



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

رضا زارعی سهامیه*، علی مرادپور

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، 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 تروُدوس، 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 فرارنده 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 گوشته‌ای است. به‌طور کلی سنگ‌های موجود در این دنباله شامل پریدوتیت‌های هارزبورژیتی و لِرزولیتی، گابروهای کوموله‌ای، پگماتوئیدی، میلونیتی، همبافت دایکی و پیلولوآهای 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 صحرايي 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 فروانش آن به زیر خود در کرتاسه پایانی، منجر به توقف فروانش نئوتتیس به زیر بلوک 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

تتیس جنوبی مستقر بین سپر عربی (گندوانا) و بلوک قاره-ای سنندج-سیرجان ایران را در خود ثبت کرده‌اند [۲،۱]. پس از آغاز فروانش پالنئوتتیس در کربونیفر پایانی گسترش نئوتتیس آغاز شده؛ با بسته شدن نهایی پالنئوتتیس و برخورد ایران-اوراسیا در کارنین پایانی - نورین آغازین [۳]، فرایند کافتن و گسترش دریائی تتیس نیز از پرمین تا تریاس

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 شده-اند. افیولیت‌های جنوبی ایران که در راستای رورانگی اصلی زاگرس رخنمون دارند، تکامل ژئودینامیکی اقیانوس

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 فروانش 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 ۱۵۰ km طول و ۱۵۰-۲۰۰ km 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 نابین- 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 نابین - بافت را نقض کرده [۹] و آن را حاصل شاخه‌ی فرعی نئوتتیس (شاخه خوی-زنجان) معرفی کرده‌اند [۱۰، ۴]. آغاز فروانش 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 ریشه‌ی 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 $34^{\circ}00'$ تا $34^{\circ}30'$ عرض شمالی و $47^{\circ}10'$ تا $47^{\circ}50'$ 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 سفره‌های متعدد زمین ساختی است. این سفره‌ها شامل - سفره‌ی رادیولاریتی تغییر شکل یافته؛ که به‌عنوان یک حوضه‌ی حاشیه‌ی قاره‌ای تفسیر شده است، و حدود ۵۰۰ متر ضخامت دارد و روی سازند کامپانین گورپی و فلیش‌های مائستریشیتین امیران قرار گرفته است. ورقه‌های رورانده در برخی بخش‌ها با سن‌های مختلف از سانتونین تا مائستریشیتین جایگزین شده‌اند. در سفره‌ی رادیولاریتی، قدیمی‌ترین سن به رادیولاریت‌های روستای گاماسیاب (جنوب غرب هرسین) با سن لیا س وابسته است [۱۳].

- افیولیت‌های مناطق هرسین و صحنه؛ متشکل از اجزای گوشته‌ای و پوسته‌ای شامل پریدوتیت، پریدوتیت‌های 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 پیلولابی گسترش کمتری داشته و به دو منطقه تمرک و گشور (بین هرسین و نورآباد) محدود می‌شوند (شکل ۱-الف). سن سنجی‌های انجام شده توسط دللوی و دسموس [۱۴]، سن 7.8 ± 0.3 Ma (کامپانین) و کارهای وایت چرچ و همکاران [۱۵] سن 9 ± 0.5 Ma را برای دیوریت‌هایی که سنگ‌های آتشفشانی و رسوب‌های فلیشی ائوسن تحتانی (در راستای رودخانه‌ی گاماسیاب- منطقه‌ی صحنه) را قطع کرده‌اند تعیین کرد.

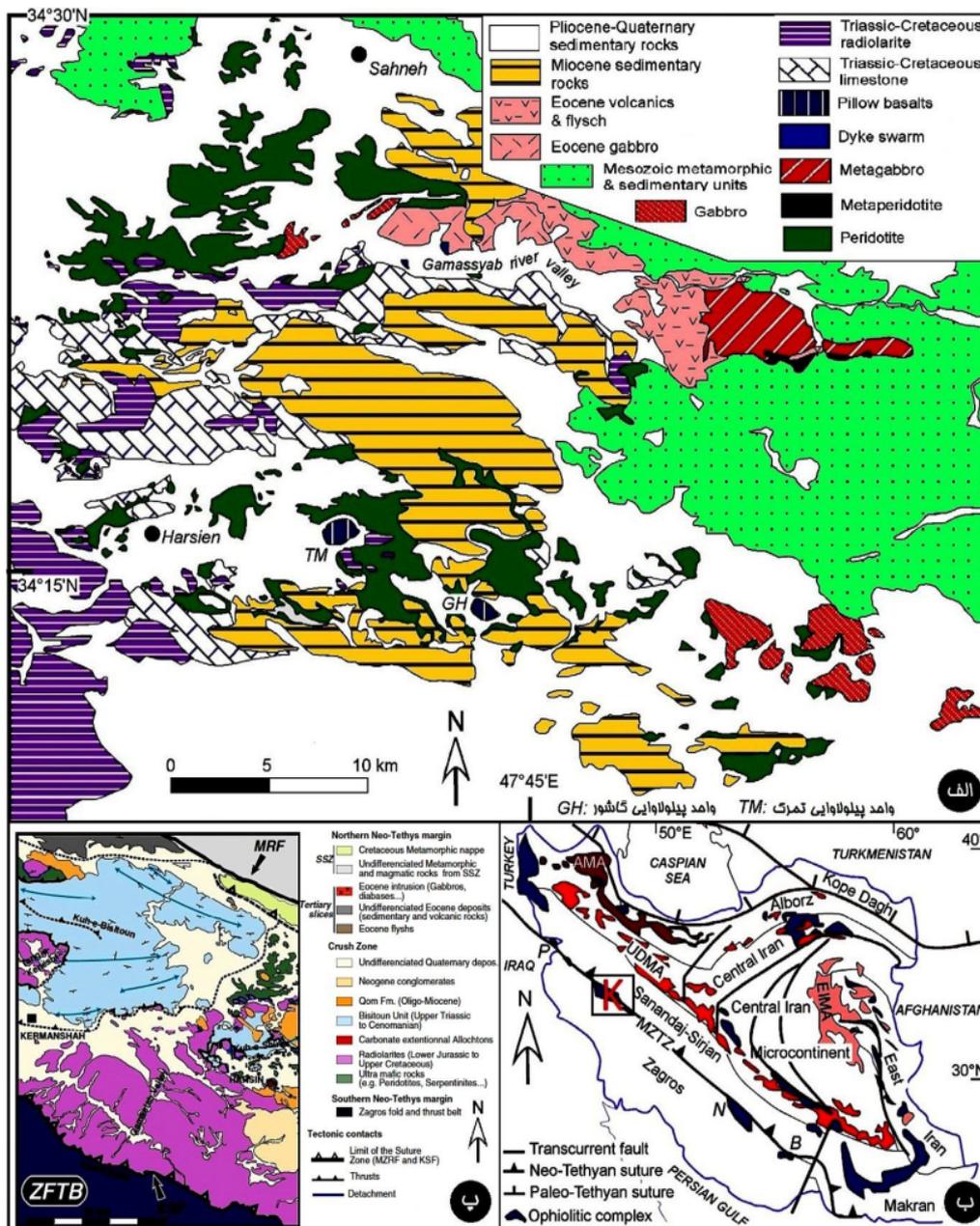
- واحد بیستون؛ متشکل از ۳۰۰۰-۱۵۰۰ متر از کربنات‌های آب‌های کم عمق است که از نظر سنی از تریاس تا اوایل کرتاسه (سنومانین) را شامل می‌شود. این واحد در دو توده تحت عنوان کوه بیستون و کوه شیرز رخنمون دارد (شکل ۱-ب).

در کوه بیستون، قدیمی‌ترین افق شامل آهک‌های تریاس است و در کوه شیرز، 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

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-AES و ICP-MS تجزیه-ی شیمیایی شدند که نتایج ۳۲ عنصر اصلی و کمیاب برای ارزیابی ویژگی‌های ژئوشیمیایی در جدول (۱) ارائه شده‌اند.

کِنِشْت، شکل ۱- پ). کوه شیرز 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 میزان یک گودال رادیولاریتی (رادیولاریت‌های کرمانشاه) بود، از صفحه‌ی عربی جدا بوده است.



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

جدول ۱ نتایج بررسی شیمیایی به روش های ICP-AES و ICP-MS نمونه های گابرویی منطقه ی 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	۰.۰۸	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 ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O 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

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	۰.۰۲	۰.۱۰	۰.۷۵
Al ₂ O ₃	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳
FeO	۱۶.۶۸	۱۷.۱۵	۱۶.۶۸
MnO	۰.۲۷	۰.۰۰	۰.۰۷
MgO	۴۳.۴۲	۴۲.۵۵	۴۴.۴۷
CaO	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۵
Na ₂ O	۰.۰۸	۰.۰۵	۰.۰۳
K ₂ O	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 ₂ O 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 ₂ O	۴.۶۱	۴.۶۰	۴.۵۴
K ₂ O	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

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 داده‌اند. 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٪)، ارتوپروکسن (۴۰٪-۳۰٪)، کلینوپروکسن و کروم اسپینل (۲٪-۱٪) و دارای بافت گرانولار اند؛ حضور شکنج در الیوین، ارتوپروکسن و کلینوپروکسن‌های درشت دانه (شکل ۲-الف) را می‌توان دال بر تغییر شکل پلاستیک گوشته‌ای در دمای بالا دانست [۱۹].

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

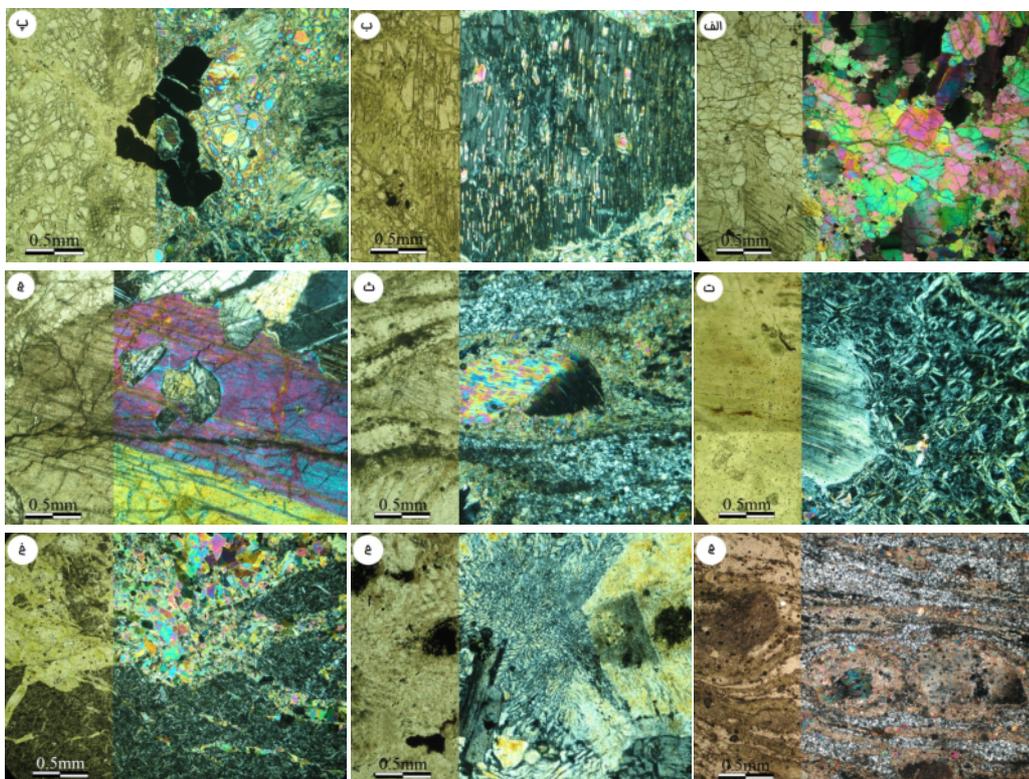
شماره نمونه	B7	B13	B22
میانگین تعداد آنالیزها	۱۰	۴	۳
اکسید عناصر			
SiO ₂	۵۰٫۶۷	۵۰٫۰۹	۵۰٫۳۶
TiO ₂	۰٫۹۶	۱٫۴۰	۰٫۸۸
Al ₂ O ₃	۲٫۸۲	۰٫۴۴	۳٫۷۲
FeO	۶٫۰۱	۵٫۰۰	۴٫۴۱
MnO	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰
MgO	۱۷٫۶۱	۱۷٫۱۲	۱۶٫۲۷
CaO	۲۰٫۷۰	۲۱٫۲۲	۲۳٫۱۷
Na ₂ O	۰٫۴۵	۰٫۵۶	۰٫۵۳
K ₂ O	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Total	۹۹٫۲۸	۹۹٫۴۲	۹۹٫۳۴
Si	۱٫۸۶	۱٫۸۱	۱٫۸۴
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
Fe ²⁺	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 به روش XRF نمونه‌های گابروی صحنه (اکسیدها بر حسب 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
SiO ₂	۵۰٫۶۶	۴۹٫۴۷	۴۷٫۵۶	۴۸٫۷۱	۴۰٫۲۷	۵۴٫۰۹	۴۷٫۴۸	۵۱٫۶۷
Al ₂ O ₃	۱۴٫۶۶	۱۶٫۳۹	۱۷٫۵۳	۱۳٫۳۴	۲۲٫۴۶	۲۱٫۰۴	۱۷٫۹۹	۱۲٫۷۳
Fe ₂ O ₃	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
Na ₂ O	۴٫۴۷	۱٫۱۲	۲٫۰۷	۲٫۷۴	۰٫۴۵	۲٫۷۹	۲٫۵۲	۳٫۰۵
K ₂ O	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
TiO ₂	۰٫۴۴	۰٫۱۴	۰٫۴	۰٫۱۹	۰	۰٫۴۶	۰٫۶۵	۰٫۵۷
P ₂ O ₅	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

جدول ۶ نتایج بررسی شیمیایی به روش 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
SiO ₂	۳۵.۵۱	۳۴.۲۳	۳۶.۴۵	۳۶.۵۰	۳۵.۸۶	۳۷.۴۴
Al ₂ O ₃	۵	۴.۶۳	۹.۶۹	۴.۷۰	۵.۱۱	۴.۷۵
Fe ₂ O ₃	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
Na ₂ O	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۲۱	۰.۰۵	۰.۰۸	۰.۰۴
K ₂ O	۰	۰.۰۱	۰.۱۵	۰	۰.۰۱	۰
MnO	۰.۱۲	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۲	۰.۱۳	۰.۱۳
TiO ₂	۰	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۱	۰	۰.۰۱
P ₂ O ₅	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 الیون. (ب) تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن در ارتوپیروکسن. (پ) بلورهای کروم اسپینل در نمونه‌های پریدوتیتی. (ت) بافت غربالی در سرپانتینیت‌ها. (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.

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، ژئولیت، اپیدوت و آلپیت) دال بر دگرسانی گرمایی 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 گرمایی در آن‌هاست (شکل ۲-خ)، و حضور اسمکتیت، ژئولیت و کلسیت دال بر تبلور در شرایط دمایی 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 ماگمایی، شیمی ماگما و شکل‌گیری آن‌ها، بررسی-های ژئوشیمیایی 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 نشده‌اند، ولی نتایج حاصل از آن‌ها مطرح شده‌اند.

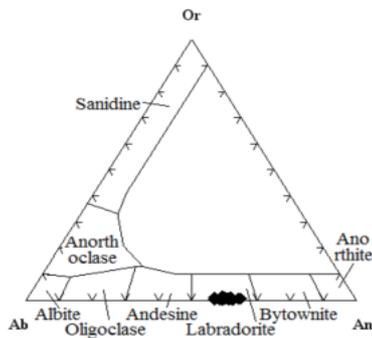
بر مبنای داده‌های پردازش الکترونی، فرمول ساختاری میانگین محاسبه شده بر پایه چهار اتم اکسیژن برای الیوین‌ها $[\text{Si}_{0.97} \text{O}_{3.98}] (\text{Mg}_{1.65}, \text{Fe}^{2+}_{0.35} \text{Ti}_{0.01})$ ، بر اساس طرح نتایج در نمودار $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ در برابر $\text{Mg}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ 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 $(\text{Ca}_{0.63}, \text{Na}_{0.41}, \text{K}_{0.01})$ $[\text{Si}_{2.35} \text{Al}_{1.61} \text{O}_{8.05}]$ است. چنانکه در شکل (۴) مشاهده می‌شود در نمودار مثلثی Or-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.

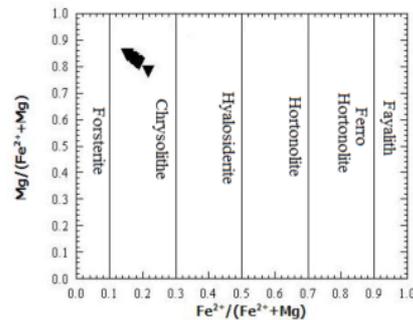
لرزلولیت‌های با بافت‌های پورفیروکلاستیک، تیغه‌های جدایشی از کلینوپیروکسن در ارتوپیروکسن با آرایش ناپیوسته (شکل ۲-ب) در راستای رخ همراه با شکنج را نشان می‌دهند. بلورهای کروم اسپینل در نمونه‌های پریدوتیتی بی‌شکل تا نیمه شکل دارند (شکل ۲-پ). در برخی مناطق نمونه‌های پریدوتیتی به صورت فراگیر دگرسان (سرپانتینیزه) 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) در برخی 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؛ رودخانه 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 موحی 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 میلیونیتی 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: پلاژیوگرانیته‌ها، دایک‌ها و پیلولاواها: سنگ‌های پلاژیوگرانیته‌ی پس از روستای سر آسیابان و ذرکه قابل مشاهده‌اند. نبود برخوردگاه دگرگونی در اطراف این سنگ‌ها با دنباله‌های مجاور، حاکی از سرد شدن، دمایی پایین ماگمای گرانیته‌ی است. در این نمونه‌ها بافت گرافیکی وجود دارد که بیانگر تبلور دمایی 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-



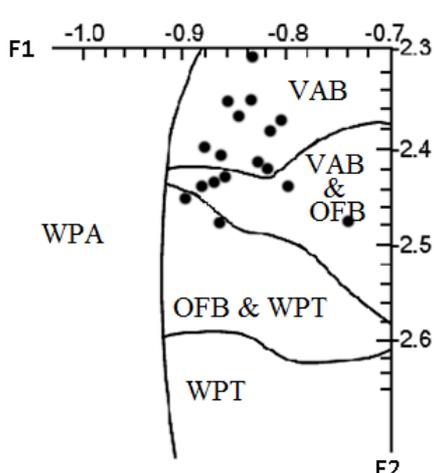
شکل ۴ ترکیب فلدسپارهای پلاژیوکلاز سنگ‌های گابرویی هرسین در نمودار مثلثی Ab-An-Or.



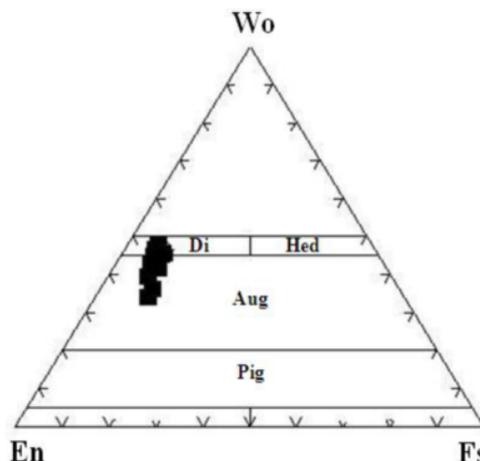
شکل ۳ ترکیب الیون سنگ‌های گابرویی بر پایه نمودار $Mg/(Fe^{2+}+Mg)$ نسبت به $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$.

قابل توجه بوده و بقیه عناصر مقادیر بسیار کمی را نشان می‌دهند (جدول ۱). محتوای کم TiO_2 نشان دهنده فقر ماگمای گابرویی از Ti است. این نتیجه علاوه بر نرخ ذوب بخشی زیاد، بنا بر نظر پیرس و نری [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 می‌تواند 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 نشانه‌ی اِست 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 بازال‌ها رسم شده است. ترکیب کلینوپیروکسن-های نمونه‌های گابرویی هرسین در قلمرو بازال‌های قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۶-).

ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها در سنگ‌های گابرویی منطقه-ی هرسین دارای گستره‌ی تغییرات نسبتاً محدود SiO_2 (۵۱/۹ - ۴۸/۳٪)، 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 (En₄₅, Na₂O < ۰/۵۸wt%) ترکیب پیروکسن‌ها در گستره‌ی En_{54} , Fs_{12} , Wo_{48} تا Fs_6 , Wo_{34} 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 تولیتی 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 ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب ارائه شده در جدول (۱)، نمونه‌های گابرویی هرسین دارای گستره‌ی تغییرات در محتوای SiO_2 (۴۷/۴ - ۵۰/۵٪)، عبارتند از Al_2O_3 (۲۳/۰ - ۱۶/۵٪)، Fe_2O_3 (۳/۷۶ - ۵/۱۶٪)، MgO (۱۲/۲۵ - ۹/۲۱٪)، MnO (۰/۰۷ - ۰/۰۸٪)، P_2O_5 (کمتر از ۰/۰۱٪ در همه‌ی نمونه‌ها) و TiO_2 (۰/۰۶ - ۰/۲۷٪) است. از عناصر کمیاب، Co, Sr, Ni و V

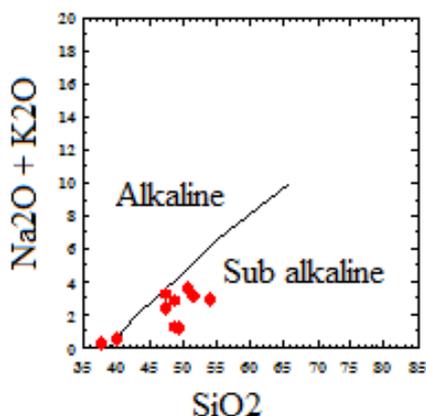


شکل ۶ موقعیت ترکیب کلینوپیروکسن گابروهای هرسین در نمودار F1-F2.

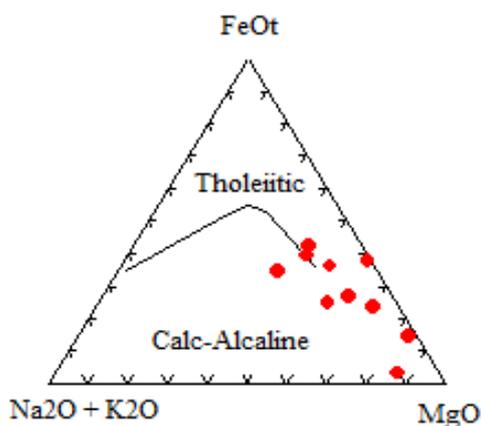


شکل ۵ ترکیب پیروکسن سنگ‌های گابرویی هرسین در نمودار مثلثی En-Fs-Wo.

وابسته به مقادیر فورستريت است، مقادير 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.

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 تولییتی و آهکی-قلیایی از نمودار AFM استفاده شد و نتایج سنگ‌های اولترامافیک و مافیک در این نمودار نشان داده شده‌اند (شکل-۸) که حاکی از قرارگیری نمونه‌ها در میدان تولییتی است.

برای تعیین جزئیات ماگمای تولییتی منطقه‌ی صحنه از نمودار جنسن [۲۳] استفاده شد که نتایج حاکی از آن است که ماگمای سازنده‌ی مجموعه اولترامافیک و مافیک، یک ماگمای تولییتی 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، ماگمای پرمینیزیم و فقیر از پتاسیم بوده است (وایت چرچ و همکاران [۱۵] نیز در خصوص نفوذی‌های منطقه به نتیجه مشابهی رسیده‌اند). شواهد میکروسکوپی و بررسی‌های ژئوشیمیایی، از جمله بالا بودن مقدار MgO در آنالیز نمونه‌های اولترامافیک، بیانگر این هستند که الیون در این سنگ‌ها بیشتر فورستريتی است، مقدار NiO نیز تا حدی

همگرایی بین عربستان و ایران با نرخ 2 cm/yr به شکل مایل با زاویه 60° 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 $1/8 \text{ cm/yr}$ تا $1/5 \text{ cm/yr}$ در شمال غرب تا $2/8 \text{ cm/yr}$ 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 50° به سمت شمال شرق دیده می‌شود [۲۷]. این زبانه در زیر بخش زاگرس مرکزی به صورت زیر رانده و در بخش شمال غرب زاگرس به صورت 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 $3/1 \text{ cm/yr}$ به $2/4 \text{ cm/yr}$ یعنی در حدود 30% 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. مودرنو 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 نتوتتیس 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 نتوتتیس شکل گرفته است. کارهای اخیر Saccani و همکاران [۱۷] این افیولیت‌ها را صرف نظر از سن و واحدهای متفاوت که ویژگی OIB و MORB دارند را به‌عنوان یک حوضه اقیانوسی افزایشی تحت

تاثیر پلوم گوشته‌ای در زون تبدیل اقیانوس - قاره در حاشیه جنوبی اقیانوس تتیس تفسیر نموده‌اند. الهیاری و همکاران [۲] پیشنهاد کردند که غنی‌شدگی 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 ماگماتیسیم در زون سنندج- سیرجان در کرتاسه پایانی، ممکن است پوسته نتوتتیس در این زمان شکسته شده و به زیر خود فرورانش نموده باشد، این فرورانش سبب ایجاد یک حوضه پشت قوس- قوس در نتوتتیس گردیده است. در این زمان فرورانش نتوتتیس به زیر سنندج - سیرجان متوقف شده و با فرورانش نتوتتیزی 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 نتوتتیزی 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 ماگماتیسیم وابسته به فرورانش بیشتر بین پالئوسن و ائوسن فعال بوده است. دوره‌ی خاموشی ماگماتیسیم از پالئوسن تا ائوسن در زون سنندج- سیرجان با ماگماتیسیم قوس در کرمانشاه هم‌زمان است. با خاتمه ماگماتیسیم کوتاه مدت در کرمانشاه دوباره در ائوسن میانی ماگماتیسیم با یک جابجایی 200 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 نتوتتیس وجود داشته است. ولی ماگماتیسیم مورب در پاسخ به تغییرات صورت گرفته حین همگرایی نتوتتیس 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 ماگماتیسیم‌های نوع MORB و OIA 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 زمین‌ساختی شکل نگرفته‌اند. الگوهای عناصر LREE و HREE دال بر مخلوط شدگی‌های مختلف بین خاستگاه‌های

dominated process", Geological Magazine 148(2011)692-725.

[2] Allahyari K., Sacconi 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., Rızaoğlu T., Ünlügenç Ü., İnan N., Tasli K., Ustaömer T., "Tectonic evolution of the South Tethyan ocean: evidence from the Eastern Taurus Mountains (Elazığ region, SE Turkey)", Geological Society, London, Special Publications 272 (2007) 231-270.

[8] Hassaniapak 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.

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 سیر عربی (گندوانا) را در خود ثبت کرده‌اند. ماگماتیسیم دنباله‌ی افیولیتی مورد بررسی شواهدی در خصوص قوس درون اقیانوسی و تولییتی 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 رو رانده شده‌اند که به‌عنوان آغاز برخورد بین ورقه‌ی عربی و اوراسیا نیز تلقی شده است. فرورانش نئوتتیس به زیر خود منجر به توقف فرورانش به زیر سنندج - سیرجان شد، به گونه‌ای که دوره‌ی خاموشی ماگماتیسیم در شمال غرب زون سنندج - سیرجان مصادف با ماگماتیسیم 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 ماگماتیسیم نوع MORB و قوس مورد نظر قرار بگیرد. دومین مرحله ماگماتیسیم 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-

- 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 plate motions and the dynamics of Mediterranean and Middle East tectonics", *Geophysical Journal International* 186 (2011)971-979.
- [27] Vergés J., Saura E., Casciello E., Fernández 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.
- [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 National d'Histoire Naturelle -Paris (2009) 343 p.
- [14] Delaloye M., Desmons J., "Ophiolites and melange 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] Sacconi 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., Sacconi 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*, 280 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., Höck V., Delaloye M., "The supra-subduction zone Pozanti-Karsanti ophiolite,