷۳ | ۱۲/۸۰ |
| $Na_2O$ | ۴/۶۱ | ۴/۶۰ | ۴/۵۴ |
| $K_2O$ | ۰/۱۸ | ۰/۰۴ | ۰/۱۵ |
| Total | ۹۸/۸۳ | ۹۸/۸۹ | ۹۹/۶۹ |
| Si | ۲/۳۶ | ۲/۳۴ | ۲/۳۶ |
| Al | ۱/۵۹ | ۱/۶۳ | ۱/۶۱ |
| T-site | ۳/۹۶ | ۳/۹۷ | ۳/۹۷ |
| Ti | ۰/۰۱ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ |
| $Fe^{2+}$ | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| Mn | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| Mg | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| Ca | ۰/۶۳ | ۰/۶۳ | ۰/۶۲ |
| Na | ۰/۴۱ | ۰/۴۱ | ۰/۴۲ |
| K | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ |
| X site | ۱/۰۸ | ۱/۰۴ | ۱/۰۴ |
| Ab | ۳۹/۲۶ | ۳۹/۲۹ | ۳۸/۷۶ |
| An | ۵۹/۷۶ | ۶۰/۴۹ | ۶۰/۳۹ |
| Or | ۱/۰۱ | ۰/۲۴ | ۰/۸۹ |

[ Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11 ]

**جدول ۴** ترکیب شیمیایی نمونه‌های پیروکسن دنباله‌ی گابرویی هرسین و فرمول ساختاری بر پایه‌ی ۶ اتم اکسیژن.

| شماره نمونه | B7 | B13 | B22 |
|---|---|---|---|
| میانگین تعداد آنالیزها | ۱۰ | ۴ | ۳ |
| اکسید عناصر | | | |
| SiO2 | ۵۰٫۶۷ | ۵۰٫۰۹ | ۵۰٫۳۶ |
| TiO2 | ۰٫۹۶ | ۱٫۴۰ | ۰٫۸۸ |
| Al2O3 | ۲٫۸۲ | ۰۴.۴ | ۳٫۷۲ |
| FeO | ۶٫۰۱ | ۵٫۰۰ | ۴٫۴۱ |
| MnO | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| MgO | ۱۷٫۶۱ | ۱۷٫۱۲ | ۱۶٫۲۷ |
| CaO | ۲۰٫۷۰ | ۲۱٫۲۲ | ۲۳٫۱۷ |
| Na2O | ۰٫۴۵ | ۰٫۵۶ | ۰٫۵۳ |
| K2O | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ |
| Total | ۹۹٫۲۸ | ۹۹٫۴۲ | ۹۹٫۳۴ |
| Si | ۱٫۸۶ | ۱٫۸۱ | ۱٫۸۴ |
| Al | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۸ | ۰٫۱۵ |
| T-site | ۱٫۹۸ | ۱٫۹۸ | ۱٫۹۹ |
| Al | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ |
| Ti | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۲ |
| Mg | ۰٫۹۶ | ۰٫۹۲ | ۰٫۹۰ |
| Fe2+ | ۰٫۱۸ | ۰٫۱۶ | ۰٫۱۳ |
| Mn | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| Ca | ۰٫۸۱ | ۰٫۸۵ | ۰٫۹۲ |
| Na | ۰.۰۳ | ۰.۰۴ | ۰.۰۴ |
| K | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| M-site | ۲٫۰۲ | ۲٫۰۲ | ۲٫۰۱ |
| Wo | ۴۱٫۳۹ | ۴۴٫۰۴ | ۴۷٫۳۰ |
| En | ۴۹٫۲۲ | ۴۷٫۶۶ | ۴۶٫۲۲ |
| Fs | ۹٫۴۰ | ۸٫۲۹ | ۶٫۴۸ |

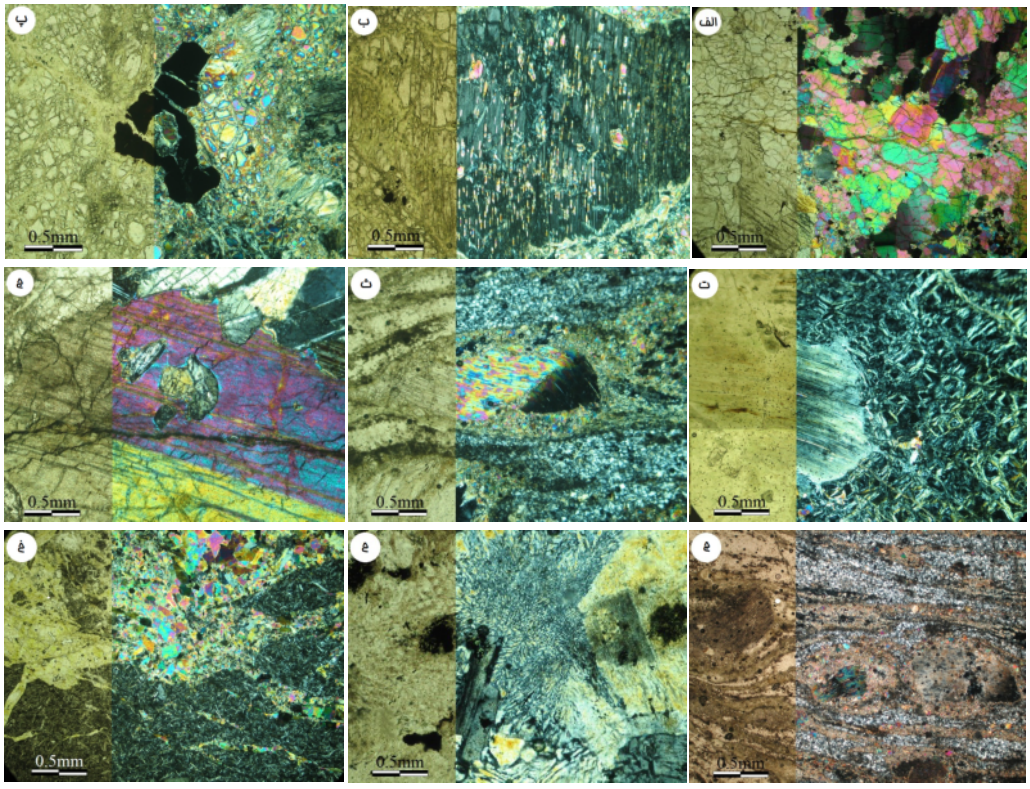
**جدول ۵** نتایج بررسی شیمیایی به‌روشXRF نمونه‌های گابروی صحنه (اکسیدها برحسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm).

| اکسید | MX-1 | K-5 | D-4 | D-5 | MS-3 | K-4 | C-1 | G-1 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| SiO2 | ۵۰.۶۶ | ۴۹٫۴۷ | ۴۷٫۵۶ | ۴۸٫۷۱ | ۴۰٫۲۷ | ۵۴٫۰۹ | ۴۷٫۴۸ | ۵۱٫۶۷ |
| Al2O3 | ۱۴٫۶۶ | ۱۶٫۲۹ | ۱۷٫۵۳ | ۱۳٫۳۴ | ۲۲٫۴۶ | ۲۱٫۰۴ | ۱۷.۹۹ | ۱۲٫۷۳ |
| Fe2O3 | ۱٫۹۴ | ۱٫۶۴ | ۱٫۹۰ | ۱٫۶۹ | ۱٫۵۰ | ۱٫۹۶ | ۲٫۱۵ | ۲٫۰۷ |
| FeO | ۲٫۳۲ | ۲٫۶۷ | ۳٫۸۰ | ۷٫۷۰ | ۱٫۴۶ | ۲٫۲۰ | ۸٫۰۶ | ۶٫۱۷ |
| MgO | ۱۱٫۷۵ | ۱۲٫۲۹ | ۱۲٫۷۵ | ۱۳٫۴۴ | ۱۶٫۱۸ | ۴٫۶۸ | ۱۰٫۰۵ | ۹٫۳۱ |
| CaO | ۱۲٫۱۶ | ۱۴٫۹۸ | ۱۳٫۰۶ | ۱۰٫۹۷ | ۱۶٫۲۹ | ۱۰٫۶۳ | ۹٫۵۲ | ۱۲٫۸۱ |
| Na2O | ۴٫۴۷ | ۱٫۱۲ | ۲٫۰۷ | ۲٫۷۴ | ۰٫۴۵ | ۲٫۷۹ | ۲٫۵۲ | ۳٫۰۵ |
| K2O | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۴ | ۰٫۲۲ | ۰٫۰۶ | ۰ | ۰٫۱۱ | ۰٫۹۱ | ۰٫۰۲ |
| MnO | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۴ | ۰٫۱۸ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۱ | ۰٫۱۷ | ۰٫۱۴ |
| TiO2 | ۰٫۴۴ | ۰٫۱۴ | ۰٫۴ | ۰٫۱۹ | ۰ | ۰٫۴۶ | ۰٫۶۵ | ۰٫۵۷ |
| P2O5 | ۰٫۰۲ | ۰ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۴ |
| Cs | ۲۳ | ۲۹ | ۲۰ | ۲۲ | ۲۰ | ۲۴ | ۱۹ | ۲۳ |
| Ga | ۱۳ | ۱۱ | ۱۲ | ۱۳ | ۱۲ | ۱۴ | ۱۳ | ۱۰ |
| Mo | ۲ | ۱ | ۲ | ۲ | ۱ | ۲ | ۱ | ۲ |
| Sn | ۴ | ۴ | ۴ | ۴ | ۵ | ۵ | ۴ | ۵ |
| Th | ۱ | ۴ | ۳ | ۱ | ۴ | ۲ | ۳ | ۳ |
| Ni | ۱۵۵ | ۲۸۹ | ۱۸۹ | ۲۱۵ | ۱۲۰ | ۱۴۰ | ۷۷ | ۷۸ |
| Rb | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۲ | ۲ | ۴ | ۱ |
| Sr | ۱۰۱ | ۱۴۱ | ۱۵۴ | ۱۰۱ | ۱۵۰ | ۱۵۵ | ۶۸۶ | ۴۱ |
| Y | ۱۸ | ۱۰ | ۸ | ۱۷ | ۱۲ | ۱۰ | ۲۳ | ۱۵ |
| Cr | ۷۱۰ | ۸۳۶ | ۶۳۳ | ۷۱۹ | ۵۲۰ | ۵۶۰ | ۳۱۲ | ۱۲۸ |
| Zr | ۴۵ | ۴۹ | ۵۲ | ۵۱ | ۵۰ | ۵۸ | ۹۵ | ۴۶ |
| Nb | ۳ | ۲ | ۲ | ۱ | ۳ | ۱ | ۱ | ۷ |
| Ba | ۴۰۸ | ۴۱۰ | ۴۱۲ | ۳۹۸ | ۳۹۵ | ۳۵۱ | ۴۰۰ | ۴۰۳ |
| La | ۱۳ | ۱۴ | ۱۳ | ۱۱ | ۱۲ | ۱۳ | ۱۳ | ۱۳ |
| Ce | ۱۱ | ۱۱ | ۱۱ | ۱۱ | ۱۱ | ۱۱ | ۱۸ | ۱۱ |
| Nd | ۰ | ۱ | ۴ | ۲ | ۵ | ۳ | ۶ | ۶ |
| Sm | ۰ | ۳ | ۱ | ۳ | ۳ | ۲ | ۱ | ۲ |
| Yb | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ |
| Eu | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۲ | ۱ |
| Sc | ۳۲ | ۳۵ | ۳۳ | ۳۰ | ۲۹ | ۲۸ | ۲۸ | ۳۱ |
| V | ۱۸۰ | ۱۷۷ | ۱۷۶ | ۱۹۳ | ۱۸۰ | ۱۹۸ | ۱۹۰ | ۱۸۷ |
| Pb | ۸ | ۴ | ۶ | ۳ | ۵ | ۴ | ۵ | ۸ |
| Cu | ۱۱۸ | ۸۷ | ۴۵ | ۳۵ | ۳۸ | ۳۶ | ۱۲۳ | ۷۸ |
| Co | ۵۰ | ۵۱ | ۵۰ | ۴۷ | ۵۳ | ۵۰ | ۴۷ | ۴۸ |
| Zn | ۲۵ | ۲۲ | ۱۴ | ۱۳ | ۲۰ | ۱۷ | ۴۲ | ۱۱ |
| Total | ۹۸.۶۶ | ۹۹.۱۱ | ۹۹.۴۵ | ۹۹.۲۸ | ۹۸.۶۴ | ۹۸.۹۸ | ۹۹.۵۵ | ۹۸.۱۱ |

[ Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11 ]

**جدول ۶** نتایج بررسی شیمیایی به‌روش XRF نمونه‌های پریدوتیت صحنه (اکسیدها بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm ).

| اکسید | P-9 | MD-3 | P-1 | H-2 | P-5 | H-1 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| SiO2 | ۳۵٫۵۱ | ۳۴٫۲۳ | ۳۶٫۴۵ | ۳۶٫۵۰ | ۳۵٫۸۶ | ۳۷٫۴۴ |
| Al2O3 | ۵ | ۴٫۶۳ | ۹٫۶۹ | ۴٫۷۰ | ۵٫۱۱ | ۴٫۷۵ |
| Fe2O3 | ۱٫۵۰ | ۱٫۵۱ | ۱٫۵۳ | ۱٫۵۱ | ۱٫۵۰ | ۱٫۵۱ |
| FeO | ۴٫۷۹ | ۸٫۷۸ | ۸٫۱۹ | ۸٫۱۲ | ۹٫۲۹ | ۸٫۲۶ |
| MgO | ۴۸٫۶۹ | ۴۹٫۵۱ | ۴۵٫۰۱ | ۴۷٫۴۲ | ۴۴٫۹۵ | ۴۶٫۱۲ |
| CaO | ۱٫۱۵ | ۰٫۴۹ | ۱٫۷۹ | ۰٫۷۳ | ۱٫۰۳ | ۰٫۷۶ |
| Na2O | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۵ | ۰٫۲۱ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۴ |
| K2O | ۰ | ۰.۰۱ | ۰.۱۵ | ۰ | ۰.۰۱ | ۰ |
| MnO | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۳ | ۰٫۱۳ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۳ | ۰٫۱۳ |
| TiO2 | ۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۱ | ۰ | ۰٫۰۱ |
| P2O5 | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ |
| Ga | ۱ | ۴ | ۵ | ۲ | ۴ | ۲ |
| Ni | ۲۸۵۰ | ۳۲۱۳ | ۲۶۲۸ | ۳۰۰۴ | ۲۹۰۱ | ۲۹۲۰ |
| Sr | ۵ | ۸ | ۱۰ | ۱۲ | ۱۲ | ۶ |
| Y | ۲ | ۴ | ۴ | ۲ | ۴ | ۳ |
| Cr | ۱۱۷ | ۱۱۲ | ۱۰۰ | ۱۲۲ | ۱۲۷ | ۱۳۳ |
| Ba | ۲۲ | ۲۲ | ۲۲ | ۲۲ | ۲۲ | ۲۲ |
| La | ۱ | ۰ | ۰ | ۱ | ۰ | ۱ |
| Yb | ۱ | ۰ | ۱ | ۰ | ۱ | ۰ |
| Eu | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ |
| Sc | ۳ | ۱ | ۵ | ۴ | ۴ | ۵ |
| V | ۲۱ | ۴ | ۲۵ | ۹ | ۱۵ | ۱۴ |
| Pb | ۳ | ۴ | ۴ | ۴ | ۴ | ۳ |
| Cu | ۸ | ۵ | ۲۶ | ۲ | ۵۰ | ۱۹ |
| Co | ۱۲۲ | ۱۳۱ | ۱۳۱ | ۱۲۲ | ۱۲۸ | ۱۲۵ |
| Zn | ۶۸ | ۶۸ | ۷۰ | ۶۶ | ۶۹ | ۶۹ |
| Total | ۹۹.۸۱ | ۹۹.۳۶ | ۹۹.۱۹ | ۹۹.۱۷ | ۹۹.۷۹ | ۹۹.۰۳ |




**شکل ۲** تصاویر مقاطع میکروسکوپی در نور معمولی و قطبیده. (الف) نمونه هارزبورژیتی با شکنج در الیوین. (ب) تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن در ارتوپیروکسن. (پ) بلورهای کروم اسپینل در نمونه‌های پریدوتیتی.(ت)بافت غربالی در سرپانتینیت ها. (ث) پیچ و تاب خوردگی نامتقارن ارتوپیروکسن در هارزبورژیت. (ج) درشت بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در گابروهای پگماتوئیدی. (چ) بلورهای کلینوپیروکسن در ماتریکس ریز بلور پلاژیوکلاز در گابروهای میلونیتی. (ح) بافت گرافیکی ناشی از همرشدی کوارتز و پتاسیم فلدسپار. (خ)نمونه‌ی میکروسکوپی اجزای دایکی.

[ Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11 ]

لرزولیت‌های با بافت‌های پورفیروکلاستیک، تیغه‌های جدایشی از کلینوپیروکسن در ارتوپیروکسن با آرایش ناپیوسته (شکل۲-ب) در راستای رخ همراه با شکنج را نشان می‌دهند. بلورهای کروم اسپینل در نمونه‌های پریدوتیتی بی‌شکل تا نیمه شکل دارند (شکل ۲-پ). در برخی مناطق نمونه‌های پریدوتیتی به صورت فراگیر دگرسان (سرپانتینیزه) شده و به مخلوطی از لیزاردیت، کریزوتیل و بروسیت تبدیل شده‌اند. دگرسانی در این نمونه‌ها سبب ایجاد بافت غربالی شده است (شکل ۲-ت). ارتوپیروکسن (انستاتیت) دربرخی نمونه‌ها با پیچ و تاب و به شکل نامتقارن دیده شد (شکل ۲-ث).

**ب: گابروها:** نمونه‌های گابرویی در حد فاصل روستای سیاه چقا و روستای گروس دارای رخنمون شده‌اند. در بخشی از منطقه؛ رودخانهٔ گاماسیاب، به پیروی از گسل وارون جنوب صحنه که دارای روندی شرقی– غربی است. سبب جدایی سنگ‌های رسوبی و آذرین از هم شده است. این نمونه‌ها از نظر بافت متفاوتند و اندازه‌ی بلورها از کوچک تا درشت در تغییر است. از ویژگی‌های سنگ‌نگاری پلاژیوکلاز موجود در این سنگ‌ها به صورت تاخوردگی مکرر، کوتاه یا سرنیزه‌ای و خمیدگی ضعیف سطوح تاخورده و خاموشی موجی در پلاژیوکلازها دیده شدند. برخی نمونه‌های گابرویی بافت آدکومولوس تا مزوکومولوس نشان می‌دهند و برخی نیز حاوی بلورهای درشت پگماتیتی از پلاژیوکلاز (۶۰٪- ۵۰٪) و ارتوپیروکسن (۳۰٪- ۲۰٪) و الیوین (۲۰٪- ۱۰٪) هستند (شکل ۲-ج). متاگابروها به‌صورت کلی درشت دانه بوده و میلونیتی هستند (حد فاصل روستاهای شوه و گروس) در این روستاها سنگ‌ها به‌صورت متناوب دارای لایه-هایی از پلاژیوکلاز، ترمولیت و اکتینولیت دیده شدند. آثار اندکی از کلینوپیروکسن به‌صورت محلی حفظ شده‌اند. بافت پورفیروبلاستیک در نمونه‌ها قابل مشاهده است. در نمونه‌های مختلف پورفیروبلاست‌ها، از پلاژیوکلاز،کلینوپیروکسن و به صورت محلی از الیوین وجود دارند (شکل ۲-چ).

**ج: پلاژیوگرانیت‌ها، دایک‌ها و پیلولاواها:** سنگ‌های پلاژیوگرانیتی پس از روستای سر آسیابان و دَرکه قابل مشاهده‌اند. نبود برخوردگاه دگرگونی در اطراف این سنگ‌ها با دنباله‌های مجاور، حاکی از سرد شدن، دمای پایین ماگمای گرانیتی است. در این نمونه‌ها بافت گرافیکی وجود دارد که بیانگر تبلور دمای پایین نزدیک به ائوتکتیک کوارتز + پتاسیم فلدسپار است (شکل ۲-ح). دایک‌ها بین منطقه صحنه و هرسین قرار گرفته‌اند که هارزبورژیت‌ها و گابروها را قطع کرده-اند. همبافت دایکی واقعی (نظیر همبافت‌های گزارش شده در دنباله‌ی افیولیتی عمان) وجود ندارد، بافت آن‌ها ریز دانه و بافت اینترسرتال بوده؛ و مجموعه کانی‌های موجود در این سنگ‌ها (اکتینولیت، کلسیت، زئولیت، اپیدوت و آلبیت) دال بر دگرسانی گرمابی در این سنگ‌هاست. پیلولاواها بافت آفیریک، میان دانه‌ای و یا ساب افیتیک را به نمایش می‌گذارند. مجموعه کانی‌های موجود در این سنگ‌ها (اکتینولیت، اپیدوت و کلریت) نیز همانند دایک‌ها، نشان دهنده‌ی رخداد شرایط دگرسانی گرمابی در آن‌هاست (شکل ۲-خ)، و حضور اسمکتیت، زئولیت و کلسیت دال بر تبلور در شرایط دمای پایین در آن‌هاست.

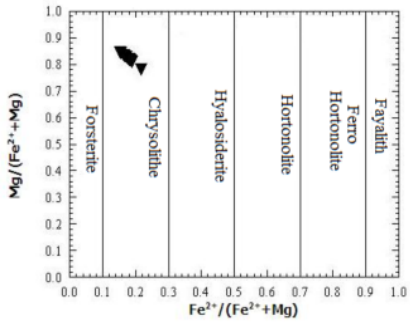
**بحث و بررسی**

از آن جاکه سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه‌ی هرسین دارای ترکیب مافیک و سنگ‌های بین صحنه- هرسین به طور کلی دارای ترکیبات مافیکی و اولترامافیکی است، لذا به‌منظور تعیین سری ماگمائی، شیمی ماگما و شکل‌گیری آن‌ها، بررسی-های ژئوشیمیائی روی این سنگ‌ها به‌عمل آمد. نتایج حاصل در نمودارهای مختلفی نشان داده شدند که برخی از آن‌ها ارائه شده و باقیمانده‌ی نمودارها به‌دلیل گستردگی مطالب آورده نشده اند، ولی نتایج حاصل از آن‌ها مطرح شده‌اند.

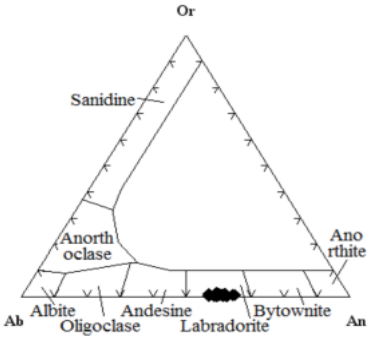
بر مبنای داده‌های پردازش الکترونی، فرمول ساختاری میانگین محاسبه شده بر پایه چهار اتم اکسیژن برای الیوین‌ها ($Mg_{1.65}$, $Fe^{2+}_{0.35}$ $Ti_{0.01}$) [$Si_{0.97}$ $O_{3.98}$]، بر اساس طرح نتایج در نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ در برابر $Mg/(Fe^{2+}+Mg)$ ترکیب الیوین در گستره‌ی کریزولیت قرار می‌گیرد (شکل-۳). ترکیب میانگین ۳ نمونه الیوین در سنگ‌های گابروئی منطقه‌ی هرسین همراه با فرمول ساختاری در جدول (۲) ارائه شده‌اند.

نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های پلاژیوکلاز در سنگ‌های گابروئی منطقه‌ی هرسین نشان می‌دهد که محتوای آنورتیت از ۵۶٫۵ ٪ تا ۶۴٫۶ ٪ تغییر می‌کند. بر مبنای داده‌های پردازش الکترونی، فرمول ساختاری میانگین محاسبه شده بر پایه سی و دو اتم اکسیژن برای پلاژیوکلازها ($Ca_{0.63}$, $Na_{0.41}$, $K_{0.01}$) [$Si_{2.35}$ $Al_{1.61}$ $O_{8.05}$] ) است. چنانکه در شکل (۴) مشاهده می‌شود در نمودار مثلثیOr-Ab-An، ترکیب پلاژیوکلازها در گستره‌ی لابرادوریت قرار می‌گیرد. ترکیب میانگین ۳ نمونه پلاژیوکلاز سنگ‌های گابرویی همراه با فرمول ساختاری در جدول (۳) ارائه شده است.

[ Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11 ]



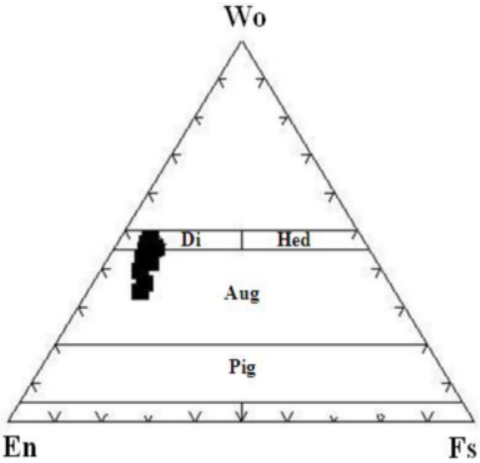

**شکل ۳** ترکیب الیوین سنگ‌های گابرویی بر پایه نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ نسبت به $Mg/(Fe^{2+}+Mg)$.



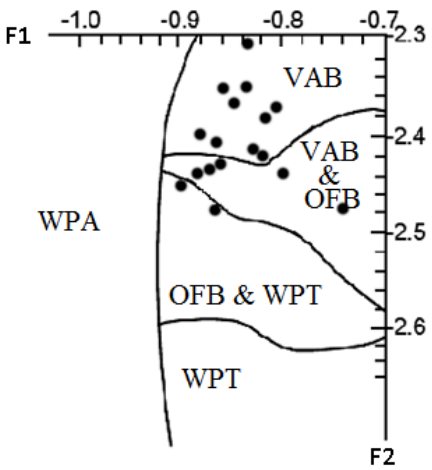

**شکل ۴** ترکیب فلدسپارهای پلاژیوکلاز سنگ‌های گابرویی هرسین در نمودار مثلثی Ab-An-Or.

ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها در سنگ‌های گابروئی منطقه‌ی هرسین دارای گستره‌ی تغییرات نسبتاً محدود $SiO_2$ (٪۴۸/۳ - ٪۵۱/۹)، زیاد MgO (٪۱۸/۷ - ٪۱۵/۴) و گسترده $TiO_2$ (٪۳/۳۱ - ٪۰/۵۱) است. بر پایه‌ی رده‌بندی پیروکسن‌ها، تمام نمونه‌های پیروکسن سرشار از کلسیم (Wo = ۳۴ - ۴۸ wt%) و فقیر از سدیم‌اند ($Na_2O$ < ۰/۵۸wt%). ترکیب پیروکسن‌ها در گستره‌ی $En_{45}$, $Wo_{48}$ تا $Fs_6$, $Wo_{34}$ $En_{54}$, $Fs_{12}$ تغییر می‌کند و در نمودار مثلثی ولاستونیت- انستاتیت- فروسیلیت (Wo-En-Fs) ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های مورد بررسی از نوع اوژیت دیوپسیدی است (شکل-۵). بر مبنای داده‌های پردازش الکترونی، فرمول ساختاری میانگین محاسبه شده بر پایه‌ی شش اتم اکسیژن و چهار کاتیون برای کلینوپیروکسن‌ها $(Ca_{0.86},Na_{0.04},Mg_{0.86},Fe^{2+}_{0.13},Ti_{0.04})[Si_{1.83}Al_{0.15}O_{5.94}]$ است. ترکیب میانگین ۳ نمونه پیروکسن سنگ‌های گابرویی منطقه هرسین همراه با فرمول ساختاری در جدول (۴) ارائه شده است. به‌منظور تفکیک سری تولئیتی از آهکی-قلیائی از نمودار نسبت $FeO_{total}/MgO$ در برابر سیلیس استفاده شد که در این نمودار تمام نمونه‌های مورد بررسی در گستره آهکی-قلیائی قرار گرفته‌اند. (طرح نتایج در نمودار مثلثی AFM نیز حاکی از قرارگیری نمونه‌ها در قلمرو آهکی- قلیائی است- نمودار نمایش داده نشد). بر پایه‌ی داده‌های ژئوشیمیائی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب ارائه شده در جدول (۱)، نمونه‌های گابروی هرسین دارای گستره‌ی تغییرات در محتوای $SiO_2$ (٪۴۷/۴ -٪۵۰/۵)، عبارتند از $Al_2O_3$ (٪۱۶/۵ -٪۲۳/۰)، $Fe_2O_3$ (٪۳/۷۶ -٪۵/۱۶)، MgO (٪۹/۲۱ - ٪۱۲/۲۵)، MnO (٪۰/۰۷ -٪۰/۱۰)، $P_2O_5$ (کمتر از ٪۰/۰۱ در همه‌ی نمونه‌ها) و $TiO_2$ (٪۰/۰۶ -٪۰/۲۷) است. از عناصر کمیاب، Sr، Co، Ni و V قابل توجه بوده و بقیه عناصر مقادیر بسیار کمی را نشان می‌دهند (جدول ۱). محتوای کم $TiO_2$ نشان دهنده‌ی فقر ماگمای گابرویی از Ti است. این نتیجه علاوه بر نرخ ذوب بخشی زیاد، بنا بر نظر پیرس و نُری [۲۰] می‌تواند بیانگر درجه‌ی تهی شدگی در خاستگاه گوشته‌ای نیز باشد. به‌طور کلی مقدار کم $TiO_2$ در نمونه‌های گابرویی هرسین می‌تواند حاکی از خروج $TiO_2$ در خلال رخدادهای ذوب بخشی پیشین باشد. با مقدار پایین $TiO_2$ نمونه‌های گابرویی، می‌توان گفت که این سنگ‌ها از یک خاستگاه گوشته‌ای به‌وجود آمده‌اند که دستخوش ذوب بخشی قبلی شده‌اند. در نمونه‌های گابرویی هرسین محتوای نیکل، از ۱۲۶ تا ۳۵۸، کروم از ۶۸ تا ۹۵۸ (برحسب ppm) و محتوای سیلیس از ۴۷/۴۳ تا ۵۰/۵۰ درصد وزنی تغییر می‌کنند. مقادیر نیکل و کروم نمونه‌های مورد بررسی حضور ماگمای اولیه را رد می‌کند و این می تواند دال بر شکل‌گیری ماگما به‌واسطه‌ی فرایندهای سنگ‌زایی پس از تشکیل و یا از یک گوشته‌ی دگرنهاد حاصل شده باشد. پارلاک و همکاران [۲۱] نشان دادند که کلینوپیروکسن‌های اولیه‌ای که از یک ماگمای بازی در فشار پایین متبلور می‌شوند، اغلب عدد منیزیم کمتر از ۸۴ دارند. عدد منیزیم نمونه‌های کلینوپیروکسن این بررسی گستره‌ای بین ۸۲ تا ۸۷ با میانگین ۸۵ دارند که نشانه ایست از تشکیل آن‌ها در فشار پایین. پایین بودن آنورتیت پلاژیوکلازهای مورد بررسی (An56-An64) دال بر جدایی پلاژیوکلازهای کلسیکتر در طی مراحل تبلور است. در نمودار F1-F2 [۲۲] که بر پایه‌ی ترکیب اکسید عناصر اصلی و فرعی کلینوپیروکسن برای جدایی محیط‌های زمین‌ساختی بازالت‌ها رسم شده است. ترکیب کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های گابرویی هرسین در قلمرو بازالت‌های قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل-۶).

[ Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11 ]




**شکل ۵** ترکیب پیروکسن سنگ‌های گابرویی هرسین در نمودار مثلثی En-Fs-Wo.

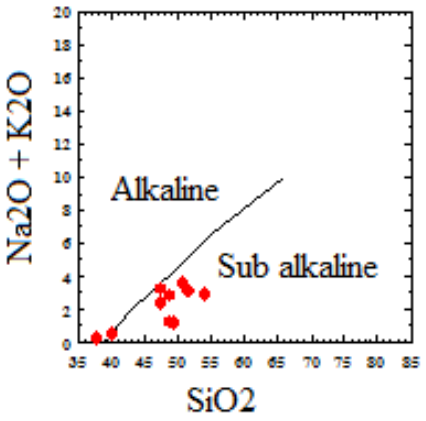



**شکل ۶** موقعیت ترکیب کلینوپیروکسن گابروهای هرسین در نمودار F1-F2.

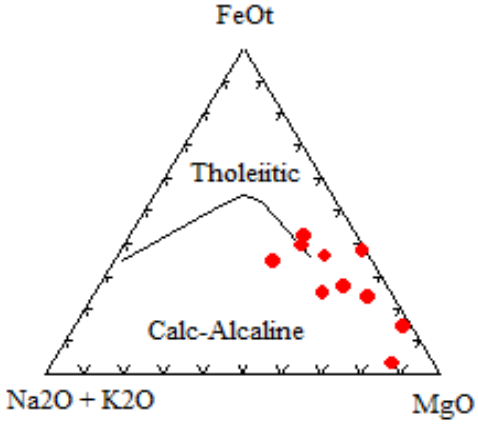
نتایج بررسی نمونه‌های سنگی اولترامافیک و مافیک منطقه‌ی صحنه نیز در نمودارهای مختلفی رسم شده‌اند که برخی از آن‌ها ارائه شده و بقیه‌ی نمودارها صرفاً به نتایج حاصل از آن‌ها اشاره شده است. طرح این نتایج در نمودارهای مختلف حاکی از تشکیل آن‌ها در محیط زمین‌ساختی متفاوتی نسبت به نمونه‌های منطقه‌ی هرسین است. نمودار قلیایی- سیلیس (شکل-۷) حاکی از آن است که نمونه‌های اولترامافیک و مافیک صحنه در میدان ساب قلیایی قرار می‌گیرند. برای تعیین تغییرات و روندهای جدایش ماگماهای تولئیتی و آهکی-قلیایی از نمودارAFM استفاده شد و نتایج سنگ‌های اولترامافیک و مافیک در این نمودار نشان داده شده‌اند (شکل-۸) که حاکی از قرار گیری نمونه‌ها در میدان تولئیتی است.

برای تعیین جزئیات ماگمای تولئیتی منطقه‌ی صحنه از نمودار جنسن [۲۳] استفاده شد که نتایج حاکی از آن است که ماگمای سازنده‌ی مجموعه اولترامافیک و مافیک، یک ماگمای تولئیتی منیزیم بالا (HMT) است (شکل-۹).

طرح نتایج نمونه‌های اولترامافیک و مافیک در نمودار دوتائی Cr-Ti نیز حاکی از آن است که ماگمای تشکیل دهنده‌ی این مجموعه، ماگمائی پرمنیزیم و فقیر از پتاسیم بوده است (وایت چرچ و همکاران [۱۵] نیز در خصوص نفوذی‌های منطقه به نتیجه مشابهی رسیده‌اند). شواهد میکروسکوپی و بررسی‌های ژئوشیمیائی، از جمله بالا بودن مقدار MgO در آنالیز نمونه‌های اولترامافیک، بیانگر این هستند که الیوین در این سنگ‌ها بیشتر فورستریتی است، مقدار NiO نیز تا حدی وابسته به مقادیر فورستریت است، مقادیر بالای نیکل موجود در نمونه‌های صحنه می‌تواند حاکی از تبلور از ماگمای نسبتاً اولیه باشد.

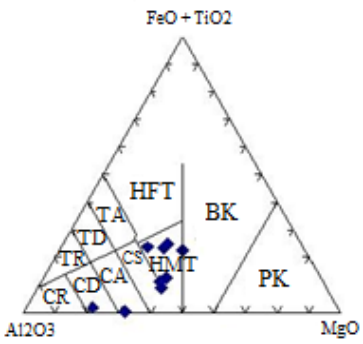



**شکل ۷** نمودار قلیایی- سیلیس نمونه‌های مافیک و اولترامافیکی صحنه.




**شکل ۸** نمودار AFM نمونه‌های مافیک و اولترامافیکی صحنه.

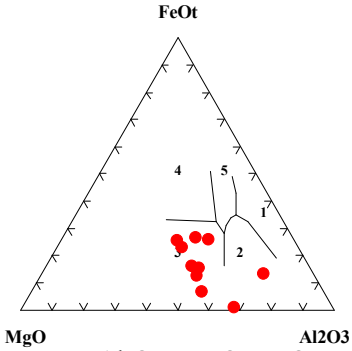
[ Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11 ]



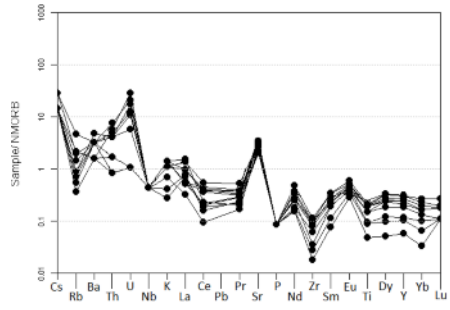

**شکل ۹** نمودار جنسن (۱۹۷۶) نمونه‌های مافیک و اولترامافیکی صحنه.

محیط زمین ساختی قدیمی مربوط به منطقه‌ی صحنه به‌وسیله‌ی عناصر اصلی و کمیاب به یاری نمودارهای مختلف مورد بررسی قرار گرفتند. طرح بررسی نمونه‌های اولترامافیک و مافیک منطقه‌ی صحنه در نمودار $Al_2O_3$، FeO، MgO پیرس و همکاران [۲۴] (شکل-۱۰) و نمودار $Ti - V$ شروایس (نمودار نمایش داده نشده) دال بر قرارگیری نمونه‌ها در میدان بازالت‌های پشته‌ی میان اقیانوسی یا MORB است. همچنین توزیع نتایج بررسی در نمودار Zr-Nb-Y بیانگر قرار گیری نمونه‌ها در میدان E.MORB است (شکل-۱۱).

نمودار عنکبوتی عناصر سنگ‌های گابرویی هرسین شکل۱۲ نشان داده شده است، بی هنجاری منفی Nb، Zr و Ce در برابر



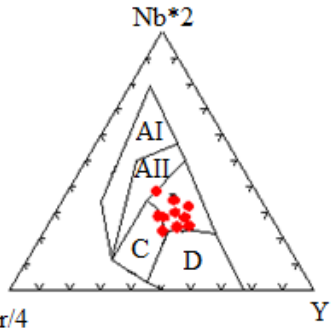

**شکل ۱۰** نمودار $Al_2O_3$، MgO، FeOt نمونه‌های مافیک و اولترامافیکی صحنه.



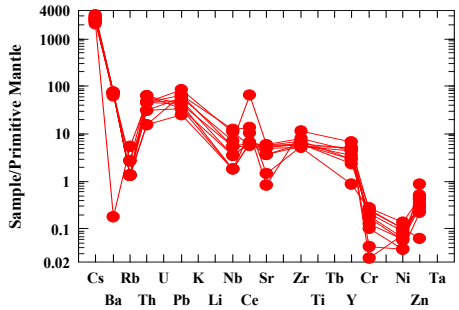

**شکل ۱۲** نمودار عنکبوتی عادی سازی شده عناصر کمیاب سنگ‌های گابرویی هرسین.

بی‌هنجاری مثبت Sr و La در الگوی هر یک از نمونه ها مشاهده می‌شود. بررسی الگوی عناصر کمیاب در نمودار عنکبوتی تقریباً یک سیر نزولی از عناصر سبک به سنگین را نشان می‌دهد. غنی شدگی از Sr را می‌توان به حضور فراوان پلاژیوکلازهای کلسیک در نمونه‌های گابرویی نسبت داد؛ با توجه به نمودارهای قبلی ارائه شده و نیز بی هنجاری منفی Nb، Ti، Hf، و Zr که می‌تواند از سرشتی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین مناطق فرورانش به شمار آید [۲۵]، گمان می‌رود که گابروهای هرسین حاصل از ماگمای مشتق شده‌ای از گوشته‌ی تهی شده‌ی روی منطقه‌ی فرورانش هستند که به مقدار کمی نیز دگرنهاد شده‌اند.

طرح نتایج بررسی‌های شیمیائی نمونه‌های اولترامافیک و مافیک صحنه در نمودارهای عنکبوتی با روندی متفاوت حاکی از این است که این سنگ‌ها نیز از عناصر جزئی سبک غنی و از عناصر جزئی سنگین فقیرند (شکل-۱۳). چنین رفتاری در این نمودارها معمولاً در تولئیتی‌های کف اقیانوس از نوع P دیده می شود. بر اساس مقایسه‌ی صورت گرفته بین نمودارهای عنکبوتی ناحیه‌ی مورد بررسی، جزایر اقیانوسی، تولئیت‌های نوع P و الگوی کلی این عناصر در نمودارهای قبلی یادآوری، نشان می‌دهد که ماگمای تشکیل دهنده‌ی مجموعه‌ی افیولیتی جنوب صحنه از بازالت‌های نوع P است.




**شکل ۱۱** نمودار مثلثی Nb, Y, Zr نمونه‌های مافیک و اولترامافیکی صحنه.




**شکل ۱۳** نمودار عنکبوتی عادی سازی شده عناصرکمیاب سنگ‌های مافیکی و اولترامافیکی صحنه.

[ Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11 ]

همگرایی بین عربستان و ایران با نرخ $۲^{cm}/_{yr}$ به شکل مایل با زاویه $۶۰^{o}$ است [۲۶]. به علت آنکه قطب چرخش همگرایی عربی- اوراسیایی در شرق مدیترانه قرار دارد لذا نرخ همگرایی به سمت شرق در راستای کمربند کوهزایی زاگرس از $۱/۸^{cm}/_{yr.}$ تا $۱/۵^{cm}/_{yr.}$ در شمال غرب تا $۲/۸^{cm}/_{yr.}$ در جنوب شرق افزایش می‌یابد. شواهد لرزه‌ای حاکی از آن بوده است که در زیر سنندج- سیرجان و زاگرس یک لیتوسفر عربی مشابه وجود دارد که به شیبی معادل $۵۰^{o}$ به سمت شمال شرق دیده می‌شود [۲۷]. این زبانه در زیر بخش زاگرس مرکزی به‌صورت زیر رانده و در بخش شمال غرب زاگرس به‌صورت فرورانشی است. گسترش شکستگی زبانه به سمت آناتولی منجر به شکل‌گیری گسل شمال آناتولی شده است [۲۸]. در ایران حضور آداکیت‌های غنی از سیلیس زاگرس (منطقه‌ی انار) وابسته به این شکستگی دانسته شده است[۲۹]. پس از شروع زیر راندگی قاره‌ای در زاگرس سرعت صفحه‌ی عربی از $۳/۱^{cm}/_{yr.}$ به $۲/۴^{cm}/_{yr.}$ یعنی در حدود ۳۰٪ کاهش یافته است و تغییر نرخ همگرایی در بخش شمالی و بخش‌های مرکزی و جنوبی به‌عنوان یکی از عوامل مهم در شکسته شدن زبانه به شمار می‌آید. علاوه بر شکسته شدن زبانه؛ با تداوم فرورانش، زبانه فرورو به سمت عقب نیز کشیده شده است و این رخداد با عقب نشینی گودال نیز همراه گردیده است. مودرئو و همکاران [۳۰] بلوک بیستون را به‌عنوان یک بلوک قاره‌ای چگال در شمال غرب زاگرس یک عامل مهم در افزایش عقب نشینی زبانه می‌دانند. البته شروع زیرراندگی لیتوسفر قاره‌ای عربی به زیر سنندج- سیرجان را نیز می‌توان به عنوان عامل دیگری در وقوع این عقب نشینی به‌شمار آورد. مطالعات اخیر حاکی از آن است که بیشتر افیولیت‌های زاگرس در محیط جزایر قوسی درون اقیانوسی تشکیل شده‌اند. به گونه‌ای که فرورانش درون اقیانوسی باعث شکل‌گیری جزایر قوسی نابالغی قبل از بسته شدن اقیانوس نئوتتیس شده است، اضمحلال زبانه فرورو منجر به ایجاد یک فاز کششی بزرگ مقیاس در ورقه اقیانوسی شده و به موجب آن افیولیت‌های سوپرا سابداکشن زاگرس شکل گرفته‌اند. Wrobel-Deveau و همکاران [۱۶] پیشنهاد نمودند که افیولیت‌های کرمانشاه بخشی از یک حوضه اقیانوسی کافت شده در زون انتقال قاره – اقیانوس بوده که در جنوب اقیانوس نئوتتیس شکل گرفته است. کارهای اخیر Saccani و همکاران [۱۷] این افیولیت ها را صرف نظر از سن و واحدهای متفاوت که ویژگی OIB وMORB دارند را به‌عنوان یک حوضه اقیانوسی افزایشی تحت تاثیر پلوم گوشته‌ای در زون تبدیل اقیانوس – قاره در حاشیه جنوبی اقیانوس تتیس تفسیر نموده‌اند. الهیاری وهمکاران [۲] پیشنهاد کردند که غنی شدگی مشاهده شده از LREE در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها حاصل گردش سیالات مشتق شده از فرورانش در گوشته تهی شده پس از خروج مذاب بونینیتی است. با اتمام ماگماتیسم در زون سنندج- سیرجان در کرتاسه پایانی، ممکن است پوسته نئوتتیس در این زمان شکسته شده و به زیر خود فرورانش نموده باشد، این فرورانش سبب ایجاد یک حوضه پشت قوس- قوس در نئوتتیس گردیده است. در این زمان فرورانش نئوتتیس به زیر سنندج - سیرجان متوقف شده و با فرورانش نئوتتیسی به زیر خود و گسترش حوضه پشت قوس- قوس در کرتاسه پایانی سنگ‌های وابسته به پشت قوس تا قوس در افیولیت‌های کرمانشاه به‌وجود آمده‌اند. تمامی مجموعه‌های بازی و اولترابازی در هرسین روی زون فرورانش نئوتتیسی در زیر اوراسیا بوده‌اند، کارهای صورت گرفته توسط وایت چرچ و همکاران [۱۵] روی رسوب‌های منطقه‌ی کامیاران و شمال صحنه – هرسین دال بر آن است که ماگماتیسم وابسته به فرورانش بیشتر بین پالئوسن و ائوسن فعال بوده است. دوره‌ی خاموشی ماگماتیسم از پالئوسن تا ائوسن در زون سنندج-سیرجان با ماگماتیسم قوس در کرمانشاه همزمان است. با خاتمه ماگماتیسم کوتاه مدت در کرمانشاه دوباره در ائوسن میانی ماگماتیسم با یک جابجایی ۲۰۰ کیلومتری به داخل کشور، این بار در راستای قوس ارومیه-دختر از سر گرفته شده است. شواهد به‌دست آمده به‌وضوح حاکی از آن است که افیولیت‌های صحنه و هرسین وابسته به یک قوس ماگمایی هستند که در لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس وجود داشته است. ولی ماگماتیسم مورب در پاسخ به تغییرات صورت گرفته حین همگرایی نئوتتیس نیز صورت پذیرفته است. در خلال پالئوسن – ائوسن نرخ همگرایی در حاشیه‌ی قاره‌ای اوراسیا کاهش یافت که ممکن است این کاهش در نرخ همگرایی به‌دلیل آن باشد که زبانه فرورو به‌دلایلی که قبلاً ذکر گردید به عقب کشیده شده و منجر به ایجاد یک کشش در بخش پشت قوس در حاشیه‌ی اوراسیا شده است، که خود می‌تواند توضیحی بر اختلاط و همزمانی ماگماتیسم‌های نوع MORB وOIA و نیز فقدان یک سیر تکاملی ماگمایی از سنگ‌های تهی شده به غنی شده در مناطق مورد بررسی باشد. به هر حال شواهد حاکی از آنند که مجموعه‌های بازالتی یاد شده در شرایط مشابهی از نظر زمین ساختی شکل نگرفته‌اند. الگوهای عناصر LREE و HREE دال بر مخلوط شدگی‌های مختلف بین خاستگاه‌های

[ Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11 ]

استنوسفری است. تمامی کارهای انجام شده در سال‌های اخیر حاکی از آن است که افیولیت‌های منطقه‌ی کرمانشاه بیانگر حالت خاصی از یک دنباله‌ی افیولیتی هستند به گونه‌ای که بررسی‌های ژئوشیمیایی دال بر آنند که شکل‌گیری این افیولیت‌ها از عوامل زمین‌ساختی و ژئوشیمیایی مختلفی متاثر بوده است.

**برداشت**

داده‌های بافتی و ژئوشیمیایی افیولیت‌های دو منطقه‌ی هرسین و صحنه در غرب ایران، شواهدی از اقیانوس نئوتتیس جنوبی مستقر در کرانه‌ی شمالی سپر عربی (گندوانا) را در خود ثبت کرده‌اند. ماگماتیسم دنباله‌ی افیولیتی مورد بررسی شواهدی در خصوص قوس درون اقیانوسی و تولئیتی نوع P نشان می‌دهد. بررسی‌های صورت گرفته در این خصوص حاکی از آن است که اجزای اقیانوسی روی کرانه‌ی عربی در خلال ائوسن پایانی – الیگوسن آغازین رورانده شده‌اند که به‌عنوان آغاز برخورد بین ورقه‌ی عربی و اوراسیا نیز تلقی شده است. فرورانش نئوتتیسی به زیر خود منجر به توقف فرورانش به زیر سنندج - سیرجان شد، به گونه ای که دوره‌ی خاموشی ماگماتیسم در شمال غرب زون سنندج- سیرجان مصادف با ماگماتیسم قوس در کرمانشاه بوده است. تداوم فرورانش در منطقه منجر به تشکیل سنگ‌های وابسته به حوضه‌ی پشت قوس- قوس در محور سنقر – بانه، محور همدان – تبریز و منطقه‌ی کرمانشاه در گستره‌ی کامیاران، صحنه و هرسین شده است. کاهش نرخ همگرایی زون فرورانش و عقب نشینی زبانه فرورو، منجر به ایجاد کشش در پشت قوس در حاشیه اوراسیا شده است که می‌تواند به عنوان عاملی در اختلاط شواهد ژئوشیمیایی ماگماتیسم نوع MORB و قوس مورد نظر قرار بگیرد. دومین مرحله ماگماتیسم پس از یک دوره‌ی آرامش در فعالیت‌های ماگمایی، از سمت قوس سنندج- سیرجان با یک جابجایی ۲۰۰ کیلومتری به سمت قوس ارومیه- دختر نقل مکان کرده است.

**قدردانی**

در این کار پژوهشی، از اساتید ارجمندی که در مرحله‌ی داوری این مقاله با یادآوری اشتباهات نویسندگان این نوشته را پربارتر کرده‌اند سپاسگزاریم.

**مراجع**

[1] Agard P., Omrani J., Jolivet L.,Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., *"Zagros orogeny:a subduction-dominated process",* Geological Magazine 148(2011 )692–725.

[2] Allahyari K., Saccani E., Pourmoafi M., Beccaluva L., Masoudi F., *"Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex(Zagros belt, Iran): implications for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran*", Ofioliti 35 (2010) 71–90.

[3] Hassanzadeh J., Stockli D.F., Horton B.K., Axen G.J., Stockli L.D., Grove M., Schmitt A., Walker J.D., "*U–Pb zircon geochronology of upper Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, metallogeny, and exhumation history of Iranian basement*", Tectonophysics 451(2008) 71–96.

[4] Azizi H., Moinevaziri H., *"Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran*", J. Geodyn. 47( 2009)167–179.

[5] Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M.R., *"Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran*", J. Asian Earth Sci. 21(2003)397–412.

[6] Alirezaei S., Hassanzadeh J., *"Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj–Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran"*, Lithos, 151. (2012) 122-134.

[7] Robertson A.H.F., Parlak O., Rízaoğlu T., Ünlügenç Ü., İnan N., Tasli K., Ustaömer T., *"Tectonic evolution of the South Tethyan ocean: evidence from the Eastern Taurus Mountains (Elaziğ region, SE Turkey)"*, Geological Society, London, Special Publications 272 (2007) 231–270.

[8] Hassanipak A.A., Ghazi A.M., *"Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite,northwest Iran: implications for Tethyan tectonics"*, J.Asian Earth Sci.18(2000)109–121.

[9] Khalatbari-Jafari M., Juteau T., Bellon H., Whitechurch H., Cotton J., Emami H., "*New geological and geochronological investigations on Khoy ophiolites and related formations. NW Iran",* Journal of Asian Earth Sciences 23(2004)507–535.

[10] Azizi H., Chung S., Tanaka T., Asahara Y., *"Isotopic dating of the Khoy metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: A significant revision of the formation age and magma source",* Precambrian Research 185(2011)87–94.

[11] Shahabpour J., "*Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt"*, Journal of Asian Earth Sciences 30(2007)652–665.

[ Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11 ]

[12] Ghasemi A., Talbot C.J., "*A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran)"*, J. Asian Earth Sci. 26(2006) 683–693.
[13] Gharib F., "*Biostratigraphie des radiolarites de Kermanshah (Iran)*", Unpublished doctoral dissertation, Museum Nationald'Histoire Naturelle –Paris (2009) 343 p.
[14] Delaloye M., Desmons J., *"Ophiolites andmelange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications*", Tectonophysics 68(1980)83–111.
[15] Whitechurch H., Omrani J., Agard P., Humbert F., Montigny R., Jolivet L., "*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(2013)11–32.
[16] Wrobel-Daveau J.C., Ringenbach J.C., Tavakoli S., Ruiz G., Masse P., Frizonde Lamotte D., *"Evidence for mantle exhumation along the Arabian margin in the Zagros (Kermanshah area, Iran)*", Arabian Journal of Geosciences.Springer 3(2010) 499–513.
[17] Saccani E., Allahyari K., Beccaluva L., Bianchini G., "*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 (1), (2013) 392–411.
[18] Allahyari K., Saccani E., Rahimzadeh B., Zeda O., "*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 fore-arc setting in the Neo-Tethys between Arabia and Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 79 (2014)312–328.
[19] Nicolas A., Boudier F., Bouchez J.L., "*Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments*, American Journ.of Sciences, 28O A(1980) 192–210.
[20] Pearce J.A., Norry M.J., *"Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks*", Contrib. Mineral.Petrol., 69(1979)33-47.
[21] Parlak O., Ho¨ck V., Delaloye M., *"The supra-subduction zone Pozanti–Karsanti ophiolite, southern Turkey: evidence for high-pressure crystal fractionation of ultramafic cumulates"*, Lithos 65 (2002) 205-224.
[22] Nisbet E.G., Pearce J. A., *"Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings"*, Contribution to Mineralogy and Petrology 63 (1977) 149-160.
[23] Jensen L. S., "*A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks*", Ontario Geological Survey Miscellaneous, (1976). pp 66.
[24] Pearce T. H., Gorman B. E., Birkett T. C., "*The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks",* Earth and Planetary Science Letters 36(1977)121–132.
[25] Gioncada A., Mazzuoli R., Bisson M., Pareschi M T., *"Petrology of volcanic products younger than 42 ka on the Lipari-Vulcano complex (Aeolian Islands, Italy): an example of volcanism controlled by tectonics"*, Journal Volcanology Geotherm. Research. 122 (2003) 191-220.
[26] Reilinger R., McClusky S., *"Nubia–Arabia–Eurasia platemotions and the dynamics of Mediterranean and Middle East tectonics*, Geophysical Journal International 186 (2011)971–979.
[27] Vergés J., Saura E., Casciello E., Fernàndez M., Villaseñor A., Jiménez-Munt I., García-Castellanos D., "*Crustal-scale cross-section across the NW Zagros Belt: implications for the Arabian Margin reconstruction, In: Lacombe, O., Grasemann, B., Simpson, G. (Eds.), Geodynamic Evolution of the Zagros*", Geological Magazine, 148, (2011b) 739–761 (5–6).
[28] Faccenna C., Bellier O., Martinod J., Piromallo C., Regard V., "*Slab detachment beneath eastern Anatolia: a possible cause for the formation of the North Anatolian fault"*, Earth and Planetary Science Letters 242 (1–2) (2006)85–97.
[29] Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., "*Arc magmatism and subduction history beneath Zagros: new report of adakites and geodynamic consequences"*, Lithos 106:3–4 (2008) 380–398.
[30] Mouthereau F., Lacombe O., Vergés J., *"Building the Zagros collisional orogen:timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence*, Tectonophysics 532-5(2012) 27–60.

[ Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11 ]