

# زمین شیمی و خاستگاه زمین ساختی گدازه‌های بازالتی دهسرد بافت،

## جنوب کرمان: به عنوان کاربردی برای فرآیندهای ذوب و

## غنی‌شدگی در یک محیط خارج از محور بازشدگی

نوشته: نجمه‌سادات مهدوی\* و دکتر محسن آروین\*

### Geochemistry and Tectonic Setting of Basaltic Lavas in Deh-Sard Area, South of Kerman: Implications for Melting and Enrichment Processes in an "Off-Axis" Environment.

By: N. S. Mahdavi\* & Dr. M. Arvin\*

#### چکیده

در ناحیه دهسرد سنگهای آتشفشانی- رسوبی ژوراسیک بالایی تا کرتاسه زیرین در بخش جنوبی زون سندج- سیرجان و در جنوب کرمان رخنمون دارد. این مجموعه شامل تناوبی از روانه‌های گدازه‌ای (بازالت، آندزیت بازالتی و تراکی آندزیت بازالتی)، مواد آذرآواری (انواع گوناگون توف و برش) و سنگهای رسوبی (آهک و شیل) است.

گدازه‌های دهسرد از نظر کانی‌شناسی، شامل میکروفونوکریست‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است که در یک زمینه دانه‌ریز از همین کانیها به همراه کانیهای فرعی اپاک و آپاتیت قرار گرفته‌اند. حضور بافتهای غیر تعادلی در گدازه‌های دهسرد، در قالب تغییرات سریع فشار ماگمایی قابل توجه است.

سنگهای آذرآواری در منطقه کمتر معمول بوده و به طور کلی از نوع توف بلوری \_ سنگی هستند. بلورها بیشتر از پلاژیوکلاز، و قطعات سنگی بیشتر دارای ترکیب آندزیت بازالتی و تراکی آندزیت بازالتی می‌باشند. مطالعات سنگهای رسوبی، نشانگر تشکیل آنها در یک منطقه کم عمق دریایی است.

بازالت‌های دهسرد از عناصر با پتانسیل یونی پایین (K، Rb، Sr، Ba، Th) غنی‌شدگی و از عناصر با پتانسیل یونی بالا (Cr، Y، P، Nb و Ce) تهی‌شدگی را در مقایسه با MORB نوع عادی نشان می‌دهند. بر اساس داده‌های زمین شیمیایی نمودارهای عناصر جزئی و کمیاب، بازالت‌های دهسرد از نوع تولیتی حدواسط هستند.

استفاده از نمودارهای عنکبوتی (بهنجار شده نسبت به کندریت و MORB) نشانگر شباهتهایی میان بازالت‌های دهسرد و انواع بازالت‌های وابسته به زون فرورانش و در لبه فعال قاره‌ای و همچنین درون صفحه‌ای است. با توجه به این امر، یک محیط کافتی بر روی یک پوسته حدواسط اقیانوسی - قاره‌ای "خارج از محور بازشدگی" برای تشکیل روانه‌های بازالتی دهسرد نیز می‌تواند پیشنهاد می‌شود. در چنین محیطی، ماگماهای حاصل، از لحاظ ترکیبی شباهتی به ماگماهای محور بازشدگی ندارند؛ اما ممکن است شباهتهایی با آتشفشانهای درون صفحه‌ای از نوع کوههای زیر دریایی از خود نشان دهند.

**کلید واژه‌ها:** دهسرد، بازالت حدواسط، زون فرورانش، خارج از محور بازشدگی، درون صفحه‌ای.

#### Abstract

The upper Jurassic to lower Cretaceous volcano-sedimentary rocks of Deh-Sard are located in southern part of Sanandaj-Sirjan zone in the south of Kerman. They consist of intermittent lava flows (mainly basalt, basaltic-andesite and trachy-basaltic-andesite), pyroclastics (various types of tuffs and bereccias) and sedimentary rocks (limestones and shales).

The Deh-Sard basalts composed essentially of plagioclase and clinopyroxene microphenocrysts, set in a matrix of the same mineralogy associated with opaque minerals and apatite as accessory phases. The existence of disequilibrium textures in Deh-Sard basalts reveals the rapid changes in the pressure of rising magma.

The pyroclastic rocks are less common in the area and consist mainly of crystal litic tuffs, in which crystals are mainly plagioclases and lithic fragments mainly basaltic-andesites and trachy-basalt-andesites. The sedimentary rocks were formed in a shallow marine environment.

The Deh-sard basalts shows a selective enrichment of elements with low ionic potential (eg., K, Rb, Sr, Ba, Th) and a depletion in elements having high ionic potential (eg., Nb, Ce, P, Y, Cr) compared to N-type MORB. Based on the geochemical data, trace and REE element diagrams, the Deh-Sard basalts show characteristics of transitional tholeiitic basalt. MORB and chondritic normalized trace element patterns are believed to reflect that the Deh-Sard basalts have affinities toward subduction and within-plate basalts. A rift environment formed on transitional continental-oceanic crust "off-axis" from the spreading center is suggested for the formation of Deh-Sard basaltic rocks. In this case, off-axis magmas do not represent the same range of chemical variation as magmas delivered to the axial system, but they show similarity with seamount-type volcanism. The occurrence of intermittent limestones and lava flows may suggest that Deh-Sard basalts might have formed in a rift environment on transitional continental-oceanic crust "off-axis" from the spreading center.

**Keywords:** Deh-Sard, transitional basalt, subduction zone, off-axis, within-plate.

## مقدمه

خرشدگی شدید در سنگهای منطقه شده، به گونه‌ای که در برخی موارد، جابه‌جایی بیش از دو متر در سنگهای آهکی دیده می‌شود. به طور کلی، منطقه ده‌سرد دارای دو گونه سنگ‌شناسی مختلف شامل روانه‌های گدازه‌ای و سنگهای رسوبی آهکی است. با توجه به تناوب سنگ آهک‌ها و گدازه‌ها، به نظر می‌رسد مجموعه آتشفشانی-رسوبی ده‌سرد به یک محیط فورانی زیردریایی تعلق داشته باشد و از سبزی نسبتاً زیاد رسوبات آهکی نیز چنین برمی‌آید که زمان آرامش بین فورانها طولانی بوده است.

روانه‌های گدازه‌ای بیشتر به صورت توده‌ای بوده و سبزی آنها از ۲ تا ۱۰۰ متر متغیر است و بین برشهای آتشفشانی قرار دارند. روانه‌های گدازه‌ای، بیشتر نهران بلورین و بسیار ریزدانه بوده و در آنها به ندرت میکروفونو کریست‌های پلاژیو کلاز با اندازه میانگین ۳ میلی متر دیده می‌شود. از دیگر کانیهای مشخص می‌توان به پیروکسن و کانیهای ثانویه کلسیت، اپیدوت، کلریت و کوارتز نیز اشاره کرد. کانیهای ثانویه در برخی موارد حفره‌های موجود در سنگها را پر کرده‌اند. گاه در همبری روانه‌های گدازه و رسوبات آهکی، رگه‌هایی از کلسیت در روانه‌های گدازه نفوذ کرده است.

بافت‌های ریز دانه، پورفیری، حفره‌ای و بادامی در سنگهای آتشفشانی ده‌سرد قابل مشاهده است. روانه‌های بازالتی اغلب حفره‌دار هستند. اندازه و شکل حفره‌ها از ۰/۱ تا ۰/۵ سانتی‌متر به صورت گرد در سطوح پایینی و ۱ تا ۳ سانتی‌متر به صورت بیضی کشیده در سطوح بالایی متغیر است. به طور کلی حفره‌های موجود در سطوح بالایی روانه‌های گدازه‌ای بزرگ‌تر و پهن‌تر هستند که این امر، احتمالاً از به هم آمیختگی جابه‌ای در حال صعود و در طی انجماد ماگما رخ داده است (Sahagian et al., 1989). نظر به زیر دریایی بودن فورانها و اینکه قسمت اعظم گرما از سطوح بالایی از دست می‌رود، لذا گرما به سرعت

منطقه مورد مطالعه در ناحیه ده‌سرد در ۹۰ کیلومتری جنوب شهرستان بافت از توابع استان کرمان و از نظر تقسیم بندی زمین‌ساختی ایران، در بخش جنوبی زون سنندج-سیرجان قرار می‌گیرد (شکل ۱). این منطقه به صورت مجموعه‌ای آتشفشانی-رسوبی است که به یک محیط فورانی زیر دریایی تعلق دارد و بر اساس مطالعات سازمان زمین‌شناسی ایران (سبزه‌ئی، ۱۹۹۴) سنی معادل ژوراسیک پسین تا کرتاسه پیشین را نشان می‌دهد. این مجموعه در قاعده با یک سری روانه‌های گدازه‌ای بازی همراه با ساخت بالشی شروع شده و در بالا با ردیفی از کنگلومرا و برشهای آتشفشانی با سیمان پرکربناتی پایان می‌پذیرد. این مجموعه سنگی اخیر، منحصر از قطعات آتشفشانی تشکیل شده و ممکن است با واحدهای آذرآواری موجود در منطقه اشتباه شود. کنگلومرا و برش دارای ساخت و بافت رسوبی آشکاری هستند و به مجموعه آواری فسیل‌دار (حاوی شکم بایان فراوان) ختم می‌شود. شرایط رسوبگذاری با تغییر تدریجی ژرفای محیط زیر دریایی، تغییر کرده است، به گونه‌ای که ابتدا ماسه سنگ آهکی و به دنبال آن تناوب مارن و ماسه سنگ فسیل‌دار و سنگ آهک مارنی و میکربیتی خاکستری رنگ با سبزیهای متفاوت در بین روانه‌های گدازه‌ای بازالتی آندزیتی تا بازالت رسوب کرده‌اند.

با توجه به موقعیت زمین‌شناسی ناحیه ده‌سرد، تعیین خاستگاه زمین‌ساختی-ماگمایی آن به عنوان یک محیط فورانی زیر دریایی می‌تواند در ارتباط با تکوین ساختاری زون سنندج-سیرجان اهمیت خاصی داشته باشد، لذا مطالعه سنگ‌شناسی، زمین‌شناسی و تعیین محیط زمین‌ساختی روانه‌های بازالتی ده‌سرد می‌تواند در این راستا راهگشا باشد.

## زمین‌شناسی منطقه

منطقه ده‌سرد بین دو گسل اصلی ده‌سرد و کوشک با روند تقریبی شمال-جنوب قرار گرفته است (شکل ۱). حرکت این گسلها باعث

کاهش یافته و مانع از تشکیل دگرگونی همبیری بین روانه‌های گدازه و سنگهای آهکی شده است. سنگهای رسوبی ناحیه ده‌سرد با روند شمال‌خاوری- جنوب‌باختری، بیشتر از نوع آهک میکریتی نخودی رنگ تا قهوه‌ای روشن بوده و گسترش زیادی دارند. ستبرای آنها از ۱ تا ۱۰۰ متر متغیر است و به صورت توده‌ای و لایه‌ای بین روانه‌های گدازه‌ای رسوب کرده‌اند. سنگهای آهکی در اثر فعالیتهای زمین ساختی به شدت خرد شده و در آنها درزه‌های بسیاری گسترش یافته است. آنها گاه ریز لایه بندی ظریفی را از خود نشان می‌دهند که این امر می‌تواند نشانگر یک محیط دریایی آرام در زمان تشکیل آنها باشد. در برخی موارد چین‌خوردگی ریز و ظریفی در سنگ آهک‌ها دیده می‌شود که می‌تواند بر اثر عوامل زمین ساختی و در شرایطی که سنگ آهک‌ها کاملاً سخت نشده بودند، به وجود آمده باشد. از دیگر سنگهای رسوبی موجود در منطقه، می‌توان به شیلها اشاره کرد. این سنگها در تناوب با سنگ آهک در برخی نقاط رخمون دارند. لایه‌بندی آنها بسیار ظریف است و فرسایش مدادی خاص شیلها، در آنها به خوبی توسعه یافته است. سنگهای آذرآواری به ستبرای میانگین ۱۰ متر، بیشتر از جنس توف هستند و میان روانه‌های گدازه قرار گرفته‌اند. اندازه قطعات سنگی در این سنگها کمتر از ۲ میلی‌متر است.

سنگ نگاری به طور کلی، سنگهای آتشفشانی منطقه ده‌سرد، بیشتر در قالب روانه‌های گدازه‌ای بازالت، آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت بازالتی به همراه اندکی توف رخمون یافته‌اند. این سنگها، گاه به وسیله دایکهای دیابازی به ستبرای ۰/۳ تا ۳ متر با روند شمال‌خاوری- جنوب‌باختری بریده می‌شوند. از نظر کانی‌شناسی، روانه‌های گدازه از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانیهای فرعی اپاک و آپاتیت تشکیل شده‌اند. بافت شاخص سنگها میکروولیتی پورفیری، هیالوپلیتی، اینترسرتال و متخلخل است و در فازهای دگرسانی گرمایی مجموعه‌ای از کانیهای ثانویه کوارتز، کلریت، اپیدوت، کلسیت و آلپیت در آنها تشکیل شده که گاهی حفره‌ها را نیز پر می‌کنند. پلاژیوکلازها به دو نسل تعلق دارند: نسل اول درشت دانه با اندازه ۳/۵-۲ و گاه تا ۷/۵ میلی‌متر و دارای انواع بافتهای غیرتعدالی مانند بافت غربالی (همراه با میانبراهای شیشه که گاهی به کلریت دگرسان شده‌اند)، جذبی، واکنشی با ماگما، تحلیل‌رفتگی و گاهی زون‌بندی نوسانی (تنها در نمونه‌های آندزیتی) و نسل دوم میکروولیتی (لابرادوریت- بیوتیت؛ An<sub>50</sub>-An<sub>86</sub>) و فاقد هرگونه بافت غیرتعدالی که

زمینه سنگ را تشکیل می‌دهد. کلینوپیروکسن در روانه‌های گدازه‌ای ده‌سرد به دو صورت درشت بلور و ریز بلور (با اندازه ۲/۷۵-۰/۲ میلی‌متر)، از نوع دیوپسید- اوژیت است و دگرسانی اورالیتی و کربناتی شدن را تحمل کرده‌است. بافتهای غیرتعدالی همچون تحلیل‌رفتگی حواشی بلورها و تشکیل اکسیدهای آهن- تیتانیم در امتداد رخها، در پیروکسنهای درشت‌بلور دیده می‌شود. بافتهای غیرتعدالی در روانه‌های گدازه‌ای ده‌سرد در قالب تغییرات سریع فشار ماگمایی قابل توجه است (Stephen et al., 1992). آنها نشان دادند که در یک سیستم همدم (فشار جانبی در برابر درصد مولی آنورتیت) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها با کاهش فشار غنی از آنورتیت خواهد شد، اما به علت شیب نزدیک به قائم منحنیها، این تغییرات چندان محسوس نیست (شکل ۲). در این سیستم، حضور سازهای اضافی مانند دیوپسید که با کاهش فشار، ناپایدار می‌شود، غنی‌شدگی در آنورتیت را به شدت افزایش می‌دهد. به طور کلی، در سیستم آلپیت- آنورتیت- دیوپسید در فشار کمتر از ۱۰-۸ کیلو بار، دیوپسید کاملاً ناپایدار می‌شود. بنابراین در فشارهای نزدیک به حد پایداری دیوپسید، نسبت دیوپسید به پلاژیوکلاز به سرعت کاهش یافته و به دنبال آن، تغییرات عمده‌ای را در پلاژیوکلاز در حال تعادل با مایع ایجاد می‌کند که این امر منجر به غنی‌شدگی پلاژیوکلازها از کلسیم خواهد شد. وجود بافتهای غیرتعدالی در دیوپسیدها و تشکیل اکسیدهای آهن- تیتانیم در امتداد رخ آنها، نشان از تحمل دست کم یک فاز ناپایداری و تحلیل‌رفتگی توسط دیوپسیدها است و لذا توجه تشکیل بافتهای غیرتعدالی در پلاژیوکلازها در قالب تأثیر کاهش فشار همراه با ناپایداری سازهای اضافی مانند دیوپسید مناسب است.

از دیگر عواملی که در تغییر ترکیب پلاژیوکلازها با کاهش فشار مؤثر است، درصد آب ماگما می‌باشد. حضور آب همراه با کاهش فشار، سبب کاهش چسبندگی ماگما و در نتیجه افت منحنیهای جامد شدگی (Solidus) و مایع شدگی (Liquidus)، تحلیل‌رفتگی بلورها، آسانی صعود ماگما به طرف سطح زمین و سرانجام افزایش آهنگ انتشار (Diffusion rate) خواهد شد. اما کاهش سریع بخار آب در طی فوران ماگما، باعث صعود منحنیهای جامد شدگی و مایع شدگی گردیده و جذب دوباره و تحلیل‌رفتگی متوقف خواهد شد (Stephen et al., 1992). به نظر می‌رسد که این سازوکار باتوجه به ماهیت بازی و نبود کانیهای آبدار اولیه در روانه‌های گدازه ده‌سرد، نقش مهمی را در تشکیل بافتهای غیرتعدالی ایفا نکرده باشد. سنگهای آذرآواری از توف بلوری- سنگی بوده و فراوانی بسیار کمی دارند. بلورها اغلب از جنس پلاژیوکلاز (آندزین- لابرادوریت؛ An<sub>44</sub>-An<sub>68</sub>)، و قطعات سنگی نیز بیشتر دارای ترکیب آندزیت بازالتی

بازالتی جدا شده و وارد کانیهای مانند اولیوین، پیروکسن و مگنتیت می‌شوند (Mason&Moore, 1982). روند تغییرات برخی عناصر ناسازگار HFS مانند Zr, Nb, Th تا اندازه‌ای افزایشی است (شکل ۶). درجه افزایش در هر کدام از این عناصر، بستگی به میزان ناسازگاری آنها نسبت به گارنت لرزولیت دارد (Pearce, 1982).

در طول دو دهه گذشته مقاله‌های زیادی در مورد استفاده از عناصر اصلی، فرعی و جزئی به منظور پی بردن به محیط زمین ساختمانی تشکیل بازالتها ارائه شده و سرانجام منجر به توسعه نمودارهای تمایزی (Discrimination) گردیده که به منظور تشخیص محیط زمین ساختمانی مجموعه‌های آتشفشانی قدیمی استفاده می‌شوند

(Pearce&Cann, 1973 ; Floyd & Winchester, 1975 ; Pearce et al., 1975, 1977 ; Pearce & Gale, 1977 ; Pearce&Norry, 1979; Wood et al., 1979; Shervais, 1982; Pearce, 1982 ; Mullen, 1983; Meschede, 1986).

همان گونه که در نمودارهای  $Zr/Ti$ ،  $Y/Zr$  و  $Y/Zr$ ؛  $Y/Zr$  در برابر  $Zr/Y$  در برابر  $Ti/Y$  دیده می‌شود بیشتر نمونه‌های منطقه دوسرد در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای اقیانوسی قرار می‌گیرند (شکل ۷ الف، ب و ج). به طور کلی، بازالت‌های دوسرد یک غنی‌شدگی در عناصر با پتانسیل یونی پایین (K, Rb, Sr, Ba, Th) و یک تهی‌شدگی در عناصر با پتانسیل یونی بالا (Cr, Y, P, Ce, Nb) را در مقایسه با MORB نوع عادی نشان می‌دهند. در عین حال، این بازالت‌ها یک غنی‌شدگی در  $Ti$  و  $Zr$  را نسبت به MORB نیز نشان می‌دهند. نسبت  $Ti/Nb$  آنها شباهت زیادی به بازالت‌های حدواسط تولیتی دارد که از لحاظ ترکیبی، حد واسط بازالت‌های قلیایی و تولیتی هستند (Pearce&Cann, 1973). فراوانی این عناصر به وسیله ترکیب منشأ و بقایای کانیایی، درصد ذوب بخشی و سپس تبلور جزئی کنترل می‌شود (Wilson, 1991). از میان کاتیون‌های بزرگ با ظرفیت بالا،  $Y$  غنی‌شدگی کمتری دارد که می‌تواند در ارتباط با تمرکز آن در کانیهای سنگینی مانند آپاتیت و زیرکن باشد که در فازهای اولیه تبلور جدا می‌شود (White&Patchett, 1984). اختلاف عیار مشخص  $K, Rb, Ba$  و  $Ce$  در آنالیز نمونه A-M-7 با دیگر بازالت‌ها می‌تواند به دلیل بالا بودن شدت دگرسانی در آن نمونه باشد (جدول ۱).

Thompson et al. (1984) و Pearce (1982), Sun (1980) نمودارهای عنکبوتی را بر اساس عناصر فرعی و جزئی به منظور تعیین خاستگاه زمین ساختمانی بازالت‌ها ارائه کردند. شکل ۸ نشانگر طرح فراوانی عناصر جزئی بهنجار شده نسبت به کندریت برای بازالت‌های دوسرد است. این نمودارها، آشکارا افزایش مشخص در  $K$  و  $Th$  و در مقابل، یک ناهنجاری منفی در  $Nb$  را نشان می‌دهند. به نظر می‌رسد چنین روندی ویژه ماگماهای مرتبط با زون فرورانش در لبه فعال قاره‌ای می‌باشد. در چنین محیطی، میان بارهای سیال در زون فرورانش می‌توانند نقش عمده‌ای در

و آندزیت تراکی بازالتی هستند. سنگهای رسوبی از آهک و شیل تشکیل شده‌اند. بقایایی از پوسته‌های خرد و متبلور شده فسیلهای بنتیک مناطق کم ژرفا در آهک‌های عموماً تبلور یافته، دیده می‌شود که این موارد، نشان از تأثیر گرمای ماگما و نیروهای زمین ساختمانی دارد.

### زمین شیمی و سنگ زایی

به منظور مطالعات زمین شیمیایی، ۱۳ نمونه کمتر دگرسان شده از روانه‌های گدازه‌ای دوسرد با دستگاه XRF دانشگاه تربیت مدرس تجزیه شیمیایی گردید که نتایج حاصل در جدول ۱ نشان داده شده است. لازم به ذکر است که اکسید آهن کل سنگ به روش Middlemost (1985) به  $FeO$  و  $Fe_2O_3$  تفکیک شده است. با توجه به نقش دگرسانی و تأثیرپذیری عناصر اصلی در این روند، در صورت امکان از عناصر با تحرک پذیری کمتر مانند  $TiO_2$ ،  $P_2O_5$  و عناصر جزئی و خاکی کمیاب استفاده شده است. بر اساس نمودار  $Zr/TiO_2$  در برابر  $Nb/Y$  (Pearce&Cann, 1973)، سنگهای ناحیه دوسرد در محدوده بازالت، آندزیت بازالتی و آندزیت قرار می‌گیرند که با نتایج سنگ نگاری تا حدی همخوانی دارد (شکل ۳). بر اساس نمودارهای  $Na_2O+K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Rickwood, 1989) و نمودار  $K_2O$  در برابر  $Na_2O$  (Middlemost, 1975) سنگهای آتشفشانی دوسرد متعلق به سری قلیایی و بیشتر در سری سدیم‌دار و گاه در سری پتاسیم‌دار قرار می‌گیرند (شکل‌های ۴ الف و ب). تأکید این نکته ضروری است که به دلیل دگرسانی که این سنگها تحمل کرده‌اند، استفاده از این نمودارها به منظور تعیین سری ماگمایی ابهامات خود را دارد. از این گذشته، سنگ نگاری بازالت‌ها، تأکیدی بر قلیایی بودن آنها ندارد. لذا به منظور تعیین میل ترکیبی بازالت‌های دوسرد از عناصر فرعی و جزئی استفاده شده است که بر این اساس و با استفاده از نمودار  $P_2O_5$  در برابر  $Zr$ ، مشخص می‌شود که بازالت‌های دوسرد متعلق به سری تولیتی هستند (شکل ۵) که این امر همچنین از نسبت‌های بالای  $Zr/Nb$  و  $Ti/Nb$  آنها نیز مشخص است (Pearce&Cann, 1973).

بررسی روند تفریق نیز با استفاده از نمودارهای مختلف (Harker, 1909; Larsen, 1938 ; Thornton & Tuttle, 1960; Rittman, 1962) قابل بررسی است. برای بررسی روند تفریق سنگهای آتشفشانی منطقه، از ضریب تفریق Larsen (1938)  $[D.I=1/3SiO_2+K_2O-(FeO+MgO+CaO)]$  استفاده شد. همان گونه که دیده می‌شود، روند تغییرات  $CaO$ ،  $MgO$  و  $MnO$  روند کاهشی دارد (شکل ۶) که ناشی از تبلور کانیایی مانند پلاژیوکلاز، پیروکسن و آپاتیت است. در میان عناصر کمیاب، عناصر سازگار مانند  $Ni$  و  $V$  روند کاهشی دارند (شکل ۶). این عناصر در ابتدای روند تفریق، از ماگمای

سنگهای آذرآواری و آهکی رخنمون یافته‌اند. بر اساس مطالعات زمین شیمیایی، عناصر فرعی و جزئی بازالت‌های دوسرد، از لحاظ ترکیبی شباهت زیادی به بازالت‌های حدواسط تولیتی دارند.

مطالعات و بحث‌های نسبتاً کمی در مورد این بخش از زون سنندج-سیرجان صورت گرفته است. (Berberian&Nogol, 1974) بر این باورند که سریهای آتشفشانی ژوراسیک پسین تا کرتاسه پیشین در ناحیه دوسرد، شامل روانه‌های دیابازی آندزیتی و دیابازهای پیروکسن‌دار هستند و ممکن است مرتبط با زون فرورانش باشند.

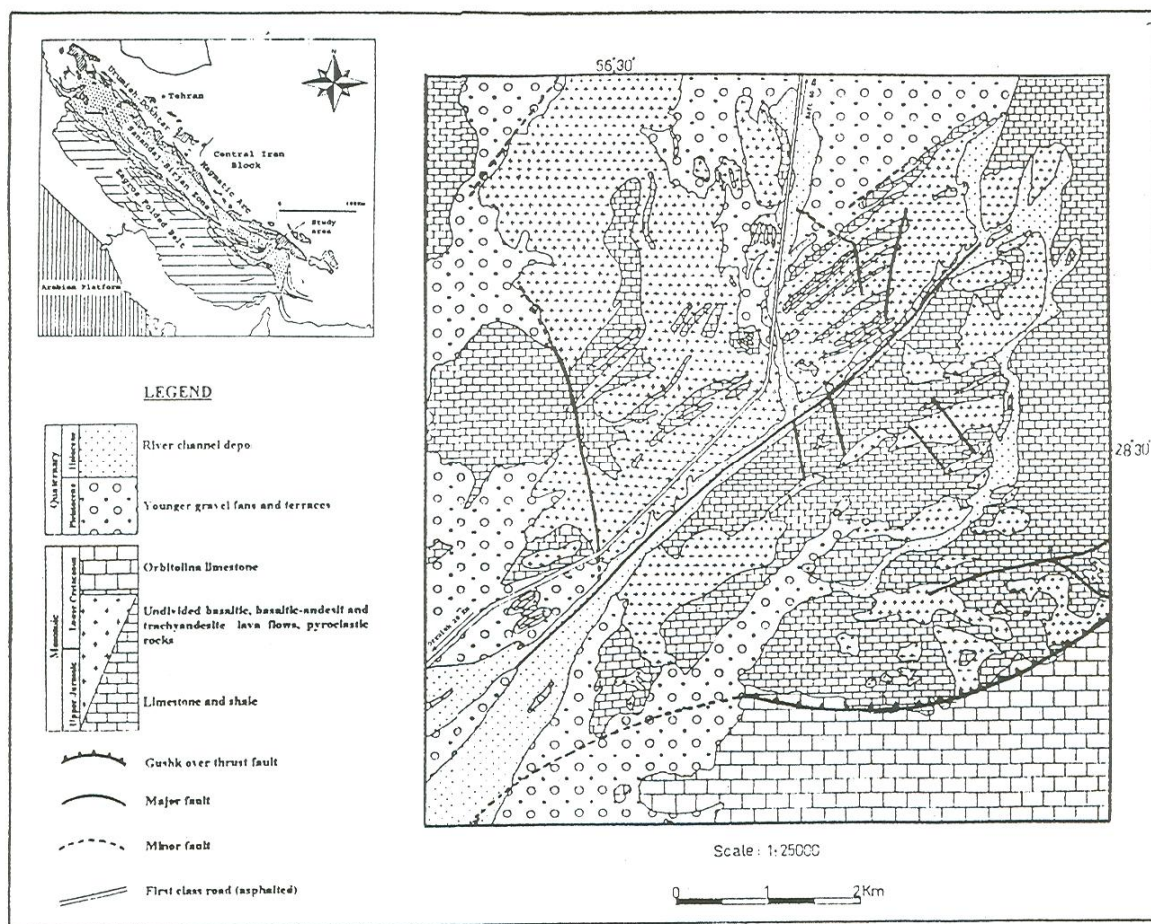
نتایج حاصل از این پژوهش نشان می‌دهد که بازالت‌های دوسرد شباهتهایی را با ماگماهای تولیتی زون فرورانش و درون صفحه ای دارند و در برخی عناصر جزئی و کمیاب غنی شدگی نشان می‌دهند. با توجه به این امر، تشکیل بازالت‌های دوسرد را می‌توان مرتبط به یک محیط درون صفحه‌ای دانست که بعداً در شروع فرآیند فرورانش تحت تأثیر اجزای آن قرار گرفته باشند، و یا اینکه بر روی یک پوسته حدواسط اقیانوسی-قاره‌ای "خارج از محور بازشدگی (Off-axis)" در نتیجه شروع پدیده کافتش تشکیل شده باشند. در چنین محیطی، ماگماهای خارج از محور بازشدگی محدوده تغییرات شیمیایی شبیه به ماگماهای حاصل در محور بازشدگی را ندارند، در عوض، شباهتهایی را با آتشفشان‌های درون صفحه‌ای از نوع کوه‌های زیر دریایی از خود نشان می‌دهند (Reynolds&Langmuir, 2000). به هر حال مطالعات دقیقتر ایزوتوپی و عناصر نادر خاکی می‌تواند برای بررسی‌های دقیق‌تر رهگشا باشد.

غنی‌شدگی عناصر با پتانسیل یونی پایین داشته باشند (Wilson, 1991). شکل ۹ همچنین نشانگر فراوانی عناصر جزئی بهنجار شده به MORB (Pearce, 1983) برای بازالت‌های دوسرد است. مقایسه آن با روندهای مرتبط با بازالت‌های درون صفحه‌ای و جزایر کماتی (Wilson, 1991) نشانگر شباهت روند عناصر با پتانسیل یونی بالا، با بازالت‌های درون صفحه‌ای است. بنابراین به نظر می‌رسد که بازالت‌های دوسرد، شباهتهایی با ماگماهای تولیتی جزایر کماتی و درون صفحه‌ای داشته باشد. این امر می‌تواند نشانگر این موارد باشد:

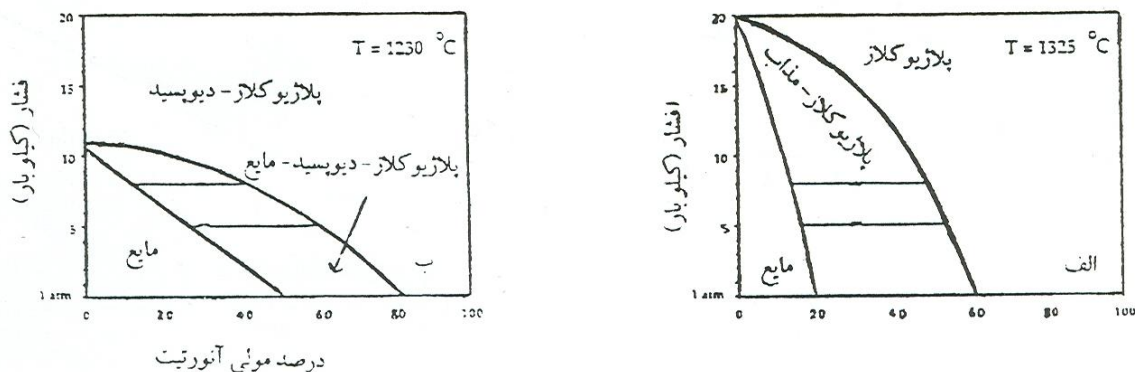
- ۱) منبع گوشته‌ای دست کم دو مرحله غنی شدگی داشته است، یک مرحله در ارتباط با فرورانش و مرحله دیگر بدون ارتباط با آن.
- ۲) دو ماگما از دو منبع مشخص مشتق شده و با یکدیگر مخلوط شده باشند (Pearce, 1982) و یا این که منبع گوشته‌ای یک سنگ کره زیر قاره‌ای باشد که عناصر متحرک به وسیله سیالهای زون فرورانش به آن افزوده شده است (Pearce, 1983). لازم به ذکر است که بخشی از موارد یاد شده، می‌تواند در منشأ بازالت‌های دوسرد مؤثر بوده باشد.

### نتیجه‌گیری

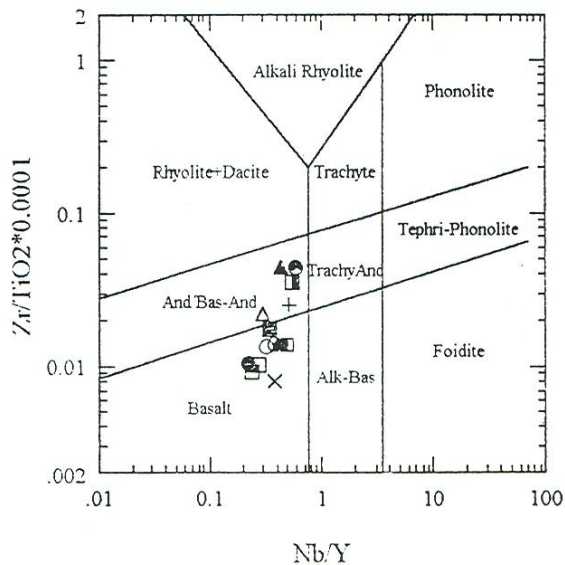
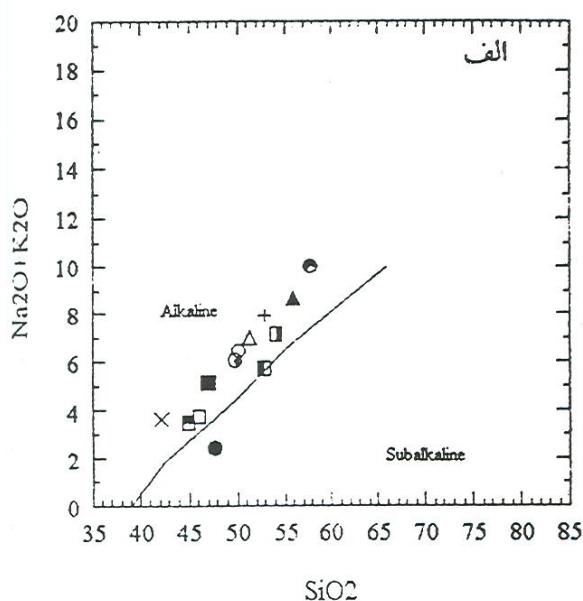
مجموعه آتشفشانی-رسوبی دوسرد با سن ژوراسیک پسین تا کرتاسه پیشین متعلق به یک محیط فورانی زیر دریایی در جنوب زون سنندج-سیرجان است. سنگهای آتشفشانی این مجموعه مشتمل بر بازالت، آندزیت بازالتی و آندزیت تراکی بازالتی هستند که به صورت میان لایه‌ای با



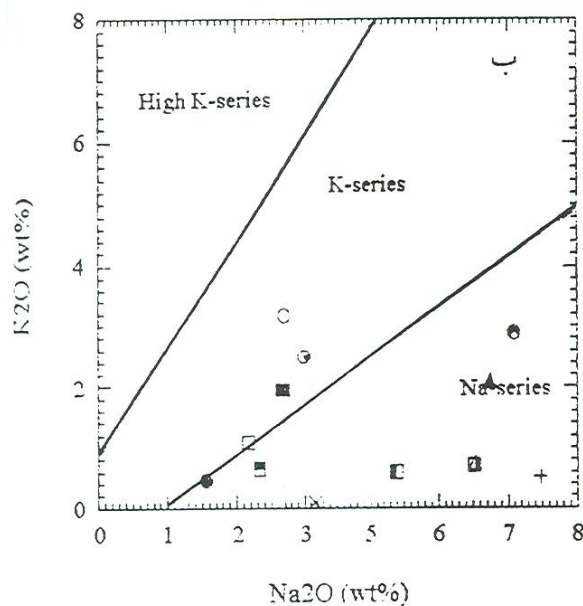
شکل ۱- نقشه ۱:۲۵۰۰۰ زمین شناسی منطقه مورد مطالعه بر اساس نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ حاجی آباد (با تغییرات)



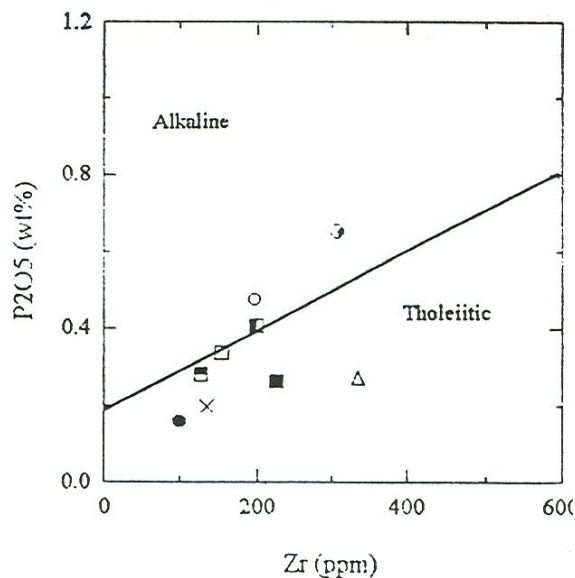
شکل ۲- سیستم هم دمای پلاژیوکلاز (Stephen et al., 1992): الف - در ۱۳۲۵ درجه سانتی گراد بدون حضور سازهای اضافی. ب- در ۱۳۲۰ درجه سانتی گراد با حضور دیوپسید. همانگونه که مشخص است با اضافه شدن دیوپسید به سیستم، شیب منحنی ها آشکارا کاهش می یابد و در نتیجه فشار جانبی، افزایش بیشتری در میزان آنورتیت پلاژیوکلاز ایجاد خواهد شد.



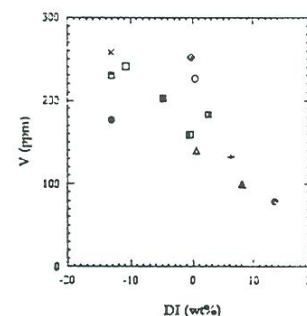
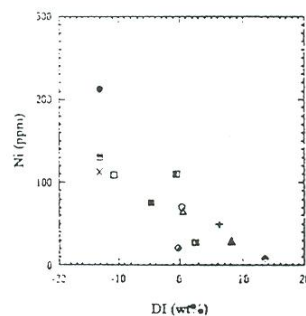
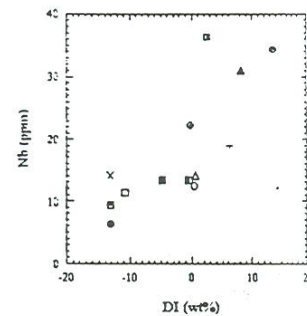
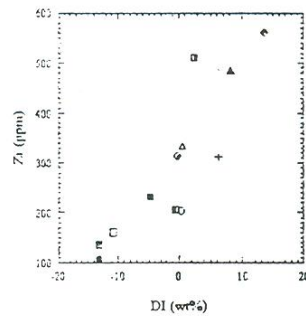
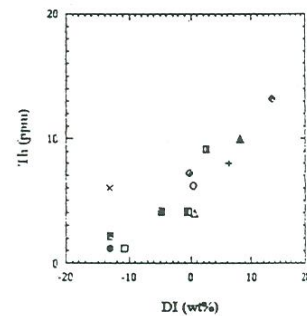
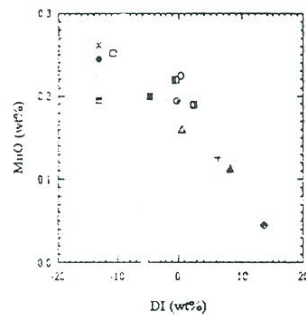
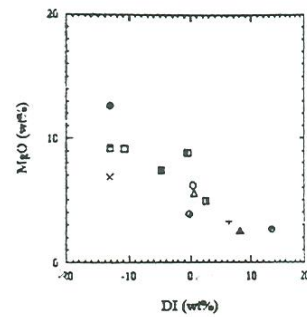
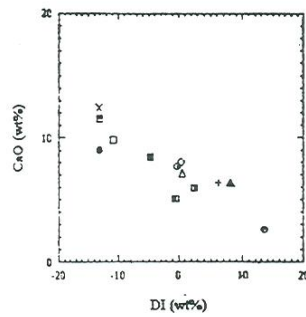
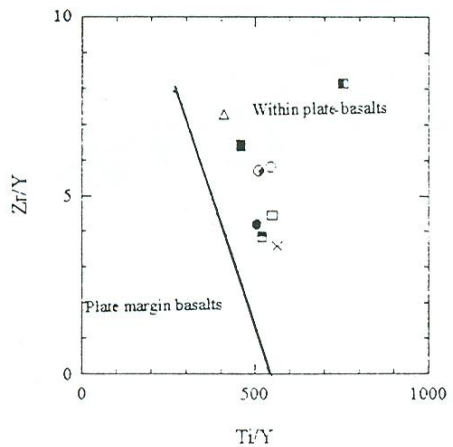
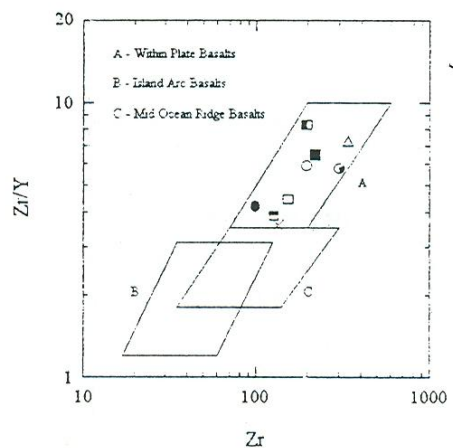
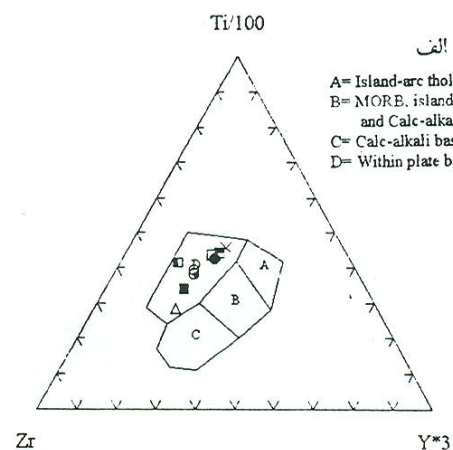
شکل ۳- موقعیت نمونه های سنگی روانه های گدازه های ده سرد در تقسیم بندی (Pearce et al. 1973). نشانه های به کار رفته در این شکل و شکلهای دیگر مطابق جدول ۱ می باشند.



شکل ۴- تعیین سری ماگمایی روانه های گدازه های ده سرد الف- بر اساس نمودار (Rickwood 1989). ب- بر اساس نمودار (Middlemost 1979)



شکل ۵- تعیین میل ترکیبی بازالت های ده سرد بر اساس نمودار (Floyd & Winchester, 1975). در برابر Zr P2O5

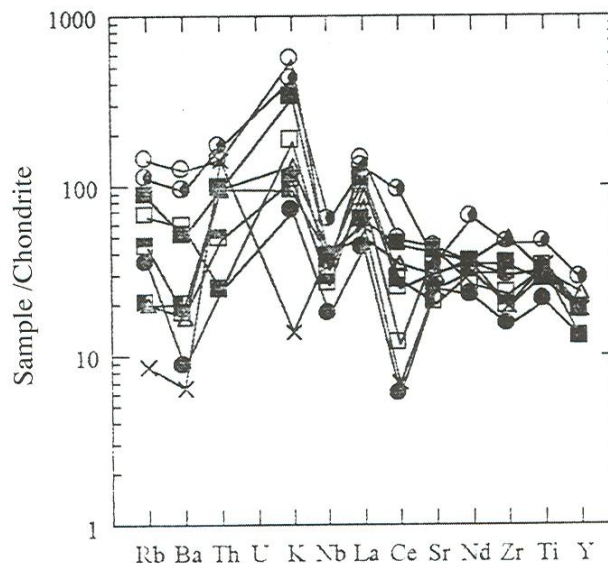


شکل ۷- تعیین محیط زمین ساختی بازالت‌های ده سرد بر اساس نمودار الف- سه تایی Ti -Zr -Y (Pearce & Cann, 1973)  
 ب- Zr/Y در برابر Zr (Pearce & Norry, 1979)  
 ج- Zr/Y در برابر Ti/Y (Pearce & Gale, 1977)

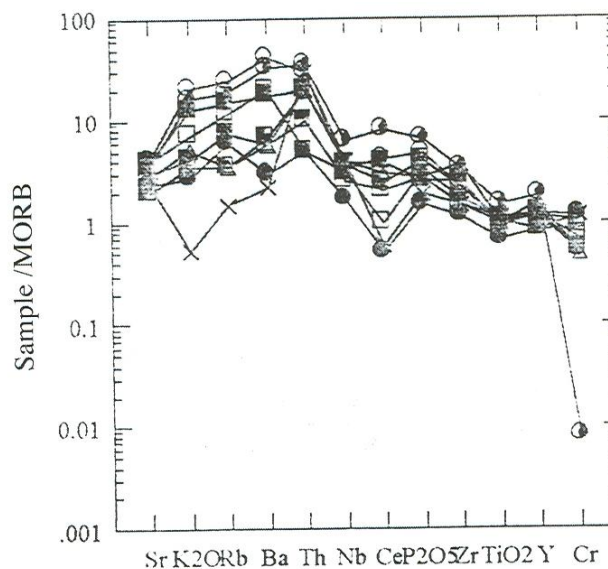
شکل ۶- نمودار پراکنندگی تعدادی از اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی و کمیاب نمونه‌های سنگی روانه‌های گدازه‌های ده سرد در مقابل ضریب تفریق Larsen(1938)

جدول ۱- تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و کمیاب نمونه های سنگی روانه های گدازه های ده سرد.

Sample	A-M-16	A-M-3	A-M-44	A-M-55	A-M-7
Rock Name	Basalt	Basalt	Basalt	Tr.Andesite	Ves. Basalt
SiO <sub>2</sub>	50.64	46.45	47.42	52.96	42.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.41	15.99	16.46	15.87	11.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.898	4.318	3.198	1.993	3.822
FeO	5.491	8.401	6.601	2.306	7.887
CaO	7.85	9.62	8.24	6.4	12.41
K <sub>2</sub> O	3.14	1.05	1.89	0.53	0.08
Na <sub>2</sub> O	3.17	2.551	3.127	7.406	3.603
MgO	6.03	8.93	7.254	3.274	6.905
MnO	0.221	0.249	0.197	0.126	0.261
TiO <sub>2</sub>	1.546	1.6	1.339	1.236	1.663
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.466	0.329	0.251	0.285	0.193
LOI	1.1064	1.0521	3.0826	8.044	8.471
Total	100.97	100.54	99.06	100.43	99.78
U	2	2	4	4	2
Th	6	1	4	8	6
Pb	12	11	10	13	9
W	238	2	203	183	1
Ba	835	395	346	91	44
Mo	2	2	2	2	3
Nb	12	11	13	19	14
Zr	201	157	228	312	133
Y	35	36	36	37	37
Sr	510	480	478	424	291
Rb	49	23	30	4	3
Ga	21	22	22	16	18
Zn	64	105	68	70	91
Cu	60	32	213	10	35
Ni	68	107	73	50	113
Co	62	50	81	58	43
Cr	126	170	135	84	288
V	224	239	200	132	258
Cl	153	94	172	120	54
S	6	57	1	5	3
Nd	22	16	22	16	19
Ce	41	10	38	18	6
La	46	27	20	21	19



شکل ۸- نمودار عنکبوتی بازالت های ده سرد، بهنجار شده بر اساس کندریت (Thompson, 1982)



شکل ۹- نمودار عنکبوتی بازالت های ده سرد، بهنجار شده بر اساس MORB (Pearce, 1983).

ادامه جدول ۱

Sample	B-M-76	C-M-12	D-M-2
Rock Name	Basalt	Tr.Andesite	Ves.Basalt
SiO <sub>2</sub>	50.26	58.15	53.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.64	16.25	15.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.341	3.856	3.444
FeO	7.908	3.433	4.975
CaO	7.48	2.47	4.87
K <sub>2</sub> O	2.44	2.85	0.54
Na <sub>2</sub> O	3.495	7.01	5.081
MgO	3.732	2.502	8.621
MnO	0.191	0.042	0.217
TiO <sub>2</sub>	2.272	1.325	1.518
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.643	0.419	0.394
LOI	1.1068	1.6458	2.663
Total	100.51	99.95	100.91
U	5	7	5
Th	7	13	4
Pb	15	8	11
W	2	422	85
Ba	644	593	134
Mo	3	2	2
Nb	22	34	13
Zr	309	557	202
Y	55	54	25
Sr	414	170	235
Rb	39	45	7
Ga	27	24	13
Zn	107	35	155
Cu	74	8	4122
Ni	18	6	108
Co	36	56	52
Cr	2	1	222
V	249	76	156
Cl	131	102	114
S	81	5	85
Nd	40	44	19
Ce	81	105	24
La	42	51	36

ادامه جدول ۱

Sample	B-M-2	B-M-35	B-M-40	B-M-58	B-M-64-D
Rock Name	Tr.Andesite	Basalt	Ves.Basalt	Tr.Andesite	Diabase
SiO <sub>2</sub>	55.94	48.11	51.25	54.55	45.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.28	15.21	14.79	14.7	15.94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.551	3.669	3.488	4.508	3.951
FeO	3.638	7.85	4.561	5.532	8.058
CaO	6.4	8.8	7.1	5.71	11.31
K <sub>2</sub> O	2.11	0.41	0.76	0.64	0.62
Na <sub>2</sub> O	6.579	1.865	6.304	6.371	2.726
MgO	2.592	12.495	5.607	4.812	9.053
MnO	0.113	0.242	0.16	0.187	0.193
TiO <sub>2</sub>	1.085	1.026	1.503	1.496	1.478
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.254	0.149	0.271	0.375	0.273
LOI	2.114	1.153	3.894	1.821	2.05
Total	100.66	100.98	99.69	100.7	100.98
U	5	4	4	5	2
Th	10	1	4	9	2
Pb	8	7	8	10	6
W	541	116	157	1	100
Ba	508	60	116	173	118
Mo	1	3	2	1	3
Nb	31	6	14	36	9
Zr	485	103	334	507	132
Y	72	25	46	61	35
Sr	150	286	349	341	357
Rb	29	12	7	6	15
Ga	24	19	19	24	21
Zn	39	90	43	419	104
Cu	6	165	7	222	97
Ni	29	210	66	25	128
Co	90	78	51	18	65
Cr	62	286	123	45	254
V	100	174	140	181	228
Cl	107	164	122	133	248
S	9	2	5	5	174
Nd	24	14	23	37	22
Ce	41	5	30	77	21
La	23	14	16	42	32

### References

Berberian, M. & Nogol, M., 1974- Preliminary explanatory text of the geology of Deh Sard and Khabr maps with some remarks on the metamorphic complexes and the tectonics of the area (two geological maps, 1:100000 from the Hajiabad quadrangle map). Geol. Surv. Iran, internal report, 60 p.

- Floyd, P.A. & Winchester, J.A., 1975- Magma type and tectonic setting discrimination using immobile element, *Earth Planet. Sci., Lett.*, 27: pp. 211-218.
- Harker, A., 1909- *The natural history of igneous rocks*. Methuen and Co., London, 384 pp.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- Jones, J.G., 1969- Pillow lavas as depth indicators. *Am. J. Sci.*, 267: 181-195.
- Jung, D., Kursten, M. & Tarkian, M., 1967- Post Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate. In: A. Piger and E. Rosler (Editors), *Afar between continental and oceanic rifting (V.II)*. Schweizerbatsche Verlagsbuch handlung, Stuttgart, 175-181 pp.
- Kuo, L.C. & Kirkpatrick, R.J., 1982- Pre-eruption history of phyric basalts from DSDP legs 45 and 46: Evidence from morphology and zoning in plagioclases. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: 13-27.
- Larsen, E.S., 1983 - Some new variation diagrams for groups of igneous rocks. *J. Geol.*, 46: 505- 520.
- Le Maitre, R.W., Bateaman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.N., Schmid, R., Sorensentl, B., Streckeisen, A., Wooly, A.R. & Zanettin, B., 1989- *A classification of igneous rocks and glossary of term*. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- Mason, B. & Moore, C.B., 1982- *Principles of geochemistry*. 4<sup>th</sup> Edition, John Wiley and Sons, 344pp.
- McDonough, W.F., Sun, S., Ringwood, A.E., Jagoutz, E. & Hofmann, A.W., 1991- K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Ross Taylor Symposium volume.
- Meschede, M., 1989- A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56: 207-218.
- Middlemost, E.A.K., 1975- The basalt clan. *Earth Sci. Rev.*, 11: 337-364.
- Middlemost, E.A.K., 1985- *Magma and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology*. Longman, London, 266 pp.
- Moore, J.G. & Schilling, J.G., 1973- Vesicles, water and sulphur in Reykjanes Ridge basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 41: 105-118.
- Moore, J.G., 1965- Petrology of deep-sea basalt near Hawaii. *Am. J. Sci.*, 263: 40-52.
- Mullen, E.D., 1983- MnO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62: 53-62.
- Pearce, J.A. & Cann, J.R., 1973- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290-300.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E. & Birkett, T.C., 1975- The TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24: 419-426.
- Pearce, J.A. & Gale, G.H., 1977- Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, 7: 14-24.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E. & Birkett, T.C., 1977- The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36: 121-132.
- Pearce, J.A. & Norry, M.J., 1979- Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 33-47.
- Pearce, J.A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (Editor), *Andesites*. John Wiley and Sons, Chichester, pp. 525-548.
- Pearce, J.A., 1983- Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J. and Norry M.J. (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, pp. 230-249.
- Reynolds J, R. & Langmuir C, H., 2000- Identification and implications off-axis lava flows around the East Pacific Risc. *Am. Geophys. Union Geochem. Soc.*, pp.31.
- Rickwood, P.C., 1989- Boundary lines within petrologic diagrams, which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22: 333-344.
- Rittman, A., 1962- *Volcanoes and their activity*. Interscience Publ., New York, 305 pp.
- Sabzehei, M., 1994- Geological map of Iran, 1:250000 series, Hadjiabad quadrangle. *Geol. Surv. Iran*, Tehran.
- Sahagian, D.L., Anderson, A.T. & Ward, B., 1989- Bubble coalescence in basalt flow: comparison of a numerical model with natural examples. *Bull. Volcanol.*, 49: 631-641.
- Shervais, J.W., 1982- Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59: 101-118.
- Stephen, T., Nelson, S.T. & Montana, A., 1992- Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *Am. Mineral.*, 77: 1242-1249.
- Sun, S.S., 1980- Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A297, 409-445.
- Thompson, R.N., 1982- Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scott. J. Geol.*, 18: 49- 107.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. & Parry, S.J., 1984- An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A310, 549-590.
- Thornton, C.P. & Tuttle, O.F., 1960- Chemistry of igneous rocks. 1, Differentiation index. *Am. J. Sci.*, 258: 664-668.



- White, W.M. & Patchett, J., 1984- Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust-mantle evolution. *Earth planet. Sci. Lett.*, 67: 167-185.
- Wilson, M., 1991- *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. 2<sup>nd</sup> Edition, Chapman and Hall, London, 466 pp.
- Wood, D.A., Tarney, J., Saunders, A.D., Bougault, H., Joran, J.L., Treuil, M. & Cann, J.R., 1979- Geochemistry of basalts drilled in the north Atlantic by DSDP Leg 49: Implications for mantle heterogeneity. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 42: 77-97.

\*دانشگاه شهید باهنر کرمان، دانشکده علوم، بخش زمین شناسی

\*Dept. of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University, Iran.