



مروری بر ژئوشیمی و ایزوتوپ Rb/Sr و Sm/Nd توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی ژوراسیک میانی و ترشیاری: دیدگاهی نوین بر تکتونو- ماگماتیسیم و کانی‌سازی این دوره زمانی ایران

محمدعلی جزی*، محمدحسن کریم‌پور، آزاده ملک‌زاده شفارودی

گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد

دریافت مقاله: ۱۳۹۱/۲/۲۱، پذیرش: ۱۳۹۱/۵/۹

چکیده

در دوره زمانی ژوراسیک میانی یکی از شدیدترین رخداد‌های ماگماتیسیم در ایران رخ داده است. از جمله توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی این دوره می‌توان به توده یا کمپلکس‌های نفوذی الیگودرز، الوند، آستانه، بروجرد، ملایر و چاه دزدان در زون سنندج- سیرجان، شیرکوه و آیرکان در زون ایران مرکزی و شاه کوه، سرخ کوه و کلاته آهنی در بلوک لوت اشاره کرد. اغلب این توده‌های نفوذی از نوع پرآلومینوس بوده و در سری کالک آلکالین پتاسیم بالا جای می‌گیرند. نسبت CaO/Na_2O (۸/۳۷-۰/۱۲) منشأ فقیر از رس را برای تولید ماگمای بیشترین این توده‌های نفوذی پیشنهاد می‌دارد. در نمودار توزیع عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به کندریت عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی شدگی چندانی نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) ندارند و الگوی نسبتاً مسطحی را نشان می‌دهند. همچنین در این نمودار عنصر Eu آنومالی منفی دارد که نشان‌دهنده شرایط احیایی تشکیل ماگما و یا منشأ گرفتن آن از عمق پایداری پلاژیوکلاز است. نمودار عنکبوتی نرمالیزه شده نسبت به بخش تحتانی پوسته قاره‌ای غنی شدگی عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند K, Cs, Rb و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) (La, Ce) و کاهیدگی عناصر Ba, Nb, Ta, Sr, Ti را نشان می‌دهد. مقادیر اولیه ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ این توده‌ها بین ۰/۷۰۶۰۹ تا ۰/۷۱۹۳۸ و مقدار اولیه ϵNd آن منفی و بین ۶/۵۱- تا ۱/۱- در تغییر است که نشان‌دهنده منشأ گرفتن ماگما از پوسته قاره‌ای است. شواهد ژئوشیمیایی و ایزوتوپی این توده‌های نفوذی را با منشأ پوسته قاره‌ای، تیپ S و حاصل از برخورد قاره‌ها معرفی می‌نماید. شواهد زمین‌شناسی همچون توقف در رسوب‌گذاری، دگرگونی ناحیه‌ای، جای‌گیری افیولیت و نیز کانه‌زایی مرتبط با زون برخورد قاره‌ها، تأییدی بر برخورد بین دو صفحه ایران و عربی در دوره زمانی ژوراسیک میانی است.

واژه‌های کلیدی: ژوراسیک میانی، گرانیتوئید تیپ S، ژئوشیمی و ایزوتوپ، برخورد قاره‌ای.

مقدمه

تیپ‌های گرانیتوئیدی و محیط‌های ژئودینامیکی وجود دارد [۱]. در این مقاله خصوصیات ژئوشیمیایی- ایزوتوپی و منشأ توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی ایران در زمان ژوراسیک میانی همچون توده‌های نفوذی الیگودرز، الوند، آستانه، بروجرد، ملایر و چاه دزدان در زون سنندج- سیرجان، شیرکوه و آیرکان در زون ایران مرکزی و شاه کوه، سرخ کوه و کلاته آهنی در بلوک لوت بررسی شده و با برخی دیگر از توده‌های مربوط به زمان قبل و بعد از این زمان که موقعیت تکتونیکی آن مشخص شده، مقایسه گردیده است. موقعیت توده‌های نفوذی مورد بحث در شکل شماره (۱) نشان داده شده است. از نتایج به‌دست آمده و نیز دیگر شواهد زمین‌شناسی، مدل تکتونیکی منطبق برای این زمان پیشنهاد شده است.

گرانیتوئیدها فراوانترین سنگ‌های آذرین درونی پوسته قاره‌ای هستند که به صورت باتولیت و استوک یافت می‌شوند. این سنگ‌ها تنوع وسیعی نشان می‌دهند ولی به‌طور کلی به چهار تیپ I, S, A, M تقسیم می‌شوند (جدول ۱). مقدار نسبت اولیه ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ در گرانیتوئیدهای نوع I پایین و بین ۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۸ است. این مقدار منشأ گرفتن از یک منبع مافیک یکنواخت مانند جبهه را تأیید می‌کند. نسبت اولیه ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ در نوع S با منشأ متاسدیمنت‌های پلیتی پوسته‌ای بالای ۰/۷۰۸ می‌باشد. به‌طور کلی تیپ‌های اصلی گرانیتوئیدها به طور تصادفی در محیط‌های ژئودینامیکی مختلف گسترده نشده‌اند و شواهد روشنی از رابطه بین

جدول ۱. خصوصیات انواع گرانیتوئیدها [۲].

نوع گرانیتوئید	نوع I	نوع S	نوع M	نوع A
موقعیت تکتونیکی	زون فرورانش-زون تصادم قاره‌ها (کوه‌زایی)	زون تصادم قاره‌ها (کوه‌زایی)	زون گسترش همراه با افیولیت‌ها	نقاط داغ و ریفت درون قاره‌ای (غیر کوه‌زایی)
ژئوشیمی	نسبت K/Na کم Ca بالا حالت اکسیدان	نسبت K/Na بالا Ca و Na کم میزان Al بالا حالت احیایی	نسبت K/Na کم Ca و Na بالا حالت اکسیدان	غنی از F, Na, k, Zr کم Ca نسبت Mg/Fe بالا میزان Al کم
$Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO)$	۱/۱ تا ۰/۵	> ۱/۱	≤ ۰/۶	۱/۱ تا ۰/۹
منشأ ماگما	ماگمای کالک‌آلکان	ذوب بخشی سنگهای پوسته قاره‌ای	تفریق ماگمای زون گسترش	ذوب بخشی سنگهای پوسته قاره‌ای

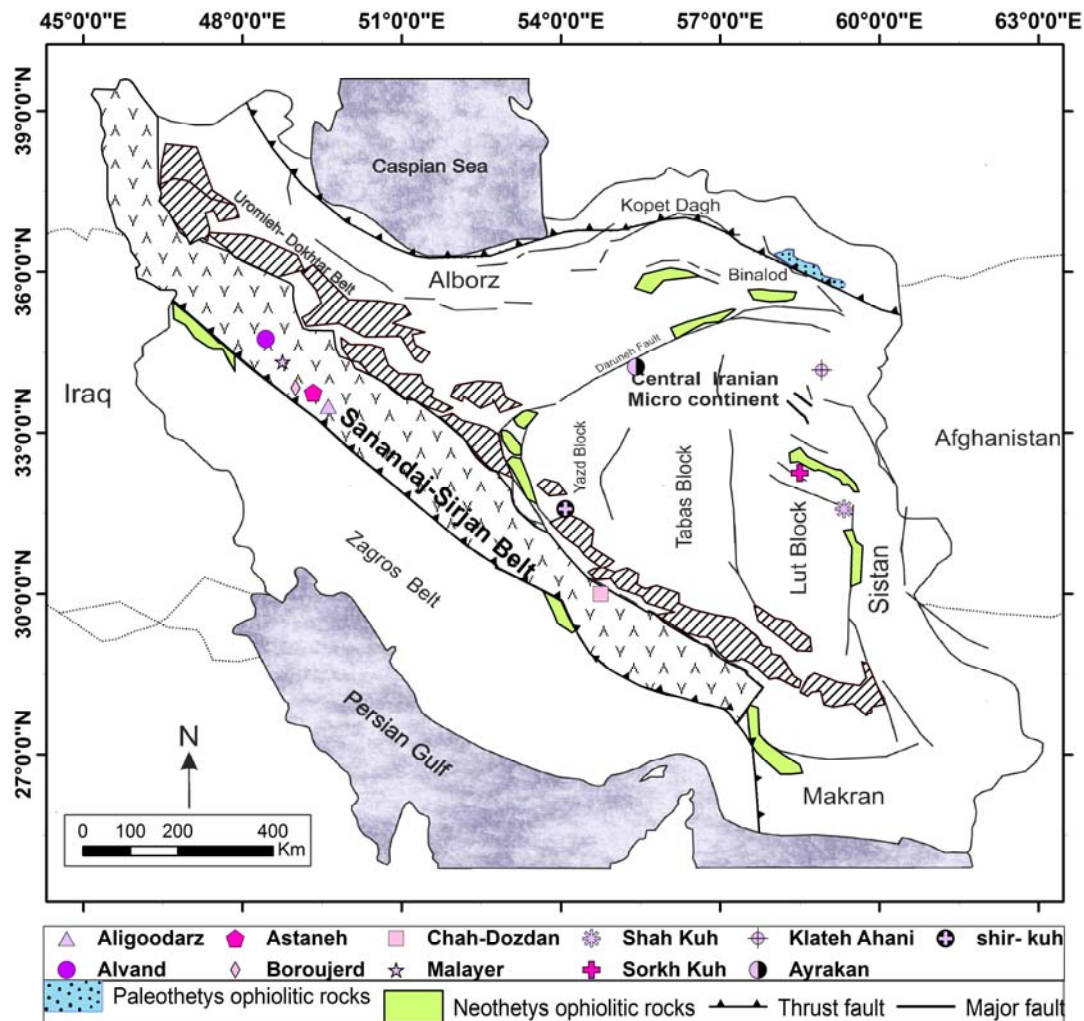
تاریخچه تکتونیکی

در طول پالئوزوئیک صفحه ایران و عربی به صورت یک واحد به هم چسبیده و منسجم بوده است. اوایل پالئوزوئیک صفحه ایران-عربی از صفحه توران جدا شده و اقیانوس پالئوتتیس شکل گرفته است. در زمان پالئوزوئیک بالایی صفحه ایران شروع به فاصله گرفتن از صفحه عربی کرده و در نتیجه اقیانوس نئوتتیس شروع به باز شدن کرده و هم‌زمان اقیانوس پالئوتتیس شروع به بسته شدن نموده است. فرورانش اقیانوس پالئوتتیس به زیر صفحه توران موجب تشکیل کمربند ولکانیکی پلوتونیکی در منطقه توران شده است (ذخایر مس-طلای پورفیری). در اثر حرکات روبه شمال، صفحه ایران و صفحه توران با یکدیگر برخورد کرده‌اند و در پایان تریاس بالایی، بسته شدن پالئوتتیس (به طور کامل اتفاق افتاده است) در ایران کامل شده بوده است [۳، ۴، ۵، ۶، ۷، ۸]. باز شدگی ریفت و تولد اقیانوس نئوتتیس در زمان پرمین-تریاس بوده است، به طوری که از زمان تریاس پایانی به بعد، زمین‌شناسی دو طرف گسل اصلی زاگرس با یکدیگر تفاوت دارد [۹]. زمان شروع فرورانش در نئوتتیس مورد بحث است و توسط پژوهشگران مختلف زمانهایی مانند تریاس بالایی تا ژوراسیک ابتدایی یا ژوراسیک پایانی برای آن در نظر گرفته شده است [۱۰، ۱۱، ۱۲]. با توجه به محدود بودن سنگهای ماگمایی کالک‌آلکان زمان تریاس در زون سنندج-سیرجان [۱۵]، می‌توان زمان تریاس پایانی را برای شروع فرورانش پیشنهاد داد [۹]. زمان برخورد نهایی بین صفحات دو طرف نئوتتیس و از بین رفتن کامل این اقیانوس نیز از جمله مسائل مبهم در تکتونیک صفحه‌ای ایران است، به طوری که زمانهای ارائه شده

برای این رخداد بازه زمانی از کرتاسه بالایی [۱۱] تا میوسن [۱۵] را در بر می‌گیرد و حتی توسط برخی از پژوهشگران زمان ارائه شده برای برخورد، پلیوسن است [۱۶]. با این حال شواهد نشان می‌دهد که برخورد اولیه و ابتدایی در ائوسن بالایی تا الیگوسن رخ داده است [۱۷، ۱۸، ۱۹، ۲۰]. تاریخچه تکتونیکی بلوک لوت تا حدودی به ایران مرکزی شباهت دارد. این بلوک در اثر ریفتینگ در طی باز شدن نئوتتیس در زمان پرمین از قسمت شمالی گندوانا منشأ گرفته است [۲۱، ۲۲، ۲۳، ۲۴]. در زمان تریاس بالایی بلوک لوت در نهایت به قاره اوراسیا اضافه شده است [۲۵، ۲۶]. در مقایسه با موقعیت کنونی، احتمالاً در طول ترشیاری، بلوک لوت یک چرخش ۳۰-۹۰ درجه در جهت عکس عقربه‌های ساعت را در اثر برخورد (هند و افغانستان) با اوراسیا متحمل شده است [۲۷]. از این رو مرز شرقی کنونی بلوک لوت می‌تواند نشانگر مرز جنوبی این بلوک در زمان مزوزوئیک باشد که به موازات حاشیه فعال قرار داشته و اقیانوس نئوتتیس به زیر آن فرورانش می‌نموده است [۲۸].

زمین‌شناسی عمومی

سرزمین ایران توسط محققان مختلفی از نظر رسوبی-ساختاری تقسیم‌بندی شده است. صفحه ایران شامل چندین واحد ساختاری است که به وسیله مرزهای گسله‌های اصلی، تاریخچه دگرگونی و یا زمین درز با خصوصیات اقیانوسی تعیین شده‌اند [۲۹]. توده‌های ژوراسیک میانی مورد نظر در این بررسی در چند زون ساختاری قرار می‌گیرند که عمدتاً در زون سنندج-سیرجان و به تعداد کمتر در زون ایران مرکزی و بلوک لوت می‌باشند.



شکل ۱. پراکندگی توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی ژوراسیک میانی مورد بررسی، شکل اولیه با تغییرات از [۱۱، ۱۳، ۱۴].

می‌باشد. درجه دگرگونی از زیر شیبست سبز تا آمفیبولیت بوده ولی درجه دگرگونی غالب شیبست سبز است [۲۹]. توده‌های نفوذی زیادی در این زون قرار گرفته که می‌توانند به صورت مجزا یا به طور معمول تر در حالت توده‌های مرکب یا کمپلکس دیده شوند. در نوع کمپلکس دو یا چندین توده نفوذی در مراحل و در زمانهای متفاوت در این زون نفوذ کرده‌اند. اندازه توده‌ها از کوچک و اندازه کمتر از ۱ کیلومتر مربع تا باتولیت‌های با چند صد کیلومتر مربع دیده می‌شوند. غالب توده‌ها در جهت NW-SE و به موازات روند ساختاری اصلی زاگرس قرار گرفته‌اند. از نظر سنی توده‌های گرانیتوئید از زمان نئوپروتروزوئیک تا اتوسن در این زون یافت شده است، با این حال اغلب توده‌های نفوذی به زمان ژوراسیک- پالئوسن نسبت داده شده‌اند. واحدهای چینه‌شناسی زون سنندج- سیرجان به جز در توالی دریایی تا قاره‌ای تریاس میانی- لیاس پایینی غالباً

زون سنندج- سیرجان به صورت کمر بند دگرگونی- پلوتونیک دارای ۱۵۰۰ کیلومتر طول و عرض میانگین ۱۵۰ کیلومتر با امتداد NW-SE به موازات سیستم چین- تراست زاگرس قرار دارد. در اغلب دوران پالئوزوئیک زون سنندج- سیرجان، ایران مرکزی و زاگرس تاریخچه مشابهی دارند و همگی قسمتی از گندوانا بوده‌اند [۳۰]. در دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک توالی رسوبی، دگرشیبیه‌های اصلی و چارچوب ساختاری زون سنندج- سیرجان شباهت زیادی با ایران مرکزی داشته و دارای مغایرت اساسی با زاگرس است [۳۱]. زون سنندج- سیرجان به عنوان واحد سنگی شناخته می‌شود که در طول عمر خود متحمل چندین فاز دگرشکلی، دگرگونی و ماگماتیسم شده است [۱۰، ۳۱، ۳۲، ۳۳]. سنگهای دگرگونی در این زون شامل انواع شیبست، مرمر و ماسه سنگ دگرگون شده با خاستگاه رسوبی، ولکانیک و نیز گنایس‌های گرانیتی

فاقد سنگهای ولکانیکی اند [۳۰]. بلوک لوت یکی از واحدهای اصلی تکتونو-استراتی‌گرافی در شرق ایران است که شواهد سکویی از نظر رسوب‌گذاری در تمام دوره پالئوزوئیک نشان می‌دهد. به سبب حرکات کوه‌زایی شدید در طول مزوزوئیک و ترشیاری، فرآیند شکستن و جدا شدگی در این پلت فرم رخ داده است که منجر به فعالیت مجدد خطواره‌هایی شده که ایران مرکزی را به بلوک‌های موزائیک شکلی تبدیل کرده است [۳۴]. این بلوک متشکل از سنگهای دگرگون شده قبل از ژوراسیک و رسوبات ژوراسیک بوده که به وسیله نسلهای مختلفی از سنگهای پلوتونیک و ولکانیک مورد نفوذ قرار گرفته است [۳۵]. فعالیت ماگمایی بلوک لوت از زمان ژوراسیک میانی آغاز شده و اوج آن در زمان ترشیاری بوده است [۳۶].

روش انجام پژوهش

این پژوهش براساس مطالعات کتابخانه‌ای و نقد و بررسی مطالعات پیشین صورت گرفته است. برای این منظور پس از جمع‌آوری و بررسی اطلاعات مربوط به تکتونیک صفحه‌ای ایران، توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی مربوط به دوره زمانی ژوراسیک میانی ایران که تعیین سن مطلق شده‌اند، انتخاب گردید. این توده‌ها از نظر ژئوشیمی عناصر اصلی، فرعی و ایزوتوپ‌های Rb/Sr و Sm/Nd مورد بررسی قرار گرفتند و از نظر برخی خصوصیات زمین‌شناسی و ایزوتوپی با توده‌های نفوذی حاصل از برخورد پالئوتتیس و نیز توده‌های نفوذی حاصل فرورانش در کمربند ارومیه-دختر مقایسه شدند. در نهایت با استفاده از نتایج حاصل از این بررسیها و نیز دیگر شواهد زمین‌شناسی الگوی تکتونیک منطبق بر این دوره زمانی پیشنهاد شده است.

بحث

گرانیتوئیدهای تیپ A منتسب به اولین مرحله از چرخه ویلسون یعنی کافت درون قاره‌ای می‌باشند [۱]. مطالعات انجام شده به روی توده نفوذی حسن رباط در مرکز زون سنندج-سیرجان نشان می‌دهد این توده از نوع گرانیتوئیدهای تیپ A است. تعیین سن انجام شده به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن سن ۲۸۸ میلیون سال برای این توده غیر کوهزاد درون قاره‌ای نشان می‌دهد که منطبق بر زمان پرمین پایینی می‌باشد [۲۹]. این سن به شکستگی اصلی ایران نسبت داده شده است که منجر به آغازی برای گسترش و بازشدگی پهنه

نئوتتیس بین سنندج-سیرجان و زاگرس شده است [۲۹]. تریاس میانی تا پایانی از زمانهای بعدی ایجاد کننده ماگماتیسیم در زون سنندج-سیرجان است. این دوره زمانی چندین توده کوچک و بزرگ گابرو و گرانیتوئید و نیز خروج جریانات تولئیتی را ایجاد نموده است. این فعالیت‌های ماگمایی در ارتباط با فرآیندهای کششی ایجاد کننده پهنه نئوتتیس می‌باشند [۳۰]. با باز شدن پهنه نئوتتیس، صفحه ایران به سمت صفحه توران حرکت کرده است (بسته شدن پالئوتتیس). در نتیجه برخورد این دو صفحه در طی تریاس بالایی توده‌های نفوذی حاصل از برخورد تیپ S همچون کوه سنگی، دهنو و خواجه مراد در محل خط درز بین این دو زون حاصل گردیده‌اند [۳۷]. آغاز فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر صفحه اوراسیا در طول تریاس-ژوراسیک بوده است که به ایجاد رخداد دگرگونی سیمرین پیشین در جنوب-غرب سنندج-سیرجان [۱۱، ۱۵، ۳۸] و نیز جای‌گیری توده‌های نفوذی همچون باتولیت سیاه کوه در این زون انجامیده است [۱۵، ۳۹]. توده نفوذی سیاه کوه قدیمی‌ترین توده شناخته گرانیتوئیدی تیپ I مربوط به فرورانش نئوتتیس با سن ۱۹۹ میلیون سال مربوط به تریاس بالایی است [۱۲]. بعد از جای‌گیری توده نفوذی سیاه‌کوه، در دوره زمانی ژوراسیک میانی یکی از شدیدترین فعالیت‌های ماگمایی ایران رخ داده است که باعث جای‌گیری تعداد زیادی توده نفوذی گرانیتوئیدی (از نوع حاصل از برخورد) شده است. جای‌گیری این توده‌ها اغلب در حاشیه فعال صفحات بوده و در زون سنندج-سیرجان، ایران مرکزی و بلوک لوت مشاهده شده است. از جمله این توده‌های نفوذی می‌توان به توده یا کمپلکس‌های نفوذی الیگودرز، الوند، آستانه، بروجرد، ملایر و چاه دزدان در زون سنندج-سیرجان، شیرکوه و آیرکان در زون ایران مرکزی و شاه‌کوه، سرخ‌کوه و کلات آهنی در بلوک لوت اشاره کرد. از جمله دوره‌های بعدی فعالیت شدید ماگمایی ایران می‌توان به ماگماتیسیم مرتبط با قوس دوره ترشیاری در کمربند ارومیه-دختر اشاره کرد [۴۰، ۴۱، ۴۲]. چندین توده نفوذی گرانیتوئیدی در کمربند ارومیه-دختر شناخته شده است. توده‌های نفوذی سیلیجر، شایور داغ، نطنز، سرچشمه و میدوک از جمله گرانیتوئیدهای این دوره در کمربند ارومیه-دختر می‌باشند. خلاصه‌ای از توده‌های نفوذی مورد بحث در این مقاله در جدول (۲) آورده شده است.

جدول ۲. خلاصه‌ای از ویژگی‌های توده‌های نفوذی مورد بحث به همراه مختصات جغرافیایی آن.

نام	زون ساختاری	طول جغرافیایی		عرض جغرافیایی		رخدادهای زمین‌شناسی	زمان زمین‌شناسی
		درجه	دقیقه	درجه	دقیقه		
حسن رباط	سنندج- سیرجان	۵۰	۵۰	۳۳	۲۵	باز شدن اقیانوس نئوتتیس	پرمین ابتدایی
کوه‌سنگی مشهد	بینالود	۵۹	۳۳	۳۶	۱۶	بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس	تریاس بالایی
دهنو مشهد	بینالود	۵۹	۲۵	۳۶	۲۱	بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس	تریاس بالایی
خواجه مراد مشهد	بینالود	۵۹	۴۱	۳۶	۰۸	بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس	تریاس بالایی
سیاه کوه	سنندج- سیرجان	۵۷	۰۰	۲۸	۳۷	شروع فرورانش اقیانوس نئوتتیس	تریاس بالایی - ژوراسیک پایینی
الیگودرز	سنندج- سیرجان	۴۹	۳۷	۳۳	۳۰	نقطه اوج ماگماتیسم مزوزوئیک	ژوراسیک میانی
الوند	سنندج- سیرجان	۴۸	۲۶	۳۴	۴۵	نقطه اوج ماگماتیسم مزوزوئیک	ژوراسیک میانی
آستانه	سنندج- سیرجان	۴۹	۲۰	۳۳	۴۵	نقطه اوج ماگماتیسم مزوزوئیک	ژوراسیک میانی
بروجرد	سنندج- سیرجان	۴۹	۰۰	۳۳	۵۰	نقطه اوج ماگماتیسم مزوزوئیک	ژوراسیک میانی
چاه دزدان	سنندج- سیرجان	۵۴	۴۵	۳۰	۰۰	نقطه اوج ماگماتیسم مزوزوئیک	ژوراسیک میانی
ملایر	سنندج- سیرجان	۴۸	۴۵	۳۴	۲۰	نقطه اوج ماگماتیسم مزوزوئیک	ژوراسیک میانی
شاه کوه	بلوک لوت	۵۹	۲۰	۳۱	۳۵	نقطه اوج ماگماتیسم مزوزوئیک	ژوراسیک میانی
سرخ کوه	بلوک لوت	۵۸	۳۰	۳۲	۱۵	نقطه اوج ماگماتیسم مزوزوئیک	ژوراسیک میانی
کلات آهنی	بلوک لوت	۵۸	۵۵	۳۴	۱۰	نقطه اوج ماگماتیسم مزوزوئیک	ژوراسیک میانی
آیرکان	ایران مرکزی	۵۵	۲۵	۳۴	۱۴	نقطه اوج ماگماتیسم مزوزوئیک	ژوراسیک میانی
شیر کوه	ایران مرکزی	۵۴	۰۵	۳۱	۳۵	نقطه اوج ماگماتیسم مزوزوئیک	ژوراسیک میانی
سیلیچرد	کمر بند ارومیه- دختر	۵۰	۰۰	۳۵	۰۷	ماگماتیسم مرتبط با فرورانش	ترشیاری
شایور داغ	کمر بند ارومیه- دختر	۴۶	۵۰	۳۸	۴۰	ماگماتیسم مرتبط با فرورانش	ترشیاری
نطنز	کمر بند ارومیه- دختر	۵۱	۵۱	۳۳	۳۰	ماگماتیسم مرتبط با فرورانش	ترشیاری
سرچشمه	کمر بند ارومیه- دختر	۵۵	۵۲	۲۹	۵۶	ماگماتیسم مرتبط با فرورانش	ترشیاری
میدوک	کمر بند ارومیه- دختر	۵۵	۱۰	۳۰	۲۰	ماگماتیسم مرتبط با فرورانش	ترشیاری

ژئوشیمی کل سنگ

عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی (REE) آنالیز شده سنگهای گرانیتوئیدی دوره زمانی ژوراسیک میانی در جدول (۳) آورده شده است. برای انتخاب نمونه‌های ژئوشیمیایی از نمونه‌های دارای سن مطلق و یا دارای داده ایزوتوپ Rb/Sr استفاده شده است و در غیر این صورت سعی گردیده نمونه‌های ژئوشیمی و ایزوتوپی از یک تیپ سنگ‌شناسی و پترولوژیکی انتخاب شوند. ژئوشیمی عناصر اصلی محتوای SiO_2 این گرانیتوئیدها از ۵۶/۳ تا ۷۶/۳ (با میانگین ۶۶/۵۹) درصد وزنی متغیر است (جدول ۳). نمودار ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) در مقابل (SiO_2) [۴۳]، نشان می‌دهد نمونه سنگهای گرانیتوئیدی ترسیم شده در این نمودار در محدوده‌های گرانیت، گرانودیوریت دیوریت قرار می‌گیرند. اغلب نمونه‌ها در محدوده سنگهای اسیدی تا حدواسط پراکنده شده‌اند (شکل ۲). در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 [۴۴]، نمونه‌های ترسیم شده اغلب در محدوده پتاسیم بالا قرار دارند، با این حال سه نمونه از توده الوند در محدوده پتاسیم پایین و از هر یک از توده‌های الوند، ملایر و آیرکان یک نمونه در محدوده شوشونیتی قرار گرفته است (شکل ۳). در نمودار Villaseca و همکاران [۴۵]، دو محدوده اصلی پرآلومینوس و متآلومینوس وجود دارد. محدوده پرآلومینوس خود به چهار زیر گروه تقسیم شده است: (۱) گرانیتوئیدهای پرآلومینوس بالا (H-P) که گرانیت‌های تیپ S خاص این نوع هستند، (۲) گرانیتوئیدهای پرآلومینوس متوسط (M-P)، (۳) گرانیتوئیدهای پرآلومینوس پایین (L-P) و (۴) گرانیتوئیدهای پرآلومینوس فلسیک بالا (F-P). توزیع نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی ژوراسیک میانی در این نمودار بدین صورت است: محدوده پرآلومینوس H-P نمونه‌هایی از الوند، ملایر، شاه کوه؛ در محدوده پرآلومینوس M-P نمونه‌هایی از الوند، بروجرد، الیگودرز، آستانه، سرخ کوه، کلات آهنی؛ در محدوده پرآلومینوس F-P نمونه‌هایی از الیگودرز، چاه دزدان، شیر کوه؛ در محدوده پرآلومینوس I-P نمونه‌هایی از الوند، شاه کوه و نهایتاً در محدوده متآلومینوس نمونه‌های از الوند و ملایر قرار دارند. در این نمودار بیشتر نمونه‌ها در محدوده پرآلومینوس، در بالای خط جدا کننده I-S و در محدوده گرانیتوئیدهای تیپ S مشاهده می‌گردند (شکل ۴). Sylvestre [۵۶]، اعتقاد دارد که مذابهای تیپ S پرآلومینوس با منشأ غنی از رس (فقیر از پلاژیوکلاز) نسبت به مذاب تولید شده از منشأ فقیر از

رس (غنی از پلاژیوکلاز) تمایل به نسبت پایین $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ (کمتر از ۰/۳) دارند. نسبت $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ برای توده‌های نفوذی دوره ژوراسیک میانی بین ۰/۱۲ تا ۸/۳۷ بوده ولی در غالب نمونه‌ها این نسبت بالای ۰/۳ است (جدول ۴). نمونه‌های پلات شده در نمودار Rb/Ba در برابر Rb/Sr غالباً در محدوده فقیر از رس (Clay-poor source) قرار می‌گیرند (شکل ۵).

ژئوشیمی عناصر فرعی و نادر خاکی (REEs)

الگوهای نرمالیزه شده مربوط به عناصر فرعی و نادر خاکی (REEs) در شکل‌های (۶) و (۷) آورده شده است. در نمودار توزیع عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به کندریت [۵۷]، الگوی نسبتاً مشابهی برای تمامی نمونه‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۶). عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی چندانی نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) ندارند و الگوی مسطحی را نشان می‌دهند. در این نمودار Eu برای اکثر توده‌ها، غیر از دو نمونه از توده بروجرد، آنومالی منفی نشان می‌دهد. نسبت Eu/Eu^* به جز دو نمونه (AD4, B1A55) از توده بروجرد) منفی بوده و بین ۰/۸۱ تا ۰/۱۸ متغیر است. آنومالی منفی Eu به دو دلیل اتفاق می‌افتد: (۱) کم بودن فوگاسیته اکسیژن چراکه Eu^{+2} در پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپات وارد می‌شود، (۲) جدایش فلدسپات‌ها چه به علت پدیده تفریق و چه به علت ذوب بخشی که در آن این کانیه‌ها در تفاله حاصل از ذوب باقی می‌ماند [۵۸]. غنی‌شدگی ضعیف عناصر LREE نسبت به عناصر HREE نشان‌دهنده نبود گارنت در منشأ می‌باشد. از ناهنجاری منفی Eu و الگوی نسبتاً مسطح عناصر REE و نیز با توجه به پرآلومینوس بودن غالب نمونه‌ها، می‌توان انتظار داشت که هر دو دلیل ذکر شده برای ایجاد آنومالی منفی Eu در مورد این گرانیتوئیدها صدق می‌کند، به عبارت دیگر تشکیل ماگما در محیطی احیایی و با حضور فلدسپات به عنوان باقی‌مانده بوده است. نمودار عنکبوتی برخی عناصر فرعی و نادر خاکی نرمالیزه شده نسبت به بخش تحتانی پوسته قاره‌ای (Lower Continental Crust) [۵۹]، در شکل (۷) ترسیم شده است. به طور کلی غنی‌شدگی عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند K, Cs, Rb و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) مانند La, Ce مشاهده می‌شود و کاهیدگی عناصر Ba, Nb, Ta, Sr, Ti قابل تشخیص است.

جدول ۳. جدول آنالیز عناصر اصلی (برحسب ppm) مربوط به توده‌های نفوذی دوره زمانی ژوراسیک میانی ایران. -۱ [۴۶]؛ ۲- [۴۷]؛ ۳- [۴۸]؛ ۴- [۴۹]؛ ۵- [۵۰]؛ ۶- [۵۱]؛ ۷- [۵۲]؛ ۸- [۵۳]؛ ۹- [۳۴]؛ ۱۰- [۵۴]؛ ۱۱- [۵۵].

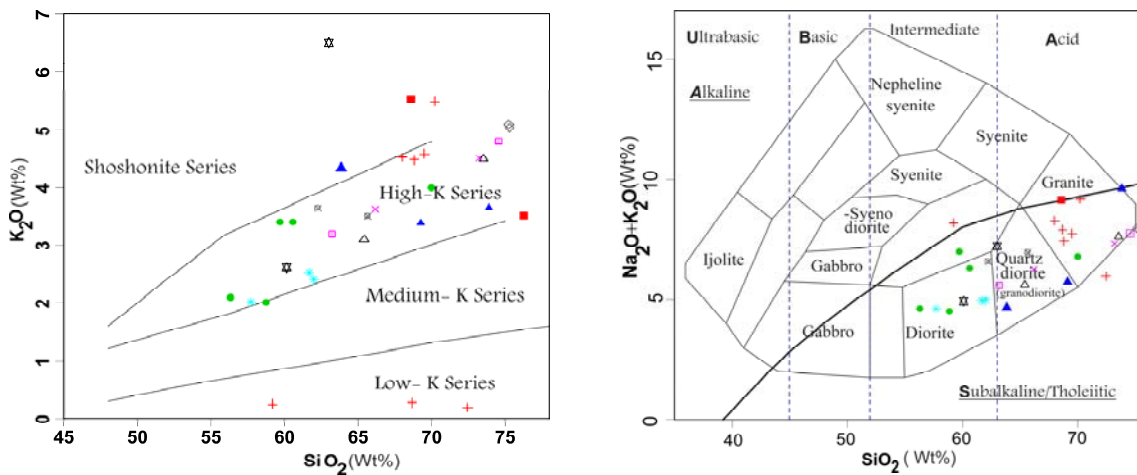
Location Rock type Sample No	Alvand ²				Astaneh ³				Boroujerd ⁴							
	Aligoodarz ^{1*} Granite		Granite		Leucocratic granitoids		Qtz-diorite		Qtz-diorite		Granodiorite		Monzogranite			
	AL 36	SH147	SH237	SH219	SH72	SH186	SH201	SH243	Sa11	28	AS 5	G12	B2A31	AD4	B1A55	GM10
SiO ₂	۶۵/۴	۶۷/۵	۶۷/۹۹	۶۸/۸	۷۰/۲۱	۶۹/۵	۶۸/۶۶	۷۲/۴۵	۵۷/۷۴	۶۱/۶۵	۶۲/۰	۵۶/۳	۵۸/۹	۵۹/۷	۶۰/۶	۷۰
TiO ₂	۰/۵۸	۰/۰۶	۰/۵۹	۰/۶	۰/۴۲	۰/۳۷	۰/۱	۰/۵۴	۰/۵۹	۰/۵۹	۰/۵۴	۰/۹	۰/۷	۰/۶	۰/۷	۰/۳
Al ₂ O ₃	۱۵/۱	۱۶/۴۸	۱۵/۵۳	۱۵/۵۳	۱۶/۹۴	۲۳/۷۹	۱۹/۹۳	۱۷/۲۲	۱۶/۶۱	۱۶/۵۸	۱۶/۸	۱۷/۱	۱۶/۲	۲۰/۲	۱۷/۵	۱۴/۱
FeO	۲/۲۴	۲/۴۴	۲/۴۴	۲/۸۴	۲/۰۲	۰/۵	۰/۱۵	۰/۱۱	۴/۲۳	۳/۷۵	۳/۳۱	۴/۸	۴/۲۶	۲/۵۸	۲/۵	۲/۱
Fe ₂ O ₃	۲/۱۶	۱/۶۲	۱/۸۹	۱/۳۴	۱/۴۳	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۷	۲/۸۹	۲/۵	۲/۲۱	۳/۲	۲/۸۴	۱/۷۲	۲/۶	۱/۴
MnO	۰/۱۱	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۱۷	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۲	۰/۱	۰	۰/۱	۰/۱
MgO	۳/۴	۱/۱	۱/۱۴	۱/۵۹	۱/۳۲	۶/۴	۳/۸۱	۴/۴۸	۶/۶۳	۵/۱۲	۵/۱۶	۵/۱	۴/۷	۱/۳	۱/۸	۰/۷
CaO	۲/۴	۳/۱	۳/۷۵	۲/۹۴	۳/۷	۳/۱۶	۷/۶۳	۵/۱۷	۲/۵۹	۲/۴۳	۲/۵۸	۲/۵	۵/۹	۵/۲	۴/۱	۲/۱
Na ₂ O	۲/۵	۴/۵	۴/۵۲	۴/۴۹	۴/۵۸	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۱۹	۲/۰۲	۲/۵۳	۲/۴	۲/۱	۲	۲/۴	۲/۴	۴
P ₂ O ₅	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۰/۳	۰/۱
Ba	۳۲۹	۴۰۶	۵۵۷	۲۸۷	۴۲۳	۶۵۹	۵۹	۶۰	۱۶۲	۲۸۶	۲۹۲	۳۵۵	۲۶۱	۱۱۵۰	۷۶۵	۴۰۴
Rb	۱۶۰	۱۶۶	۱۹۷	۲۰۲	۲۱۴	۱۶۶	۱۰	۳	۸۷/۴	۸۶/۳	۹۵	۸۸/۲	۷۷/۴	۱۳۳/۵	۱۳۴/۵	۱۶۶/۵
Sr	۶۰	۶۰	۶۶۶	۱۱۵	۱۲۲	۲۵۷	۶۴۷	۶۸۷	۱۴۲	۱۴۱	۱۶۰	۳۴۷	۲۲۱	۴۸۴	۳۲۸	۳۲۹
Zr	۱۸۰	۲۰۰	۲۶۶	۲۲۸	۲۰۹	۱۶۵	۳۱۶	۳۲۲	۶۳	۹۱	۹۷	۱۶۱	۱۲۲	۲۲۲	۲۲۲	۱۳۷
Nb	۱۳/۶	۱۳/۷	۲۴	۲۳	۲۸	۰	۰	۰	۱۱/۱	۸/۵۲	۹/۸۲	۱۲	۱۰	۱۵	۱۵	۱۱
Ni	۱۴	۱۴	۸۷	۴۸	۸۴	۵۷	۴۱	۵۹	۲۱	۱۶	۱۷	۷۵	۴۹	۱۰	۲۲	۱۲
Co	۱۰/۱	۱/۸	۰	۵	۰	۰	۰	۰	۲۰/۵	۱۴	۱۵/۷	۳۷/۸	۲۳/۸	۸/۹	۱۲/۸	۵۳/۴
Zn	۹۰	۲۴	۴۰	۱۷۰	۲۳	۲۰	۲	۰	۰	۰	۰	۱۲۷	۵۳/۸	۵۳	۵۸	۳۵
Cr	۴۰	۱۰	۲۱	۲۴	۱۶	۱۹	۵۵	۱۴	۱۴۶	۷۸	۱۵۱	۳۶۰	۲۲۰	۱۰۰	۱۵۰	۲۰
La	۳۵/۹	۱۲/۹	۴۶	۴۱	۷۰	۴۸	۳۶	۳۵	۲۹/۸	۱۵/۴	۲۰/۶	۲۷/۲	۱۶/۴	۶۴	۱۹/۵	۳۹/۷
Ce	۷۱/۸	۲۷	۱۰۷	۱۱۴	۱۳۰	۸۲	۵۷	۱۲۰	۶۵/۳	۳۲/۶	۴۱/۵	۵۷/۶	۴۱/۵	۱۱۸/۵	۴۰/۸	۷۷/۴
Pr	۸/۵	۳/۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۹/۸۸	۴/۷	۵/۱۱	۶/۷	۵/۷	۱۱/۶	۴/۱	۸/۳
Nd	۳/۱	۱۲/۵	۳۸	۲۵	۳۷	۲۲	۲۰	۲۴	۳۳/۷	۱۵/۶	۱۸/۷	۲۵	۲۲	۳۸/۸	۱۵/۱	۲۸/۷
Sm	۶/۴	۳/۴	۸	۶	۱۰	۵	۷	۴	۷/۹۲	۳/۴۹	۳/۸۴	۵	۵/۴	۶/۲	۲/۳	۵/۲
Eu	۱/۱	۰/۸	۱	۱۱	۱	۲	۲	۲	۰/۸۷	۰/۸	۰/۹۴	۰/۴	۰/۸	۲/۲	۱/۳	۰/۵
Gd	۵/۹	۲/۷	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۷/۷۷	۳/۳۲	۳/۵۹	۵/۱	۵/۳	۶/۳	۲/۲	۵/۱
Tb	۰/۸۳	۰/۳۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱/۶۲	۰/۵۸	۰/۶۳	۰/۷	۰/۸	۰/۸	۰/۲	۰/۷
Dy	۴/۵	۱/۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۸/۴۸	۳/۵۵	۳/۷۵	۴/۳	۵/۱	۳/۶	۱/۱	۳/۹
Ho	۰/۹	۰/۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۲/۰۸	۰/۷۲	۰/۷۷	۰/۸	۱	۰/۵	۰/۲	۰/۸
Er	۲/۶	۰/۵	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۵/۷۷	۱/۹۸	۲/۰	۲/۶	۳/۲	۱/۲	۰/۷	۲/۲
Tm	۰/۲۶	۰/۰۷	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۵/۸۸	۰/۲۹	۰/۳	۰/۴	۰/۵	۰/۱	۰/۱	۰/۳
Yb	۲/۵	۰/۴	۳	۴	۳	۲	۱	۱	۴/۸۶	۱/۸۳	۱/۸۷	۲/۵	۳/۲	۰/۸	۰/۷	۲/۲
Lu	۰/۴	۰/۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۸۳	۰/۲۶	۰/۲۸	۰/۴	۰/۵	۰/۱	۰/۱	۰/۳
Y	۲۲/۲	۵/۵	۲۲	۳۸	۲۴	۲۴	۱۶	۰	۴۲	۱۶/۹	۱۷/۷	۲۲/۴	۳۰/۲	۱۵	۶/۷	۲۱
Cs	۲/۳	۴/۹	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱۰/۶	۱۶/۶	۱۴	۵/۴	۴/۷	۴/۳	۵/۸	۶/۲
Ta	۱	۱/۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱/۴۴	۱/۲۴	۲/۵۳	۰/۹	۰/۸	۰/۸	۰/۹	۱/۴
Hf	۵/۲	۲/۵	۱۶	۲۲	۲۱	۲۴	۲۴	۲۸	۱/۲۶	۲/۵۷	۱/۹۶	۵	۴	۹	۶	۴
Eu/Eu*	۰/۵۵	۰/۸۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۲۴	۰/۷۲	۰/۷۷	۰/۲۴	۰/۴۶	۱/۰۸	۱/۷۷	۰/۳
La _N /Y _N	۹/۶۸	۲۱/۷۴	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۴/۱۳	۵/۶۷	۷/۴۳	۷/۲۴	۳/۴۶	۵۳/۹۴	۱۸۱/۸	۱۲/۱۷

(ppm)

(%)

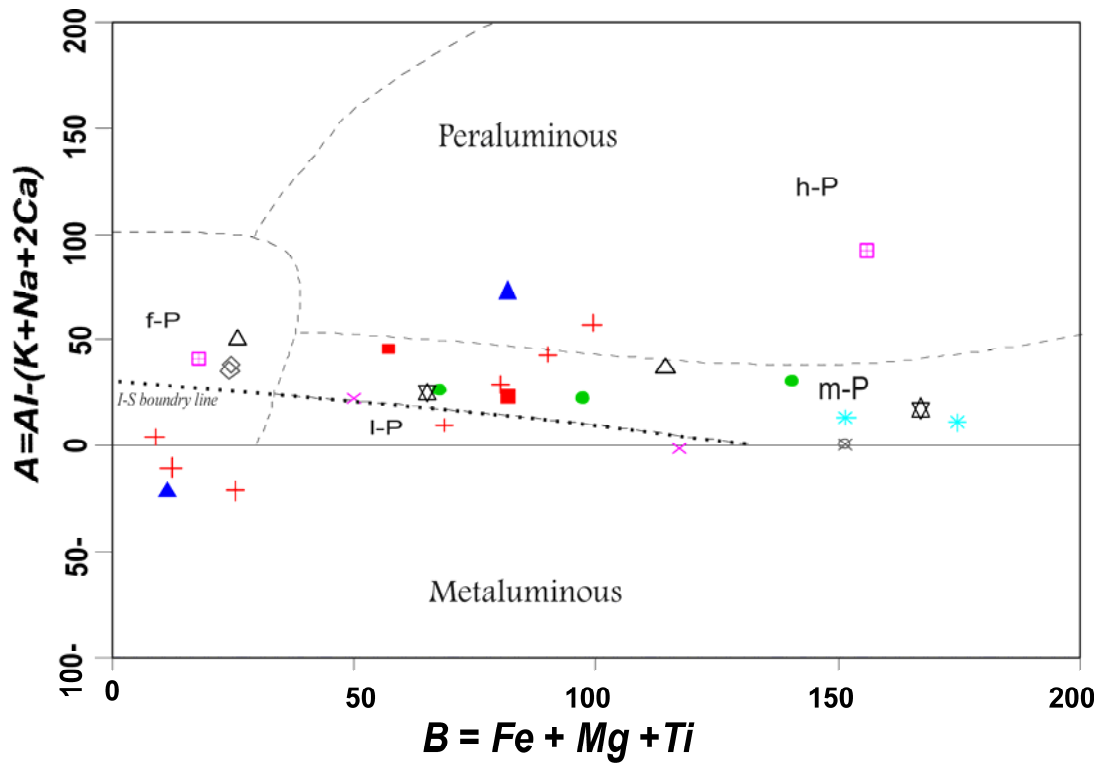
ادامه جدول (۳).

Location Rock type	Chah-Dozdan ⁵ Granite		Malayer ⁶ Monzogranite		Shah Kuh ⁷ Granodioritic		Sorkh Kuh ⁸ Granodiorite		Klatoh Ahani ⁹ Biotite Granodiorite		Ayrakan ¹⁰ Granite		shir-kuh ¹¹ Granodiorite		
	187	189-E	61	80	56	97-11	97-63	208D	R 20	KC- 118	KC- 114	A 10	A 6	SK11	SK60
SiO ₂	۷۳/۹	۷۴/۴۵	۷۳/۸۸	۶۹/۲۴	۶۴/۷۲	۶۶/۲	۷۳/۲	۶۰/۱۱	۶۲/۹۸	۶۲/۲۵	۶۵/۶۸	۶۸/۵	۷۶/۳	۶۳/۲	۷۴/۵۷
TiO ₂	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۳۷	۰/۱۶	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۱۴	۰/۵۹	۰/۶۱	۰/۳۲	۰/۲۸	۰/۲۵	۰/۱۷	۰/۰۵
Al ₂ O ₃	۱۴	۱۳/۸۵	۱۴/۱	۱۵/۴	۱۵/۹	۱۵/۳۲	۱۴/۴	۱۶/۲۱	۱۵/۸۱	۱۳/۲۵	۱۳/۲۹	۱۳/۹	۱۳/۳	۱۷/۱	۱۳/۱۴
FeO	۰/۶۶	۰/۷۲۶	۰/۲۸۸	۲/۱۲	۳/۲۲	۱/۹۱	۰/۱۶	۵/۵۲	۰/۲۲	۶/۳	۴/۷	۱/۲۱	۰/۶۹	۴/۳۰	۰/۶۲
Fe ₂ O ₃	۰/۳۴	۰/۳۸۴	۰/۱۹۲	۱/۴۱	۱/۱۴	۳/۴۶	۱/۱۹	۰/۹۵	۳/۵۴	۱/۱۱	۱/۸۲	۱/۶۶	۰/۹۹	۲/۸۶	۰/۴۱
MnO	۰/۰۷	۰/۰۴	۰	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۱	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۱۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۴
MgO	۰/۱۱	۰/۲۷	۰/۱۷	۱/۲	۵/۰۱	۱/۷۹	۰/۴۵	۲/۷۹	۰/۲۴	۳/۲۵	۲/۲۸	۱/۶۲	۱/۲۸	۲/۰۶	۰/۱۴
CaO	۰/۷۲	۰/۷۱	۰/۷۲	۲/۳۲	۲/۰۱	۳/۹۵	۱/۸۶	۴/۸	۳/۵	۲/۳۶	۲/۱	۰/۹۸	۰/۶۳	۲/۷۷	۰/۵۸
Na ₂ O	۱/۸۲	۲/۹۵	۶	۲/۳۴	۰/۲۴	۲/۶۱	۲/۸۱	۲/۳۲	۰/۶۹	۲/۹۲	۲/۴۴	۳/۶۵	۳/۰۶	۲/۷۴	۲/۹۴
K ₂ O	۶/۲	۵/۰۵	۳/۶۶	۳/۴	۴/۳۷	۳/۶۳	۴/۵۱	۳/۶۲	۶/۵۱	۳/۶۵	۳/۵۱	۵/۵۳	۳/۵۱	۳/۱۹	۴/۸
P ₂ O ₅	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۴۶	۰/۱۶	۰/۱۲	۰/۱۶	۰/۰۸	۰/۱۲	۰/۱	۰/۱۶	۰/۱			۰/۱۷	۰/۱۲
(ppm)															
Ba	۴۷	۴	۸۳	۴۲۳	۷۰	۵۳۵	۲۰۶	۲۸۲	۵۵۶	۲۵۶	۹۵۲	۸۷۲	۳۲۸	۲۹۳	۲۵
Rb	۱۴۴	۱۱۴	۲۶۸	۱۱۹	۸	۱۴۲	۱۸۲	۱۰۰	۲۴۶	۱۷۶	۱۷۱	۲۰۲	۱۹۹	۱۶۴	۲۵۵
Sr	۶/۲۸	۱۵/۰۲	۶۶	۳۱۷	۲۴۷	۳۲۰	۱۸۶	۲۰	۲۹	۲۰	۲۵۱	۶۰۶	۶۰۶	۱۰۱	۱۸۰۳
Zr	۵۵	۴۶		۱۷		۱۷	۴۹	۱۳۰	۱۰۵	۱۲۴	۸۹			۱۵۷	۲۸
Nb	۲۲/۲	۴/۲۲		۱۱		۱۱	۱۴			۱۲	۴/۵			۱۲/۲	۴/۸۵
Ni	۱/۰۸	۱/۶۲												۱۶	۷/۲۳
Co	۰/۴۹	۱۰/۲										۵	۲		
Zn															
Cr	۰/۸۹	۲/۴۶													
La	۰/۹۶	۷/۶۴۲				۴/۱۳۵	۲۸/۱۶	۲۹	۵۲	۲۹	۷/۲	۶۴/۹	۳۸/۴	۲۹/۷	۱۸/۸۴
Ce	۴/۱۲	۱/۴				۸۴/۱۲۲	۷۵/۲	۸۲	۲۹۱	۶۲/۴	۱۴/۳	۱۱۵	۸۲/۸	۷۴	۱۴/۴۴
Pr															
Nd	۰/۹۷	۰/۴۵				۳۷/۱۲۲	۲۱/۰۸	۲۷		۶/۶	۶/۴	۳/۱۱	۲۵/۶	۳۲/۳	۶/۹۱
Sm	۰/۲۸	۱/۷۷				۶/۷۶	۵/۴۶			۵/۱۳	۱/۳۳	۷/۰۹	۵/۵۳	۶/۷۴	۲/۴۴
Eu	۰/۰۳	۰/۶۳				۱/۳۴	۰/۷۹			۰/۹۸	۰/۲۷	۰/۹۵	۰/۸۶	۱/۰۴	۰/۱۵
Gd	۰/۳۴	۰/۰۷				۶/۰۵	۴/۵۱			۴/۶۵	۱/۱۷	۳/۹۲	۵/۴۸	۶/۸۸	۲/۶۸
Tb	۰/۰۸	۰/۷۹										۰/۷۷	۰/۹۱	۰/۹	۰/۵۷
Dy	۰/۶۲	۰/۱۸				۵/۳۵	۳/۲۶			۰/۹۴		۴/۴۸	۶/۶	۵/۲۳	۳/۸۷
Ho	۰/۱۲	۱/۱۸				۲/۸۲	۱/۶۵					۰/۹۱	۱/۳۹	۰/۹۷	۰/۷
Er	۰/۳۳	۰/۲۲				۲/۸۲	۱/۶۵			۲/۶۶				۲/۶۳	۲/۰۷
Tm	۰/۰۹	۰/۶۵				۲/۸۲	۱/۶۵					۰/۴۲	۰/۵۹	۰/۱۵	۰/۱۲
Yb	۰/۶۹	۰/۱۱				۲/۸۲	۱/۴۳			۷/۴۹		۲/۵۴	۳/۹۱	۲/۱۷	۱/۹۱
Lu	۰/۱	۰/۸۴				۰/۶۴	۰/۴۹					۰/۴۱	۰/۸۵	۰/۳۴	۰/۲۶
Y	۲/۵۴	۶/۳۱								۲/۶				۲/۵/۵	۲/۱/۵
Cs												۴/۶۷	۴/۴۸	۱۰/۵	۹/۸۴
Ta	۲/۱۶	۲/۲۲										۱/۱۲	۱/۲۸	۱/۵	۱/۶
Hf	۲/۲۷	۰/۱۳										۴/۶۴	۴/۷۲		
Eu/En*	۰/۲۴	۰/۳				۰/۶۴	۰/۴۹			۰/۶۱	۰/۶۶	۰/۵۵	۰/۴۸	۰/۴۷	۰/۱۸
La ₉₀ /Y ₈₀	۱/۸۸	۱/۲۹				۹/۸۹	۱۸/۲			۲/۶۱	۱/۸۸	۱۶/۷	۶/۶۲	۱۲/۳۲	۶/۶۵

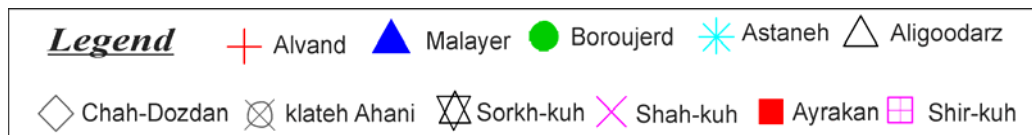


شکل ۲. رده بندی TAS برای توده‌های نفوذی ژوراسیک میانی [۴۳].

شکل ۳. نمودار K₂O در برابر SiO₂ در برابر [۴۴].



شکل ۴. نمودار $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ در برابر $B = Fe + Mg + Ti$ [۴۵].



راهنمای نمادهای شکل ۲ تا ۴ و توده‌های نفوذی مربوطه.

جدول ۴. نسبت $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ برای توده‌های نفوذی دوره ژوراسیک میانی.

Location	Aligoodarz		Alvand						Astaneh			Boroujerd					
CaO	۳/۴	۱/۱	۱/۷۷	۱/۵۹	۱/۳۲	۲/۱۹	۶/۴	۳/۸۱	۴/۴۸	۶/۶۳	۵/۱۲	۵/۱۶	۶/۹	۵/۹	۵/۲	۴/۱	۲/۱
Na ₂ O	۲/۵	۳/۱	۳/۷۵	۲/۹۴	۳/۷	۳/۱۶	۷/۹۲	۷/۶۳	۵/۷۷	۲/۵۹	۲/۴۳	۲/۵۸	۲/۵	۲/۵	۳/۶	۲/۹	۲/۸
CaO/Na ₂ O	۱/۳۶	۰/۳۵	۰/۴۷	۰/۵۴	۰/۳۶	۰/۶۹	۰/۸۱	۰/۵	۰/۷۸	۲/۵۶	۲/۱۱	۲	۲/۷۶	۲/۳۶	۱/۴۴	۱/۴۱	۰/۷۵
Location	Chah-Dozdan		Malayer			Shah Kuh		Sorkh Kuh		Klatah Ahani		Ayrakan		Shir-kuh			
CaO	۰/۷۲	۰/۷۱	۰/۷۳	۲/۳۲	۲/۰۱	۳/۹۵	۱/۸۶	۴/۸	۳/۵	۳/۳۶	۲/۱	۰/۹۸	۰/۶۳	۲/۷۷	۰/۵۸		
Na ₂ O	۱/۸۲	۲/۹۵	۶	۲/۳۶	۰/۲۴	۲/۶۱	۲/۸۱	۲/۳۲	۰/۶۹	۲/۹۲	۳/۴۴	۳/۶۵	۳/۰۶	۲/۴	۲/۹۴		
CaO/Na ₂ O	۰/۴	۰/۳۴	۰/۱۲	۰/۹۸	۸/۳۸	۱/۵۱	۰/۶۶	۲/۰۷	۵/۰۷	۱/۱۵	۰/۶۱	۰/۲۷	۰/۲۱	۱/۱۵	۰/۲		

ایزوتوپ‌های Sm/Nd و Rb/Sr

داده‌های سن‌سنجی بر پایه روش U-Pb, Rb-Sr, K-Ar و دیگر روشها و داده‌های ایزوتوپ Sm/Nd و Rb/Sr برای توده‌های نام برده شده در جدول شماره (۵) و شکل شماره (۸) آورده شده است.

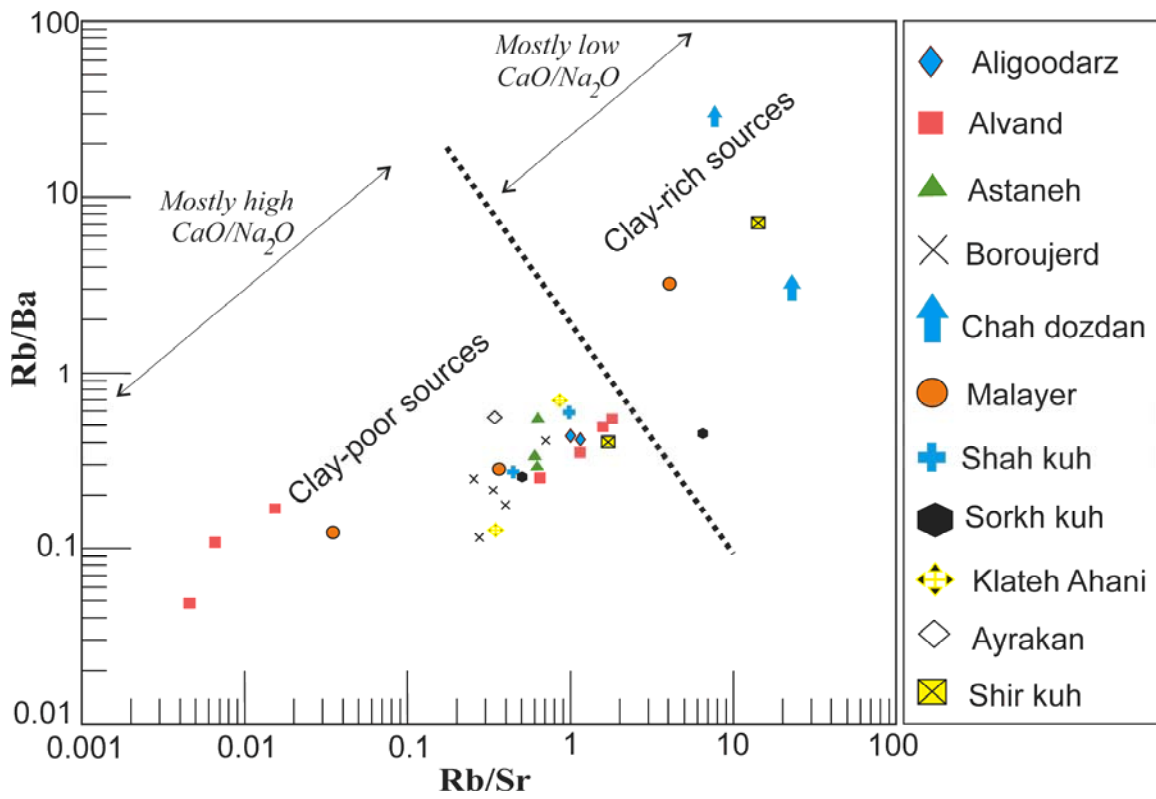
تریاس پایانی- ژوراسیک ابتدایی

توده نفوذی سیاه‌کوه به عنوان یکی از قدیمی‌ترین توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی حاصل از فرورانش نئوتتیس دارای مقدار نسبت اولیه ایزوتوپ $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ بین ۰/۵۱۲۴۷ تا ۰/۵۱۲۵۰ و مقدار مثبتی از ϵNd اولیه بین ۲/۴۵+ تا ۱/۸۱+ می‌باشد که نشان می‌دهد ماگما منشأ جبهه و ذوب پوسته اقیانوسی دارد [۱۲].

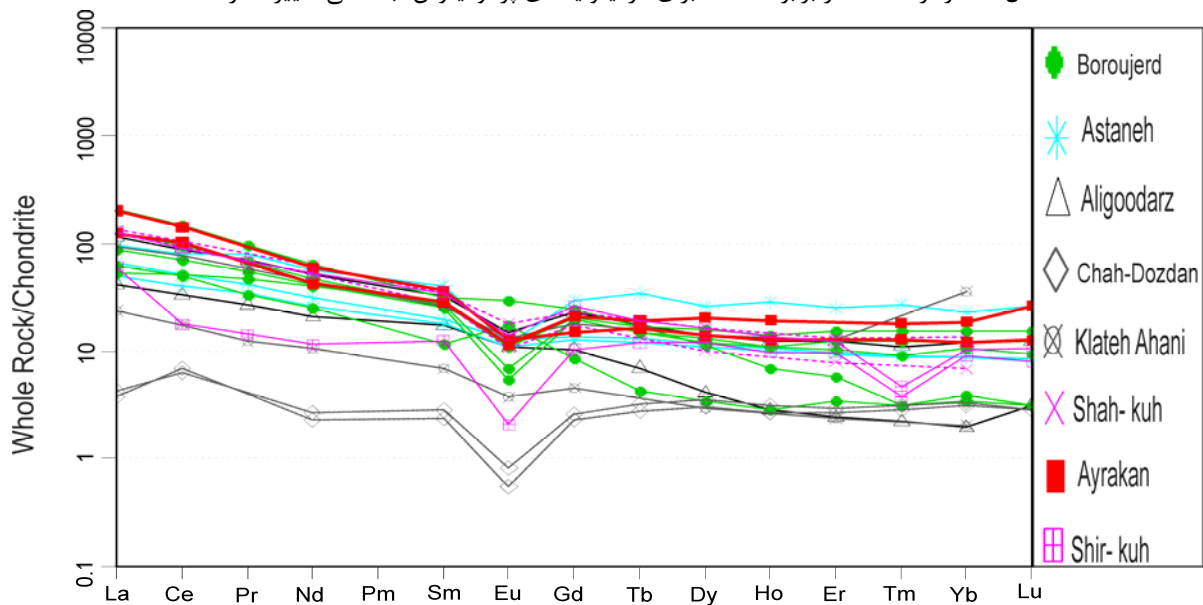
ژوراسیک میانی

نسبت اولیه ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ برای توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی دوره زمانی ژوراسیک میانی به ترتیب بین ۰/۷۰۶۰۹ تا ۰/۷۱۹۳۸ و ۰/۵۱۲۰۹ تا ۰/۵۱۲۳۸ می‌باشد. مقادیر اولیه ϵNd در این توده‌های نفوذی منفی بوده و بین ۶/۵۱- تا ۱/۱- در تغییر است (جدول ۵). این مقادیر نشان‌دهنده منشأ پوسته قاره‌ای برای ماگمای این توده‌های نفوذی است (شکل ۸). تنها استثنای مشاهده شده در این بین، مربوط به کمپلکس الوند است که مقادیر اولیه ایزوتوپ استرانسیوم توده گابرویی آن کاهش قابل توجهی دارد و همچنین مقادیر اولیه ϵNd آن مثبت است. از نظر سنی توده‌های نفوذی کمپلکس الوند از قدیم به جدید شامل توده

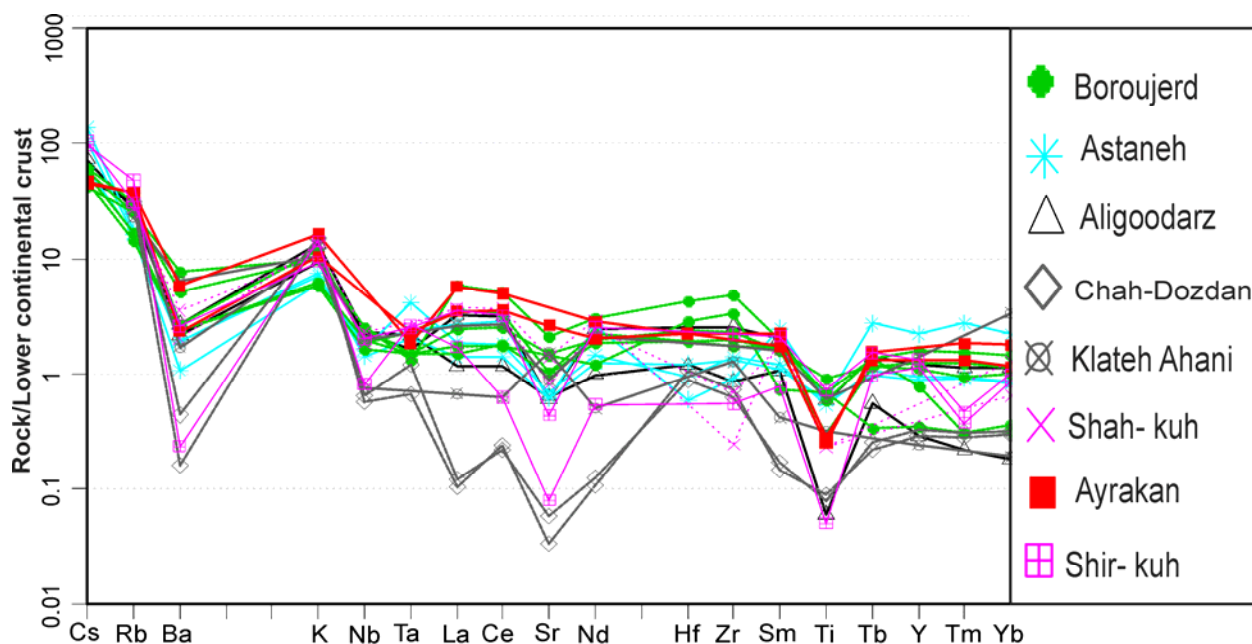
گابرویی (۱۶۶ میلیون سال)، توده گرانیتی (۱۶۴ تا ۱۶۱ میلیون سال) و گرانیتوئید لوکوکراتیک (۱۵۴ میلیون سال) می‌باشد. با توجه به سن توده‌ها و نیز مقادیر اولیه ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و ϵNd می‌توان انتظار داشت که در زمان تشکیل توده گابرویی هنوز شرایط فرورانشی همانند شرایط تشکیل توده سیاه‌کوه در آن منطقه وجود داشته است. پس از تشکیل توده گابرویی شرایط زمین‌شناسی به کلی تغییر کرده است، به طوری که در توده‌های گرانیتی و گرانیتوئید لوکوکراتیک مقادیر اولیه ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ افزایش چشمگیر داشته و مقادیر ϵNd نیز منفی گردیده است. این تغییرات حاصل از تفاوت در منشأ تشکیل ماگما بوده که این خود حاصل از تغییر در محیط تکتونیکی است، به طوری که در مورد کمپلکس الوند منشأ ماگما از جبهه در یک محیط فرورانشی به منشأ پوسته قاره‌ای در یک محیط برخورد قاره‌ای تغییر کرده است. لازم به ذکر است که به دلایلی همچون ناهموار بودن لبه صفحات قاره‌ای زمان برخورد در همه جا یکسان و همزمان نبوده و در مناطق مختلف این زمان متغیر می‌باشد که این مسأله در کمپلکس الوند به خوبی مشاهده می‌گردد. نسبت اولیه ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برای گرانیت در قاره‌های مختلف تغییرات زیادی نشان می‌دهد و محدوده‌ای از ۰/۷۰۵ تا ۰/۸۵۰ را در بر می‌گیرد [۷۲]. متغیر بودن مقدار اولیه ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و ϵNd در گرانیت‌ها متأثر از دو دلیل است: ۱- تفاوت در سن پوسته‌های قاره‌ای، ۲- فرآیندهای مختلف اعمال شده بر پوسته قاره‌ای (همچون فرسایش، رسوب‌گذاری، آناکسی و...) [۷۲].



شکل ۵. نمودار Rb/Sr در برابر Rb/Ba برای گرانیتوئیدهای پرآلمینوس (با اندکی تغییرات از [۵۶]).



شکل ۶. نمودار توزیع عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به کندریت (مقدار REE کندریت از [۵۷]).



شکل ۷. نمودار عنکبوتی برخی عناصر فرعی و نادر خاکی نرمالیزه شده نسبت به پوسته قاره‌ای تحتانی (مقدار پوسته قاره‌ای از [۵۹]).

مقادیر، پوسته قاره‌ای به عنوان منشأ این توده‌های نفوذی در نظر گرفته شده است [۸].

ترشیری

گرانیتوئیدهای حاصل از فروانش صفحه نئوتتیس به زیر صفحه ایران در زون ولکانیکی ایران مرکزی دارای نسبت اولیه ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بین ۰/۷۰۴۳۳ تا ۰/۷۰۵۷۹ و مقدار ϵNd بین ۳/۱۳+ تا ۲۳+ می‌باشند. به طور کلی در این گرانیتوئیدها مقادیر اولیه ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ پایین (کمتر از ۰/۷۰۶) و مقادیر ϵNd آن مثبت است که نشان می‌دهد این گرانیتوئیدها از پوسته قاره‌ای منشأ نگرفته‌اند. شباهت داده‌های اولیه ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و ϵNd گرانیتوئیدهای دوره زمانی ژوراسیک میانی به گرانیتوئیدهای حاصل از برخورد صفحه ایران و توران در محل زمین درز پالئوتتیس جالب توجه می‌باشد و سرگذشت مشابهی را برای این دو گروه از گرانیتوئید پیشنهاد می‌دارد، همچنین پیشنهاد می‌شود گرانیتوئیدهای دوره زمانی ژوراسیک میانی همانند گرانیتوئیدهای حاصل از بسته شدن پالئوتتیس از پوسته قاره‌ای منشأ گرفته است. ارتباط سن و مقادیر اولیه ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و ϵNd به ترتیب در شکل‌های (۹) و (۱۰) نشان داده شده است.

به عنوان مثال قرارگیری سنگهای پوسته قاره‌ای در چرخه ذوب مجدد باعث افزایش مقدار اولیه ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ می‌شود. پوسته قاره‌ای ایران جزو پوسته‌های کم سن بوده [۷۲] و بنابراین گرانیتوئید منشأ گرفته از این پوسته نیز به نسبت گرانیتوئیدهای منشأ گرفته از پوسته‌های قدیمی‌تر از مقدار پایین‌تری از $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برخوردار می‌باشد، در نتیجه مقایسه مقادیر ایزوتوپی گرانیتوئیدهای صفحه ایران با دیگر نقاط جهان به نظر صحیح نمی‌باشد. با توجه به این نکته، بهترین راه مقایسه مقادیر ایزوتوپ‌های Rb/Sr و Sm/Nd بین تیپ‌های گرانیتوئیدی در هر مکانی از پوسته کره زمین، استفاده از مقادیر ایزوتوپی مربوط به تیپ‌های گرانیتوئیدی همان مکان پوسته است. بر همین اساس در خصوص صفحه ایران از گرانیتوئیدهای برخوردی حاصل از بسته شدن پالئوتتیس به عنوان گرانیتوئیدهای تیپیک S و گرانیتوئیدهای کمربند ولکانیکی ایران مرکزی به عنوان گرانیتوئیدهای تیپیک I جهت مقایسه با گرانیتوئیدهای دوره ژوراسیک میانی بهره برده شده است جدول (۵) (شکل ۸).

تریاس پایانی

گرانیتوئیدهای حاصل از برخورد صفحه ایران و توران دارای نسبت اولیه ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بین ۰/۷۰۷۹۴ تا ۰/۷۰۹۸۵ و مقدار ϵNd آن ۶/۶۳- و ۵/۹۰- می‌باشد. با توجه به این

ادامه جدول ۵.

Name of intrusion	Aligoodarz		Astaneh		Boroujerd						Chah-Dozdan		Malayer					
	Granodiorite	Tonalite	Qtz-diorite	Granodiorite	Qtz-diorite	Granodiorite	Qtz-diorite	Granodiorite	Monzogranite	Granite	Qtz-Diorite	Syenogranite	Monzogranite	Granodiorite	Syenogranite	Granodiorite		
Structural zone	Sanandaj-Sirjan		Sanandaj-Sirjan		Sanandaj-Sirjan						Sanandaj-Sirjan		Sanandaj-Sirjan					
Longitude	49 37		49 20		49 00						54 45		48 45					
Latitude	33 30		33 45		33 50						30 00		34 20					
Rock type																		
Sample																		
Zircon U-Pb(Ma)	۱۸۲, ۱۷۲		۱۷۲															
K-Ar (Ma)																		
Rb-Sr(Ma)																		
other(Ma)																		
Rb(ppm)			۸۷/۴		۸۶/۳		۱۲۶		۱۳۳/۵		۷۷/۴		۱۳۴/۵		۱۶۶/۵			
Sr(ppm)			۱۴۲		۱۴/۹		۱۸۵/۵		۴۴۷		۲۳۱		۴۳۸		۲۲۹			
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr			۱/۷۸		۱/۷۷۲		۱/۹۷۴		۱/۹۹۸.۳		۱/۸۵۱۴		۲/۱۶۱					
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _m			۰/۱۷۲۲		۰/۱۷۲۳۲۱		۰/۱۷۲۳.۷		۰/۱۷.۹۷۶		۰/۱۷.۷۹۵		۰/۱۷.۹۳۶		۰/۱۷۱۱۴			
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i			۰/۱۷.۸۴۲		۰/۱۷.۸۰۴		۰/۱۷.۸۲۴		۰/۱۷.۷۶۶		۰/۱۷.۷۶۶		۰/۱۷.۶۳		۰/۱۷.۸۵۶			
Sm (ppm)			۷/۹۲		۳/۴۹		۳/۸۸		۷/۷۴		۷/۷۲		۵/۹۷		۵/۹۳			
Nd (ppm)			۳۳/۷۲		۱۵/۶		۱۶/۷		۵۳/۵۵		۵۳/۵۵		۳۱/۴۷		۲۵/۴			
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd			۰/۱۴۱۴		۰/۱۳۴۷		۰/۱۴.۶		۰/۱۳.۸		۰/۱۳.۴		۰/۱۱۴.۸		۰/۱۳.۲			
(¹⁴⁶ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _m			۰/۱۲۳.۱		۰/۱۲۲.۵		۰/۱۲۲.۸۲		۰/۱۲۲.۴		۰/۱۲۲.۵		۰/۱۲۲.۹		۰/۱۲۲.۴			
(¹⁴⁶ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i			۰/۱۲۱.۴۳		۰/۱۲۱.۱		۰/۱۲۱.۴		۰/۱۲۲.۴		۰/۱۲۲.۵		۰/۱۲۲.۶		۰/۱۲۲.۴			
ε _{Nd(t)}			-۵/۴		-۶		-۵/۸		-۳/۵۳		-۳/۱۴		-۴/۹		-۴/۳			
Reference	[۶۰]		[۴۸]		[۴۹]						[۵۱]							

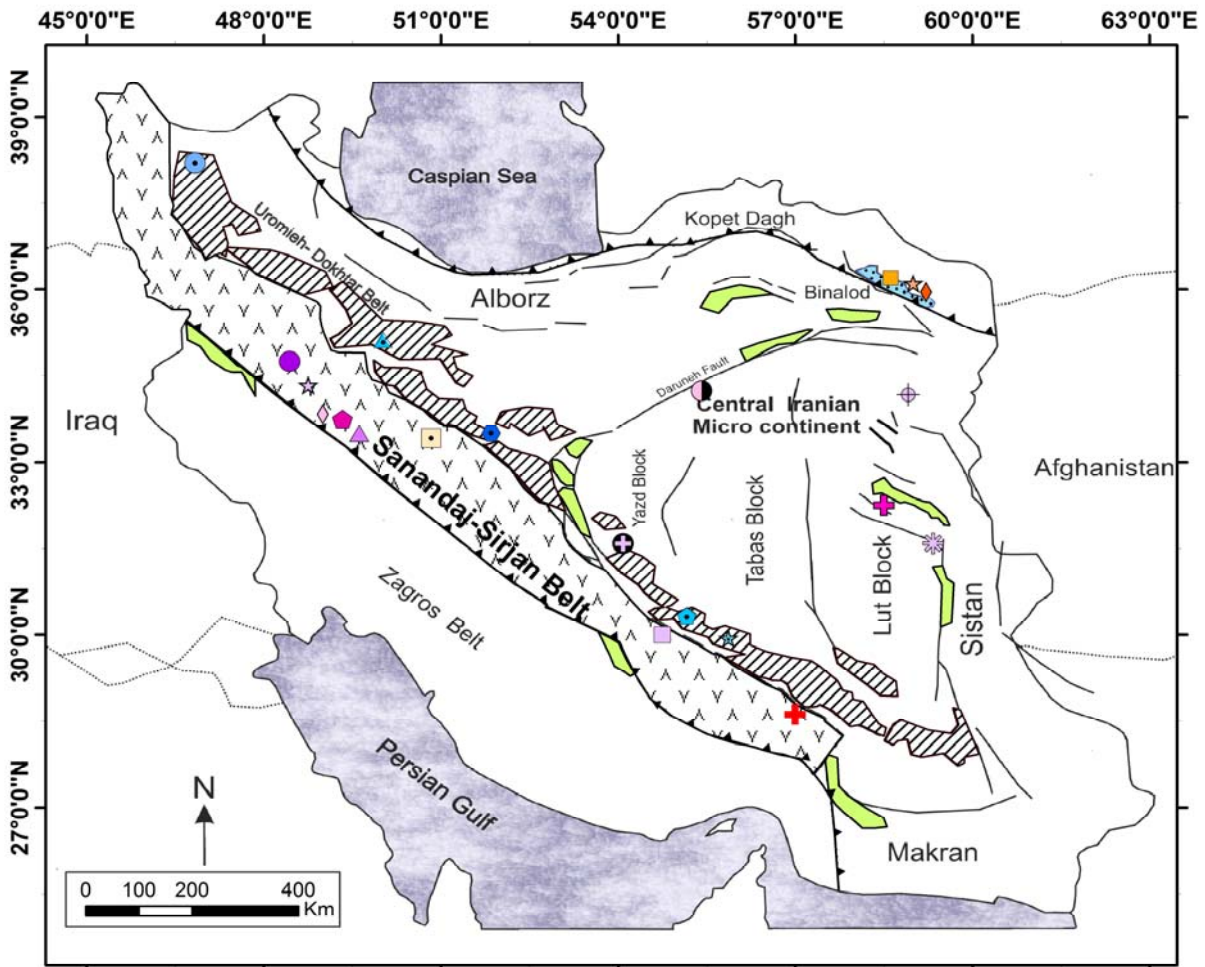
ادامه جدول ۵.

Name of Intrusion	Malayer (cont.)	Shah Kuh				Sorkh Kuh			Klatch Ahani	Ayrakan	shir- kuh	Kuhhangi Mashhad	Dehnow Mashhad	Khajeh Mourad Mashhad	
		Lut block				Lut block								Binalod	Binalod
Structural zone	Saandaj-Sirjan	Lut block				Lut block			Lut block	Central Iran	Central Iran	Binalod	Binalod	Binalod	Binalod
Longitude	48 45	59 20				58 30			58 55	55 25	54 05	59 33	59 25	59 41	
Latitude	34 20	31 35				32 15			34 10	34 14	31 35	36 16	36 21	36 08	
Rock type	Tonalite	Monzogranite	Granodiorite	Syenogranite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granite	Granite	Biotite granodiorite	Diorite	Aplite granite	Biotite muscovite granite
Sample	208	209	97-11	97-93	97-63	SB-11	208D	208A	R 20						
Zircon U-Pb(Ma)	۱۶۹	۱۶۲	۱۶۵	۱۶۵	۱۶۱	۱۶۱			KL-7				۲۱۴	۲۰۵	۲۰۵
K-Ar (Ma)			۱۶۵												
Rb-Sr (Ma)							۱۷۰	۱۶۵	۱۶۳	۱۶۸	۱۷۶				
other (Ma)															
Rb(ppm)	۹۴	۱۲۹	۱۲۹	۱۴۲	۲۲۶	۱۹۹	۱۰۲	۱۰۴۳	۲۵۳			۹۵/۲	۱۰۰/۱	۲۱۰/۵	۲۳۵/۴
Sr(ppm)	۳۰۴	۲۷۰	۳۱۰	۳۱۷	۱۷۵	۱۶۵	۲۲۰	۲۱۳	۱۰۴			۳۸۲	۴۳۸	۱۰۸	۱۴۹
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	۰/۴۱	۰/۵۱	۱/۲۱۷۵۵	۱/۲۱۷۵۵	۳/۱۷۳۸۶	۳/۱۹۱۳۴	۱/۳۵۴۹	۱/۴۱۷	۷/۰۶۲۲	۲/۱۹۵		۰/۷۱۹۸	۰/۶۶۰۹	۵/۶۱۵۵	۴/۵۶۹۵
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _{im}	۰/۷۱۰۹۲	۰/۷۱۳۰۱	۰/۷۰۹۵۹۷	۰/۷۰۸۹۶۵	۰/۷۱۶۶۸۸	۰/۷۱۴۳۵	۰/۷۱۰۲۵	۰/۷۱۰۵۹	۰/۷۲۲۷۶	۰/۷۱۴۲		۰/۷۱۰۸۱	۰/۷۰۹۹۷	۰/۷۲۶۲۲	۰/۷۲۲۴۸
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i	۰/۷۰۸۷	۰/۷۰۸۵۸	۰/۷۰۶۸۴	۰/۷۰۶۲۲	۰/۷۰۶۰۹	۰/۷۰۶۳۶	۰/۷۰۷	۰/۷۰۷۳	۰/۷۰۶۶۵	۰/۷۰۹۱۳		۰/۷۰۸۵۹	۰/۷۰۷۹۴	۰/۷۰۹۸۵۳	۰/۷۰۸۱۶۱
Sm (ppm)	۷/۱	۲/۷	۴/۷۷	۴/۷۳	۵/۶	۴			۳/۸			۵/۷۵	۳/۸		
Nd (ppm)	۲۸/۴	۲۶/۶	۲۱/۰۴	۲۰/۶۶	۲۳/۳۵	۲۰/۹۵			۱۴/۲			۵/۳۲	۱۴/۲		
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	۰/۱۳۱۱	۰/۱۲۷۴							۰/۱۶۱۴			۰/۱۰۷	۰/۱۶۱۴		
(¹⁴⁶ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _m	۰/۵۱۳۴۵	۰/۵۱۳۳۳	۰/۵۱۳۴۵۵	۰/۵۱۳۴۶	۰/۵۱۳۴۶	۰/۵۱۳۴۱۱			۰/۵۱۳۲۶۷			۰/۵۱۳۱۷۱	۰/۵۱۳۲۸۶		
(¹⁴⁶ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	۰/۵۱۳۳	۰/۵۱۳۱۹							۰/۵۱۳۰۹۵			۰/۵۱۳۰۱۹	۰/۵۱۳۰۵۹		
ε _{Nd(t)}	-۲/۳	-۴/۶	-۲/۸۲	-۲/۲۵	-۲/۵۱	-۲/۵۲			-۶/۵۱			-۶/۶۳	-۵/۹		
Reference	[۵۱], [61]				[۵۲]			[۶۲]	[۶۳]	[۶۴]	[۸]	[۸]	[۸]	[۳۷]	

ادامه جدول ۵.

Name of intrusion Structural zone	Silljerd			Shaivar Dagh			Nataz			Sar Cheshmeh		Meituk	
	Uromieh-Dokhtar Belt	Uromieh-Dokhtar Belt	Uromieh-Dokhtar Belt	Uromieh-Dokhtar Belt	Uromieh-Dokhtar Belt	Uromieh-Dokhtar Belt	Uromieh-Dokhtar Belt	Uromieh-Dokhtar Belt	Uromieh-Dokhtar Belt	Uromieh-Dokhtar Belt	Uromieh-Dokhtar Belt	Uromieh-Dokhtar Belt	
Longitude	50 00			46 50			51 51		55 52		55 10		
Latitude	35 07			38 40			33 30		29 56		30 20		
Rock type	Diorite	Syenogranite	Granodiorite	Monzonite	Monzodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	
Sample	R.2.1	R.2.21	R.2.18	Sh-M3-73	Sh-M3-130	202	203	203					
Zircon U-Pb(Ma)				۲۵	۲۳				۱۳		۱۲.۵		
K-Ar (Ma)													
Rb-Sr(Ma)													
other(Ma)													
Rb(ppm)	۳/۲۸	۱۲۵/۸۶	۱۳/۱۵	۱۳۱/۵	۷۲	۱۱۷	۸۰	۷۲					
Sr(ppm)	۴۰۱/۲۷	۴۳۰/۶۲	۵۸۶/۵	۶۸۳/۸	۱۱۳/۱	۱۷۰	۲۱۲	۲۳۰					
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	۰/۰۲۶۶	۰/۳۲۷۵	۰/۵۵۶۱	۰/۵۵۶۱	۰/۱۸۷								
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _m													
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	۰/۷۰۴۷۶	۰/۷۰۴۹۶	۰/۷۰۴۴۴	۰/۷۰۴۴۴	۰/۷۰۴۴۴	۰/۷۰۴۴۴	۰/۷۰۴۴۴	۰/۷۰۴۴۴	۰/۷۰۴۴۴	۰/۷۰۴۴۴	۰/۷۰۴۴۴	۰/۷۰۴۴۴	
Sm (ppm)				۹/۰۸	۱۰/۴۴	۲/۱۵	۲/۷۵	۲/۸۹					
Nd (ppm)				۵۲/۱۵	۵۷/۷۱	۹/۲۳	۱۱/۹۷	۱۳/۲					
¹⁴⁴ Sm/ ¹⁴⁴ Nd				۰/۰۹۷۹	۰/۰۹۴								
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _m				۰/۵۱۲۷۸	۰/۵۱۲۷۶۶	۰/۵۱۲۶۵۸	۰/۵۱۲۶۴۲	۰/۵۱۲۶۲۳					
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i				۰/۵۱۲۷۴۶	۰/۵۱۲۷۵۷	۰/۵۱۲۶۴	۰/۵۱۲۶۲۴	۰/۵۱۲۶۵۶					
ε Nd(t)				+ ۲/۹	+ ۳/۱۳	+ ۰/۵۶	+ ۰/۲۳	+ ۰/۸۵					
Reference				[۶۷]			[۶۸], [۶۹]	[۷۰], [۷۱]				[۷۰], [۷۱]	

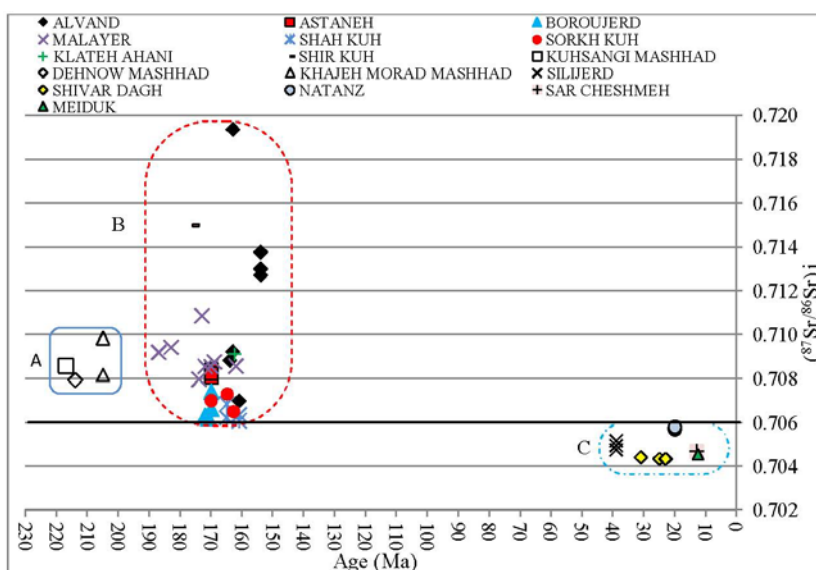
* داده‌های با فرمت ایتالیک توسط نویسندگان این مقاله محاسبه شده‌اند



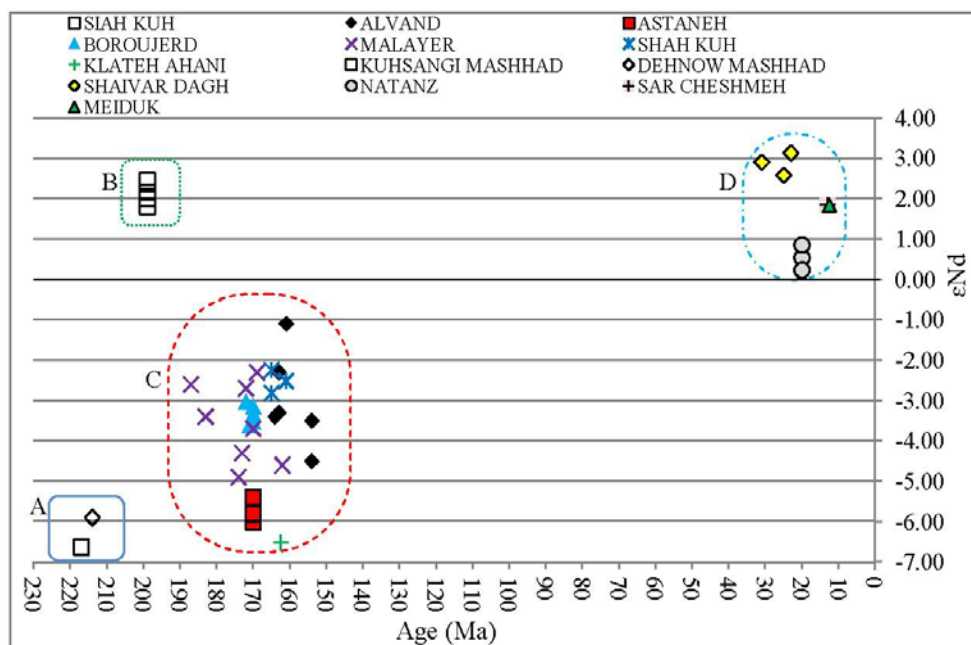
Symbol	Name of intrusion	Structural zone	Age	(87Sr/86Sr) i	ε Nd
■	Hassan Robot	Sanandaj-Sirjan	288		
+	Siah-Kuh	Sanandaj-Sirjan	199		(1.81 to 2.45)
▲	Aligoodarz	Sanandaj-Sirjan	182-172		
●	Alvand	Sanandaj-Sirjan	163-154	0.70699 - 0.71938	(-1.1 to -4.5)
◆	Astaneh	Sanandaj-Sirjan	170	0.70804- 0.70842	(-5.4 to -6.0)
◇	Boroujerd	Sanandaj-Sirjan	172-170	0.70620- 0.7074	(-3.02 to -3.62)
□	Chah-Dozdan	Sanandaj-Sirjan	164		
☆	Malayer	Sanandaj-Sirjan	187-162	0.70797- 0.71087	(- 2.3 to -4.9)
✱	Shah Kuh	Lut Block	165-161	0.70609- 0.70684	(- 2.25 to - 2.82)
✚	Sorkh Kuh	Lut Block	170-163	0.70650- 0.70730	
⊕	Klateh Ahani	Lut Block	162	0.709131	(-6.51)
⊙	Ayrakan	Central Iran	168		
⊕	Shir- kuh	Central Iran	176	0.715	
★	Kuhsangi Mashhad	Binalod	217	0.70859	(-6.63)
■	Dehnow Mashhad	Binalod	214	0.70794	(-5.9)
◆	Khajeh Mourad Mashhad	Binalod	205	0.70816- 0.70985	
▲	Silijerd	Urumieh-Dokhtar Belt	39	0.70475- 0.70516	
●	Shaivar Dagh	Urumieh-Dokhtar Belt	31-23	0.70433- 0.70441	(2.58 to 3.13)
●	Natanz	Urumieh-Dokhtar Belt	21-19	0.70570- 0.70579	(0.23 to 0.85)
★	Sar Cheshmeh	Urumieh-Dokhtar Belt	13	0.704702	1.85
●	Meiduk	Urumieh-Dokhtar Belt	12.5	0.70455	1.84

Paleothetys ophiolitic rocks
 Neothetys ophiolitic rocks
 Thrust fault
 Major fault

شکل ۸. موقعیت توده‌های نفوذی ژوراسیک میانی و برخی از توده‌های قبل و بعد از آن در ایران همراه با داده‌های سن سنجی و ایزوتوپی شکل اولیه با تغییرات از [۱۱، ۱۳، ۱۴].



شکل ۹. نمودار سن در برابر داده‌های اولیه ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برای توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی موجود در جدول شماره ۵. A: توده‌های مربوط به برخورد پالئوتتیس؛ B: توده‌های ژوراسیک میانی؛ C: توده‌های نفوذی حاصل از فرورانش در ترشیاری.



شکل ۱۰. نمودار سن در برابر داده‌های اولیه ϵNd برای توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی موجود در جدول شماره ۵. A: توده‌های مربوط به برخورد پالئوتتیس؛ B: توده نفوذی آگازین فرورانش نئوتتیس (سیاه‌کوه)؛ C: توده‌های ژوراسیک میانی؛ D: توده‌های نفوذی حاصل از فرورانش در ترشیاری.

شکل (۱۰)، مقدار ϵNd برای گرانیتوئیدهای حاصل از فرورانش (توده نفوذی سیاه‌کوه و توده‌های نفوذی ترشیاری) مثبت و برای گرانیتوئیدهای تیپ برخوردی (حاصل از بسته شدن پالئوتتیس و ژوراسیک میانی) منفی می‌باشد. مقادیر مثبت منشأ جبه‌ای و مقادیر منفی منشأ پوسته‌ای را برای ماگما پیشنهاد می‌کند [۷۳].

در نمودار سن در برابر ایزوتوپ اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (شکل ۹)، گرانیتوئیدهای حاصل از بسته شدن پالئوتتیس و نیز ژوراسیک میانی مقادیر بالای ۰/۷۰۶ و گرانیت‌های فرورانشی ترشیاری مقادیر کمتر از ۰/۷۰۶ را دارند. با توجه به این نمودار، می‌توان مقدار ایزوتوپ اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برابر با ۰/۷۰۶ را به عنوان مرز جداکننده گرانیتوئیدهای با منشأ پوسته و جبه برای صفحه ایران پیشنهاد کرد. در نمودار سن در برابر ϵNd

برخی از شواهد زمین‌شناسی رخداد برخورد تکتونیکی در دوره زمانی ژوراسیک میانی ایران

در صورت برخورد دو صفحه عربی و ایران، علاوه بر ماگماتیسم خاص این موقعیت تکتونیکی، از برخی شواهد دیگر زمین-شناسی نیز می‌توان جهت اثبات رخداد این پدیده کمک گرفت که برخی از این شواهد در زیر آورده شده است:

چینه‌شناسی

رخداد زمین‌ساختی سیمیرین میانی (باتونین (Bathonian)) اولین بار توسط آقنابتی [۷۴]، آقنابتی و سعیدی [۷۵] برای زمان ژوراسیک میانی ایران معرفی گردیده است. بررسی چینه‌شناسی، ماگماتیسم و دگرگونی ژوراسیک ایران گویای آن است که رویداد سیمیرین میانی رویدادی کوه‌زاست که با چین‌خوردگی، تکاپوی آتشفشانی، جای‌گیری توده‌های نفوذی و حتی دگرگونی همراه بوده است [۶۳]. آقنابتی [۶۳] زمان رخداد سیمیرین میانی را در همه جا یکسان ندانسته، اما سن جای‌گیری برخی از توده‌های نفوذی مرتبط با این رخداد را ۱۶۵ تا ۱۷۵ میلیون سال در نظر گرفته است. برخی از مهمترین تأثیرات رخداد سیمیرین میانی بر زمین‌شناسی ایران شامل: توقف در رسوب‌گذاری، ایجاد فراپوم، جای‌گیری توده‌های نفوذی، تکاپوی آتشفشانی، دگرگونی و کانه‌زایی می‌باشد [۶۳].

دگرگونی و متامورفیسم

از نتایج عملکرد رویداد سیمیرین میانی (در ژوراسیک میانی)، ایجاد دگرگونی در سنگهای تریاس زیرین- ژوراسیک میانی (گروه شمشک) و سنگهای کهن‌تر است [۶۳]. از جمله شواهد عملکرد این فاز دگرگونی در مناطق حاوی گرانیتوئیدهای ژوراسیک میانی، می‌توان به موارد زیر اشاره کرد: در بلوک لوت دگرگونی ناحیه‌ای (کوه‌زایی ژوراسیک میانی) باعث تبدیل شیل و ماسه سنگ شمشک به اسلیت و کوارتزیت شده است. در زمان ژوراسیک میانی (۱۶۲-۱۶۵) توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی همچون شاه‌کوه، کلاته آهنی و سرخ‌کوه به داخل این اسلیت و کوارتزیت‌ها داخل شده‌اند [۳۶]. سن‌سنجی بیوتیت میکاشیست گارنت واقع در ۶۰ کیلومتری غرب و جنوب غربی نهبندان، به روش روبیدیم- استرونسیم، ۱۶۵ میلیون سال را نشان داده است [۷۶]، که با فاز سیمیرین میانی هماهنگی دارد [۶۳]. محمودی و همکاران [۳۵] برای مجموعه

دگرگونی ده‌سلم سن ۱۵۹ و ۱۶۳ میلیون سال را به دست آورده‌اند. توده نفوذی شاه‌کوه در این مجموعه دگرگونی نفوذ نموده است. رخداد دگرگونی ناحیه‌ای (با درجه آمفیولیت متوسط) و ضخیم‌شدگی پوسته در مجموعه دگرگونی قوری (Qori Complex) در جنوب غرب زون سنندج- سیرجان بین ۱۸۷ (Zircon SHRIMP U-Pb) و ۱۸۰ (Monazite Pb) (CHIME U-Th total) میلیون سال ثبت شده است. توده نفوذی گرانیتوئیدی چاه‌دزدان در این میان مجموعه دگرگونی نفوذ کرده است [۷۷]. در منطقه همدان، قدیمی‌ترین سنگهای شناسایی شده در ستون چینه‌شناسی سن ما قبل ژوراسیک بالایی دارند و در حد متوسط تا شدید دگرگون شده‌اند. فسیل‌های شناسایی شده در این سنگها نشان‌دهنده سن ژوراسیک است و به‌ویژه فسیلهای اول ژوراسیک میانی در این سنگها دیده می‌شوند. بر روی این سنگهای دگرگونی ماسه‌سنگ و آهک غیر دگرگون با مرز ناپیوسته حرارتی (Thermal Discontinuity) به سن ژوراسیک بالایی قرار گرفته است [۷۸]. وجود فسیل‌های اول ژوراسیک میانی در میان سنگهای دگرگون و پوشیده شدن توسط سنگهای غیر دگرگون ژوراسیک بالایی نشان می‌دهد که رخداد دگرگونی ناحیه‌ای در حدود زمان ژوراسیک میانی در این ناحیه رخ داده است. توده نفوذی الوند با سن ژوراسیک میانی در سنگهای دگرگون این منطقه نفوذ کرده است. احدنژاد و همکاران [۷۹] در منطقه همدان، جای‌گیری سنگهای پلوتونیک ملایر را همزمان با دگرشکلی در مقیاس ناحیه‌ای و در یک محیط با استرین بالا دانسته‌اند.

جای‌گیری افیولیت

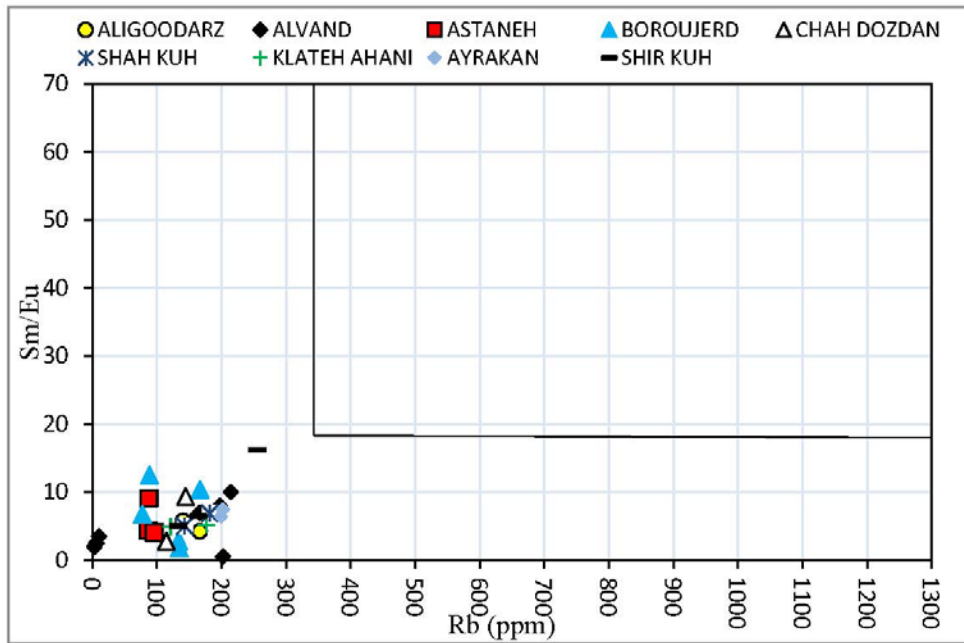
در محل خط درز زاگرس چندین توده افیولیت دیده می‌شود که حاصل برخورد قاره‌ای بین صفحه آفریقا- عربی و ایران است [۸۰]. کمر بند افیولیتی نیریز- کرمانشاه از این جمله می‌باشد که در طول زاگرس به‌روی حاشیه جنوبی زون سنندج- سیرجان فرارانش کرده است [۸۱]. اکثر محققان سن جای‌گیری این کمر بند افیولیتی را کرتاسه بالایی در نظر گرفته‌اند [۱۱، ۳۰، ۸۱، ۸۲]، با وجود این سن دیگری نیز برای جای‌گیری افیولیت‌های این کمر بند پیشنهاد شده که قابل تأمل است. تعیین سن به دست آمده به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ توسط Reynolds و Haynes [۸۳]، نشان می‌دهد که صفحه اقیانوسی نئوتتیس در دو مرحله گسسته

و به طور تکتونیکی در زاگرس و مکران جای‌گیری شده است: مرحله اول در ژوراسیک میانی (۱۷۰~ میلیون سال) و مرحله دوم کرتاسه بالایی (۸۹~ و ۹۷~ میلیون سال)، همچنین آفیبولیت‌های مرتبط با مجموعه افیولیت‌های دگرگون شده منطقه نیریز توسط ادیب [۸۴]، بررسی شده است. تعیین سن انجام شده دو سری سن ژوراسیک میانی (۱۷۰ میلیون سال) و کرتاسه بالایی (۸۹ میلیون سال) نشان می‌دهند. با توجه به این مطالب در کمربند افیولیتی زاگرس دو گروه کلی سنی ژوراسیک میانی و کرتاسه بالایی قابل مشاهده است. حضور دو سن متفاوت در این کمربند احتمالاً به دو دلیل باشد: (۱) جای‌گیری افیولیت‌ها در خط درز زاگرس طی دو زمان متفاوت (ژوراسیک میانی و کرتاسه بالایی)، (۲) با توجه به این‌که تعیین سن‌ها عمدتاً به روش K-Ar و Ar-Ar انجام شده‌اند و این روش به دگرگون شدن سنگ‌ها حساس است [۷۲]، احتمال این می‌رود که بخشی از افیولیت‌های جای‌گزين شده در ژوراسیک میانی، در زمان کرتاسه بالایی در اثر اعمال فشار حاصل از جای‌گیر شدن افیولیت‌های کرتاسه بالایی دچار تغییر سن شده‌اند و در واقع سن دگرگونی را از خود نشان می‌دهند نه سن جای‌گیر شدن را. به هر حال این کمربند افیولیتی از نظر سن‌سنجی نیازمند بررسی بیشتر است.

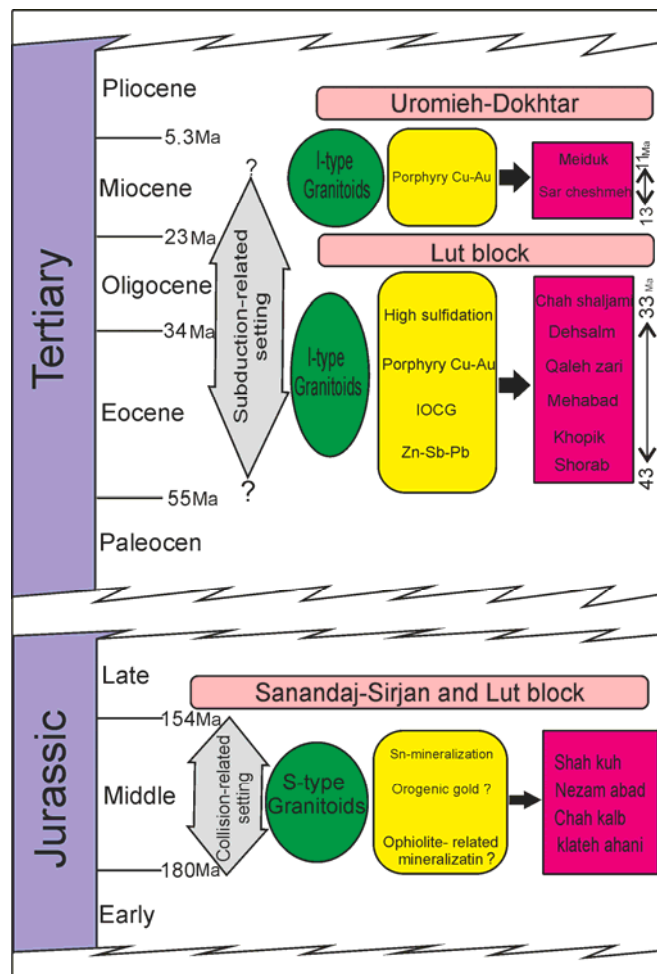
کانه‌زایی

محیط‌های برخورد قاره‌ای (Continental Collision Environments) قابل تقسیم به سه گروه تکتونیکی یا زمین‌شناسی هستند که عبارتند از: (۱) توالی افزاینده، کمربند چین-تراست، (۲) گرانیتوئیدهای برخوردی، (۳) پوسته اقیانوسی فرارنده شده یا افیولیت‌ها. در محیط اول کانه‌زایی طلای مزوترمال کوه‌زاد، در محیط دوم استوک‌ورک، اسکارن، گراپزن و پگماتیت با کانه‌زایی Sn, W, Li, Bi, Be, U (Nb, Ta) و در محیط سوم کانه‌زایی سولفید توده‌ای قبرس و کرومیت پودیفرم قابل مشاهده می‌باشند [۸۵]. در مورد کانه‌زایی همراه با گرانیتوئیدهای ژوراسیک میانی ایران، می‌توان به چندین کانه‌زایی قلع و تنگستن اشاره کرد: کانسار قلع شاه‌کوه (توده نفوذی شاه‌کوه)، کانسار تنگستن نظام‌آباد (توده نفوذی آستانه)، کانسار چاه‌کلب (توده نفوذی شاه‌کوه)، نشانه معدنی ده‌سلم (توده نفوذی شاه‌کوه) [۸۶، ۸۷] و کانه‌زایی تازه اکتشاف شده کلات‌آهنی [۸۸]. به‌طور کلی تاکنون ذخیره بزرگ و قابل توجهی از نظر

قلع و تنگستن همراه با گرانیتوئیدهای ژوراسیک میانی ایران مشاهده نشده است. بررسی توان کانی‌سازی توده گرانیتی ملاطالب (الیگودرز)، با استفاده از ویژگی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد این توده فاقد کانه‌زایی بوده و در رده گرانیتوئیدهای عقیم قرار می‌گیرد [۸۹]. همچنین مطالعات انجام شده بر روی گرانیتوئیدهای تیپ S حاصل از بسته شدن پالئوتتیس همچون کوه‌سنگی، خواجه‌مراد و وکیل‌آباد نشان می‌دهد این گرانیت‌ها در رده فاقد کانه‌زایی قرار می‌گیرند [۹۰]. در نمودار Rb در برابر Sm/Eu گرانیتوئیدهای برخوردی تیپ S زمان ژوراسیک میانی، برخوردی پالئوتتیس ایران و توده‌های کانه‌زا از دیگر نقاط جهان ترسیم شده است (شکل ۱۱). همان‌طور که در شکل (۱۱) مشاهده می‌شود، توده‌های ژوراسیک میانی در محدوده گرانیت‌های کانه‌زای قلع قرار نمی‌گیرند. نکته قابل توجه از نظر کانه‌زایی گرانیتوئیدهای ژوراسیک میانی این است که هیچ‌گونه آثاری از کانه‌زایی مس پورفیری که شاخص محیط حاشیه فعال فرورانشی در یک محیط همگراست [۹۱]، در بین این توده‌های نفوذی مشاهده نشده است. این موضوع خود می‌تواند دلیلی بر تفاوت اساسی از نظر محیط تکتونیکی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای ژوراسیک میانی با گرانیتوئیدهای حاوی کانی‌زایی مس پورفیری در کمربند ماگمایی ترشیاری ارومیه-دختر و بلوک لوت باشد (شکل ۱۲). در شکل شماره (۱۲) به خوبی تأثیر محیط تکتونیکی بر ماگماتیسم و نوع کانی‌سازی در برخی زون‌های ساختاری مختلف ایران به همراه مثالهایی از این کانی‌سازیه‌ها قابل مشاهده است. لازم به ذکر است این شکل فقط جهت مقایسه زمانها (ژوراسیک میانی و ترشیاری) و مکانهای یاد شده (زون سندانج-سیرجان، بلوک لوت و کمربند ارومیه-دختر) ترسیم شده و دیگر نقاط و مکانها بررسی نشده است. از جمله دیگر کانسارهای مرتبط با گرانیتوئیدها می‌توان به کانه‌زایی اورانیوم چشمه‌شتری آیرکان اشاره کرد. منشأ اورانیوم در این کانه‌زایی به توده نفوذی آیرکان نسبت داده شده است [۹۲]. افیولیت‌های نیریز و کرمانشاه از جمله مناطق اولویت‌دار کرم در ایران بوده که از جمله کانسارهای این کمربند افیولیتی کانسار خواجه جمالی نیریز می‌باشد [۸۶]، با وجود این تعلق این کانسار به افیولیت‌های جای‌گزين شده در ژوراسیک میانی یا زمانهای بعدی نیاز به بررسی دقیق سن‌سنجی دارد.



شکل ۱۱. نمودار Rb در برابر Sm/Eu برای گرانیتوئیدهای ژوراسیک میانی و گرانیتوئیدهای حاوی کانه‌زایی قلع در دیگر نقاط جهان [۹۰].

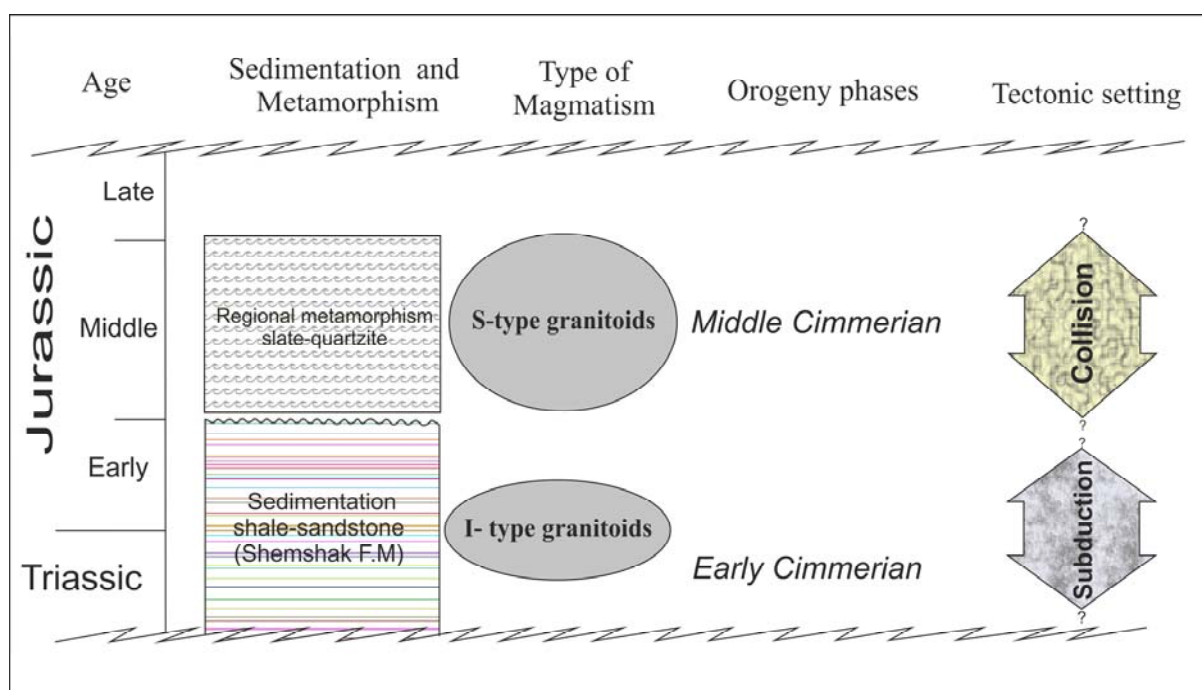


شکل ۱۲. مقایسه ماگماتیسم و کانی‌سازی دوره زمانی ژوراسیک میانی و ترشیاری.

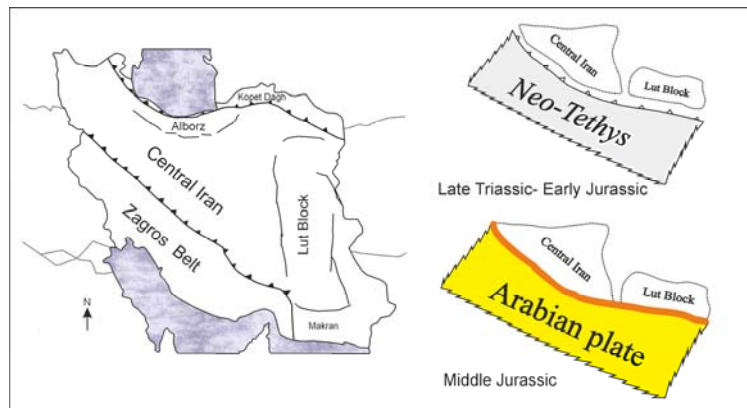
بحث و نتیجه‌گیری

در دوره زمانی ژوراسیک میانی یکی از شدیدترین فعالیت‌های ماگمایی ایران رخ داده است که جای‌گیری تعداد زیادی توده نفوذی را در پی داشته است. این توده‌ها اغلب در حاشیه صفحات و در زون سنندج-سیرجان، ایران مرکزی و بلوک لوت قابل مشاهده‌اند. از نظر ژئوشیمی اغلب این توده‌ها از نوع پرآلومینوس هستند. نسبت CaO/Na_2O در اکثر نمونه‌ها بالای ۰/۳ است که منشأ فقیر از رس (حضور پلاژیوکلاز) را برای تولید مذاب پرآلومینوس تیپ S پیشنهاد می‌دارد [۸۶]. در نمودار توزیع عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به کندریت [۸۶]، عنصر Eu آنومالی منفی نشان می‌دهد و نسبت Eu/Eu^* در اغلب نمونه‌ها زیر ۱ است که نشان‌دهنده شرایط احيایی تشکیل ماگما و یا منشأ گرفتن آن از عمق پایداری پلاژیوکلاز است. نمودار عنکبوتی نرمالیزه شده نسبت به بخش تحتانی پوسته قاره‌ای غنی‌شدگی عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند K, Cs, Rb و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) (La, Ce) و کاهیدگی عناصر Ba, Nb, Ta, Sr, Ti را نشان می‌دهد. مقادیر اولیه ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ این توده‌ها بین ۰/۷۰۶۰۹ تا ۰/۷۱۹۳۸ و مقدار اولیه ϵNd آن منفی بوده و بین ۶/۵۱- تا ۱/۱- در تغییر است که منشأ قاره‌ای را برای تولید ماگما پیشنهاد می‌کند. در مقایسه با توده‌های تیپ S

حاصل از برخورد پالئوتتیس در زون بینالود و توده‌های تیپ I فرورانشی در کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر، مقادیر ایزوتوپی توده‌های نفوذی ژوراسیک میانی شباهت زیادی با توده‌های تیپ S برخوردی پالئوتتیس در زون بینالود نشان می‌دهند. دوره زمانی ژوراسیک میانی دوره ویژه‌ای از نظر تکتونیک-ماگماتیسیم به نظر می‌رسد، به طوری که علاوه بر نوع ماگماتیسیم این دوره زمانی شواهد زمین‌شناسی نیز تأییدی بر رخداد کوه‌زایی و برخورد دو قاره با یکدیگر است. توقف در رسوب‌گذاری، دگرگونی ناحیه‌ای، جای‌گیری افیولیت و کانه‌زایی مرتبط با موقعیت برخورد از شواهد تأیید کننده برخورد صفحه ایران و عربستان می‌باشد (شکل ۱۳). مدل احتمالی وضعیت صفحات و موقعیت تکتونیک‌های جای‌گیری برخی از توده‌های نفوذی در شکل (۱۴) و (۱۵) آورده شده است. پیش از این بررسی، بسیاری از این توده‌های ژوراسیک میانی در تحقیقات گذشته به عنوان تیپ S شناخته شده بوده‌اند، همچون شاه‌کوه [۳۶]، سرخ‌کوه [۳۶]، کلاته‌آهنی [۵۳]، الیگودرز (ملاطالب) [۸۹]، الوند [۹۳]، چاه‌دزدان [۵۰]، ایرکان [۵۴] و شیرکوه [۵۵]؛ با وجود این به نظر می‌رسد توجه موقعیت تکتونیک‌های در برخی از این پژوهشها با مشکلاتی روبه‌رو بوده است.



شکل ۱۳. نمودار نشان‌دهنده زمان و موقعیت تکتونیک ژوراسیک میانی ایران.



شکل ۱۴. شکل شماتیک مربوط وضعیت صفحات تکتونیکی نسبت به هم در زمان قبل و همزمان با ژوراسیک میانی ایران.

تکتونیکی برخوردی این مناطق، دیدگاههای اکتشافی نیز باید بر این اساس طرح‌ریزی گردند. با توجه به این مسأله پتانسیل کانه‌زایی قلع، تنگستن، طلا، نوع کوه‌زایی، سولفید توده‌ای نوع قبرس و کرومیت نوع آلی در این مناطق برخوردی دور از دسترس نیست، کما این‌که برخی از آنها مورد اکتشاف و بهره‌برداری نیز قرار گرفته‌اند.

با توجه به هم‌یافت بودن افیولیت‌های با سن ژوراسیک میانی و کرتاسه بالایی درون کمربند افیولیتی نیریز- کرمانشاه، احتمالاً مرحله اول بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در ژوراسیک میانی بوده و باز شدن مجدد و برخورد دوباره آن نیز در همین خط درز صورت گرفته است، چراکه افیولیت‌های کرتاسه بالایی نیز در همین کمربند دیده می‌شوند (شکل ۱۵). به لحاظ موقعیت

Geological Time	Tectonic setting	Granitoid Type	Examples
Early Permian	Continental rift	A-type	Hassan Robot
?- Triassic -?	Mid-oceanic ridge		
Late Triassic Early Jurassic	Subduction	I-type	Siah kuh
Middle Jurassic	Collision	S-type	Alvand Ailgoodarz Shah kuh Shir kuh and etc
?- After Middle Jurassic -?	Mid-oceanic ridge		
Tertiary	Subduction	I-type	Silijerd Shaivar Dagh Natanz Sarcheshmeh Meiduk

شکل ۱۵. وضعیت تکتونو- ماگماتیسم گرانیتوئیدهای ژوراسیک میانی و مراحل تکتونیکی قبل و بعد از این دوره زمانی.

منابع

- [11] Berberian M., King G. C. P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 210-265.
- [12] Arvin M., Pan Y. M., Dargahi S., Malekizadeh A., Babaei A., "Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of neotethys subduction", Journal of Asian Earth Sciences 30 (2007) 474-489.
- [13] Ruttner A., Stöcklin J., "Geological map of Iran, scale 1:1000,000", Geological Survey of Iran, (1967).
- [14] Alavi M., "Tectonic map of the Middle East, scale 1:2,900,000", Geological Survey of Iran, (1991).
- [15] Berberian F., Berberian M., "Tectono-plutonic episodes in Iran", In: Delany F.M., Gupta, H.K. (Eds.), Zagros, Hindu Kush, Himalaya Geodynamic Evolution American Geophysical Union Geodynamics Series 3 (1981) 5-32.
- [16] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review", American Association of Petroleum Geology Bulletin 52 (1968) 1229-1258.
- [17] Jolivet L., Faccenna C., "Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision", Tectonics 19 (2000) 1095-106.
- [18] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation", International Journal of Earth Sciences 94 (2005) 401-419.
- [19] Vincent S. J., Allen M. B., Ismail-zadeh A. D., Flecker R., Foland K. A., Simmons, M. D., "Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region", Geological Society of America Bulletin 117 (2005) 1513-33.
- [20] Ballato P., Mulch A., Landgraf A., Strecker M. R., Dalconi M. C., Friedrich A., Tabatabaei S.H., "Middle to late Miocene Middle Eastern climate from stable oxygen and carbon isotope data, southern Alborz mountains, N Iran", Earth and Planetary Science Letters 300 (2010) 125-38.
- [21] Crawford A. R., "Iran continental drift and plate tectonics", 24th Int. Geol. Congr., Montreal, Sect. 3 (1972) 106.112.
- [22] Stampfli G. M., Borel G. D., "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones", Earth and Planetary Science Letters 196 (2002) 17-33.
- [1] Barbarin B., "A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments", Lithos 46 (1999) 605-626.
- [2] Harris N. B., Pearce J. A., Tindle A. G., "Geochemical characteristics of collision zone magmatism", In Coward M. P. and Reis, A. C., (eds), collision tectonics Spec. Publ. Geol. Soc 19 (1986) 67-81.
- [3] Stampfli G. M., Pilleveit A., "An alternative Permo-Triassic reconstruction of the kinematics of the Tethyan realm", In: J. Dercourt, L.E. Ricou, and B. Vrielinck (Eds.), Atla Tethys Palaeoenvironmental Maps. Explanatory Notes. Gauthier- Villars, Paris (1993) 55-62.
- [4] Stampfli G. M., Marcoux J., Baud A., "Tethyan margins in space and time", In: Channell, J.E.T., Winterer, E.L., Jansa, L.F. (Eds.) Paleogeography and paleoceanography of Tethys Palaeogeography, Palaeoclimatology. Palaeoecology 87 (1991) 373-410.
- [5] Davoudzadeh M., Schmidt K., "A review of the Mesozoic paleogeography and paleotectonic evolution of Iran", Neues Jahrbuch fur Geol Palaeontol Abteilungen 168 (1984) 182-207.
- [6] Stampfli G. M., "The intra-alpine terrain: a Paleo-Tethyan remnant in the alpine variscides", Eclogae Geologicae Helvetiae 89 (1) (1996) 13-42.
- [7] Stampfli G. M., "Tethyan oceans", In E. Bozkurt, J. A. Winchester and J. D. A. Piper. Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area, Geological Society of London, Special Publication 173 (2000) 1-23.
- [8] Karimpour M. H., Stern C. R., Farmer L., "Zircon U-Pb geochronology, Sr-Nd isotope analyses, and petrogenetic study of the Dehnow diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-Tethys), NE Iran", Journal of Asian Earth Sciences. 37 (2010) 384-393.
- [9] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monié P., Meyer B., Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", Geological Magazine. (2011) doi:10.1017/S001675681100046X.
- [10] Mohajjel M., Fergusson C. L., Sahandi, M.R., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", Journal of Asian Earth Sciences 21 (2003) 397-412.

- K., Walker J. D., "U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement", *Tectonophysics* 451 (2008) 1-4, 71-96.
- [34] Tarkian M., Lotfi M., Baumann A., "Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, east Iran", Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran, No. 51 (1983) 357-383.
- [35] Mahmoudi S., Masoudi F., Corfu F., Mehrabi B., "Magmatic and metamorphic history of the Deh–Salm metamorphic Complex, Eastern Lut block, (Eastern Iran), from U–Pb geochronology", *International Journal of Earth Sciences* 99 (2010) 11153–11165.
- [36] Karimpour M. H., Stern C. R., Farmer L., Saadat S., Malekezadeh A., "Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran", *Journal Geopersia*. 1 (1) (2011) 19-36.
- [37] Karimpour M. H., Farmer L., Ashouri C., Saadat S., "Major, Trace and REE geochemistry of Paleo-Tethys Collision-Related Granitoids from Mashhad, Iran", *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* (17) 2 (2006) 127-145.
- [38] Hooper R. J., Baron I., Hatcher J. R. D., Agah S., "The development of the southern Tethyan margin in Iran after the breakup of Gondwana: implications of the Zagros hydrocarbon province", *Geosciences* 4 (1994) 72-85.
- [39] Sabzehei M., "Geological Quadrangle Map of Iran, No. 12, Hajiabad, 1:250,000", Geological Survey of Iran, (1994).
- [40] Forster H., Fesefeldt K., Kursten M., "Magmatic and orogenic evolution of the central Iranian volcanic belt", In: 24th International Geology Congress, Section 2 (1972) 198–210.
- [41] Jung D., Kursten M., Tarkian M., "Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate", In: Pilger, A., Rosler, A. (Eds.), *Afar between continental and oceanic rifting*. Schweizerbart'sche Verlagbuchhandlung, Stuttgart (1976) 175–181.
- [42] Berberian F., Muir I. D., Pankhurst R. J., Berberian M., "Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran", *Journal of the Geological Society* 139 (1982) 605-614.
- [23] Ramezani J., Tucker R. D., "The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implication for gondwana tectonics", *American Journal of Science* 303 (2003) 622-665.
- [24] Golonka J., "Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic", *Tectonophysics* 381 (2004) 235-273.
- [25] Saidi A., Brunet M. F., Ricou I. E., "Continental accretion of the Iran Block to the Eurasia as seen from late Paleozoic to early Cretaceous subsidence curves", *Geodinamica Acta* (10) 5 (1997) 189-208.
- [26] Bagheri B., Stampfli G. M., "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications", *Tectonophysics* 451 (2008) 123-155.
- [27] Westphal M., Bazhenov M. L., Lauer J. P., Pechersky D. M., Sibuet J. C., "Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic", *Tectonophysics* 123 (1986) 37-82.
- [28] Dercourt J., Zonenshain L. P., Ricou L. E., Kazmin V. G., Le Pichon X., Knipper A. L., Grandjacquet C., Sbertshikov I. M., Geyssant J., Lepvrier C., Pechersky D. H., Boulin J., Sibuet J. C., Savostin L. A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M. L., Lauer J. P., Biju-Duval B., "Geological evolution of the tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias", *Tectonophysics* 123 (1986) 241–315.
- [29] 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.* (2011) <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2011.11.015>.
- [30] Alavi M., "Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations", *Tectonophysics* 229 (1994) 211-238.
- [31] Tillman J. E., Poosti A., Rossello S., Eckert, A., "Structural evolution of Sanandaj- Sirjan Ranges near Esfahan, Iran", *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 65 (1981) 674-687.
- [32] Mohajjel M., Fergusson C. L., "Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran", *Journal of Structural Geology* 22 (2000) 1125-1139.
- [33] Hassanzadeh J., Stockli D. F., Horton B. K., Axen G. J., Stockli L. D., Grove M., Schmitt A.

- [۵۳] مرادی‌نقندر م.، کریم‌پور م.ح.، فارمر ج.ل.، استرن ج.، "ژئوشیمی ایزوتوپ‌های $Rb-Sr$ و $Sm-Nd$ سن‌سنجی زیرکن و پتروژنز باتولیت گرانودیوریتی-گرانیتی نجم آباد، گناباد"، مجله زمین‌شناسی اقتصادی شماره ۳ (۱۳۹۰) ص ۱۲۷-۱۴۵.
- [۵۴] بهارزاده ح.، ترابی ق.، احمدیان ج.، ابراهیمیان ز.، "ژئوشیمی توده نفوذی ایرکان، دایک‌های آپلیتی و آنکلاوهای موجود در آن"، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، شماره ۳۲ (۱۳۸۷) ص ۱۳-۳۲.
- [55] Shibi M., Esmaeily D., Nedelec A., Bouchez J. L., Kananian A., "Geochemistry and petrology of garnet-bearing S-type Shir-Kuh Granite, southwest Yazd, Central Iran", *Island Arc* 19 (2010) 292-312.
- [56] Sylvester P. J., "Post-collisional strongly peraluminous granites", *Lithos* 45 (1998) 29-44.
- [57] Boynton W. V., "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies", In: Henderson P (ed) Rare earth element geochemistry. Elsevier (1984) 63-114.
- [58] Rollinson H. R., "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation", Longman Scientific and Technical, (1993) New York.
- [59] Taylor S. R., McLennan S. M., "The geochemical evolution of the continental crust", *Reviews in Geophysics* 33 (1995) 241-265.
- [60] Esna-Ashari A., Hassanzadeh J., Wernicke B. P., Achmitt A. K., Axen G., Horton B., "Middle Jurassic flare-up and cretaceous magmatic lull in the central Sanandaj-Sirjan arc, Iran", analogy with the southwestern United States. GSA Annual Meeting, United States, (2009)
- [61] Esmaeily D., Bellon H., Valizadeh M. V., Hassanzadeh J., Juteau T., "The Shah-Kuh granite in Eastern Iran: a detailed chronology", *Comptes Rendus Geoscience* (2004) (submitted for publication).
- [62] Jung D., Keller J., Khorasani R., Marcks Chr., Baumann A., Horn P., "Petrology of the Tertiary magmatic activity the northern Lut area, East of Iran, Ministry of mines and metals", GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran, No. 51 (1983) 285-336.
- [۶۳] آقابیاتی ع.، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران (۱۳۸۳).
- [64] Forster H., "Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran", *Journal of Geological Society of London* 135 (1978) 443-455.
- [43] Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J., "The Interpretation of Igneous Rocks", George Allen and Unwin, (1979) London.
- [44] Peccerillo A., Taylor S. R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamaonu area, North Turkey", *Contrib Mineral Petrol* 58 (1976) 63-81.
- [45] Villaseca C., Barbero L., Herreros V., "A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts", *Trans Roy Soc Edinb, Earth Sci* 89 (1998) 113-119.
- [46] Esna-Ashari A., Hassanzadeh J., Valizadeh M. V., "Geochemistry of microgranular enclaves in Aligoodarz Jurassic arc pluton, western Iran: implications for enclave generation by rapid crystallization of cogenetic granitoid magma", *Mineralogy and Petrology* 101 (2011) 195-216.
- [47] Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafee M., Ghorbani M., Sepahi A. A., Shang C. K., Vousoughi Abedini M., "Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism", *Journal of Asian Earth Sciences* (39) 6 (2010) 668-683.
- [48] Tahmasbi Z., Castro A., Khalili M., Ahmadi Khalaji A., Rosa J. D. L., "Petrologic and geochemical constraints on the origin of Astaneh pluton, Zagros orogenic belt, Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 39 (2010) 81-96
- [49] Ahmadi Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M. V., Rahimpour-Bonab H., "Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 29 (2007) 859-877.
- [50] Fazlnia A., Moradian A., Alipour S., "Synchronous activity of two kinds of magmas, anorthosite and S-type granite, in the Chah-Dozdan intrusion, Neyriz, Iran: evidence of zircon SHRIMP U-Pb and monazite CHIME U-Th-total Pb dating", *Earth and Life* 2 (2007) 24-44.
- [51] Ahadnejad V., Hirt A. M., Valizadeh M. V., Jaber-Bokani S., "The ammonium content in the Malayer igneous and metamorphic rocks (Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran)", *Geologica Carpathica* (62) 2 (2011) 171-180.
- [52] Esmaeily D., Nedelec A., Valizadeh M. V., Moore F., Cotton J., "Petrology of the Jurassic Shah-Kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization", *Journal of Asian Earth Sciences* 25 (2005) 961-980.

- Complex, Neyriz, Iran*", Lithos 112(2009) 413-433.
- [78] Baharifar A., Moinevaziri H., Bellon H., Piqué A., "The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj-Sirjan zone, western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic events", Comptes Rendus Geoscience 336 (2004) 1443-1452.
- [79] Ahadnejad V., Valizadeh M. V., Deevsalar R., Rezaei-Kahkhaei M., "Age and geotectonic position of the Malayer granitoids: Implication for plutonism in the Sanandaj-Sirjan Zone, W Iran", Neu. Jb. Geol. Palaont. Abh. 261/1 (2011) 61-75.
- [80] Ghazi A. M., Hassanipak A. A., "Geochemistry and petrology of subalkaline and alkaline extrusives of Kermanshah ophiolite, Zagros suture zone, SW Iran", Journal of Asian Earth Sciences 17 (1999) 319-332.
- [81] Stocklin J., "Possible ancient continental margins in Iran", In: Burk, C. A., Drake, C. L. (Eds.), The Geology of Continental Margins. Springer, Berlin (1974) 873-887.
- [82] Alavi M., "Tectonostratigraphic evolution of the Zagros ides of Iran", Geology 8 (1980) 144-149.
- [83] Haynes S. J., Reynolds P. H., "Early development of Tethys and Jurassic ophiolite displacement", Nature 283 (1980) 561-563.
- [84] Adib D., "Geology of the metamorphic complex at the southwestern margin of the central-eastern Iranian micro plate (Neyriz area)", Neues Jahrb. Geol. Palaontol., Abh. 156 (1978) 393-409.
- [85] Pirajno F., "Hydrothermal Processes and Mineral Systems", Springer Science, (2009).
- [۸۶] قربانی م.، "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران (۱۳۸۱).
- [۸۷] اسماعیلی د.، محمدی ح.، حق نظر م.، "مقایسه ترکیب شیمیایی تورمالین در رگه‌های کوارتز-تورمالین قلع و تنگستن دار مناطق شاه‌کوه (شرق ایران) و نظام‌آباد (غرب ایران)"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۸۸) ص ۳۴۵-۳۵۶.
- [۸۸] کریم‌پور م.ح.، مرادی‌نقندر م.، "دگرسانی، کانی‌سازی و اکتشافات ژئوشیمیایی (رسوبات رودخانه و نمونه‌های سنگی)
- [65] Caillat C., Dehlavi P., Martel-Jantin B., "Geologie de la region de Saveh Iran Contribution a l'etude du volcanism et du plutonism tertiares de la zone de l'Iran central", These de doctorat de specialities, (1978).
- [۶۶] قاسمی ح.، رضائی ا.، خانعلی‌زاده ع.ر.، "سنگ شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی - ماگمایی توده آذرین نفوذی سلیجرد، شمال‌غرب ساوه"، مجله علوم‌زمین، شماره ۱۷ (۱۳۸۷) ص ۶۸-۸۵.
- [67] Aghazadeh M., Castro A., Badrzadeh Z., Vogt K., "Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: the Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran", Geological Magazine 148 (5-6) (2011) 980-1008.
- [68] Berberian M., "Generalized tectonic map of Iran", In: Berberian, M., (Ed.), Continental Deformation in the Iranian Plateau. Geological Survey of Iran, Report No. 52, (1983) Tehran.
- [69] Haschke M., Ahmadian J., Murata M., McDonald I., "Copper Mineralization Prevented by Arc-Root Delamination during Alpine-Himalayan Collision in Central Iran", Economic Geology 105 (2010) 855-865.
- [70] Shafiei B., Haschke M., Shahabpour J., "Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran", Mineralium Deposita 44 (2009) 265-283.
- [71] McInnes B. I. A., Evans N. J., Fu F. Q., Garwin S., "Application of thermochronology to hydrothermal ore deposits", Rev Mineral Geochem 58 (2005) 467-498.
- [72] Allegre C. J., "Isotope Geology", Cambridge University Press. New York, (2008).
- [73] White W. M., "Geochemistry", John-Hopkins University Press. Baltimore, (1997).
- [74] Aghanabati S., "Etude geologique de la region de Kalmard (W. Tabas)", These Doctorat d'Etat : No. A.D.11. 623 (1975) Grenoble, France.
- [۷۵] آقانباتی ع.، سعیدی ع.، "معرفی حرکات باتونین (ژوراسیک میانی) در ایران مرکزی"، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران (۱۳۶۰).
- [76] Crawford A. R., "A summary of isotopic age data for Iran, Pakistan and India", Mémoire hors Série de la Société Géologique de France 8 (1977) 251-260.
- [77] Fazlania A., Schenk V., Straaten F. V. D., Mirmohammadi M., "Petrology, geochemistry, and geochronology of trondhjemites from the Qori

[91] Sillitoe R. H., "A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits", *Economic Geology* 67 (1972) 184-197.

[۹۲] اسماعیلی وردنجانی ا، شمسی‌پور دهکردی ر، پازند ک، رهی د، " مطالعات هیدرو ژئوشیمیایی و پرتوسنجی مواد رادیواکتیو در مناطق آیرکان و چشمه‌شتری (شمال شرق استان اصفهان) "، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۳ (۱۳۹۰) ص ۱۴۷-۱۶۳.

[93] Sepahi A. A., "Tepology and petrogenesis of granitic rocks in the Sananadaj- Sirjan metamorphic belt, Iran with emphasis on the Alvand plutonic complex", *Neu. Jb. Geol. Palaont. Abh* 247/3 (2008) 295-312.

شرق نجم‌آباد (گناباد)، مجله زمین‌شناسی ایران، شماره ۱۳ (۱۳۸۹) ص ۶۱-۷۲.

[۸۹] باقریان س، درویشی ا، موذن م، خاکزاد ا، "بررسی توان کانی‌سازی توده گرانیتی ملاطالب، با استفاده از ویژگیهای ژئوشیمیایی"، فصل نامه علوم زمین، شماره ۵۸ (۱۳۸۴) ص ۱۵۸-۱۶۵.

[۹۰] کریم‌پور م.ح، "استفاده از نسبتهای Ce/Yb , $Rb-F$, Sm/Eu , Rb/Sr به منظور تشخیص و تفکیک گرانیت‌های S که دارای پتانسیل قلع هستند"، فصل نامه علوم زمین، شماره ۲۹-۳۰ (۱۳۷۷) ص ۲-۱۶.