

# زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی مجموعه بازالتی سلطان‌میدان در رخنمون‌های شمال و شمال خاور شاهرود، البرز خاوری، شمال ایران

مرتضی درخشی<sup>۱\*</sup>، حبیب‌الله قاسمی<sup>۲</sup> و طاهره سهامی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران.

<sup>۲</sup>دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران.

<sup>۳</sup>کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۶/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۵/۲۲

## چکیده

مجموعه بازالتی سلطان‌میدان نمایانگر مهم‌ترین، سبترترین و حجیم‌ترین فعالیت ماگمایی پالئوزویک پیشین ایران است که در پهنه البرز خاوری در شمال و شمال خاور شاهرود رخنمون دارد. این مجموعه، روی سازند قلی به سن اردوویسین پایانی و در زیر سازند پادها به سن دونین پیشین قرار دارد. نشانه‌های میدانی بیانگر حضور بیش از ۵۰ روانه گدازه است که به‌طور متناوب در محیط خشکی و زیر آبی فوران کرده‌اند. این مجموعه دربردارنده یک طیف تفریقی پیوسته از بازالت، آندزیت بازالتی، تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالتی است که چهار درجات متوسط تا شدید دگرسانی شده است. نمودارها و داده‌های ژئوشیمیایی بیانگر ماهیت انتقالی تا قلیایی ماگمای اولیه، ارتباط زایشی سنگ‌های این مجموعه از راه فرایند تبلور تفریقی با یکدیگر، تأثیر نداشتن و یا نقش ناچیز آلایش ماگمایی در تحول آنها و تشکیل ماگمای اولیه سازنده آنها از ذوب بخشی ۱۵ تا ۱۷ درصدی یک منشأ گوشته‌ای غنی شده گارنت پریدوتیتی در یک محیط کشتی کافتی درون قاره‌ای هستند. این جایگاه، با محیط کشتی کافتی حاکم بر البرز و ایران مرکزی در پالئوزویک پیشین و به‌ویژه اردوویسین پسین-سیلورین در مراحل آغازین تشکیل و گسترش تیتس کهن سازگار است.

**کلیدواژه‌ها:** سنگ‌شناسی، پالئوزویک پیشین، کافت، تیتس کهن، بازالت، البرز، شاهرود، سلطان‌میدان.

\*نویسنده مسئول: مرتضی درخشی

E-mail: mderakhshi@shahroodut.ac.ir

## ۱- پیش‌گفتار

گسل خوردگی، فرسایش، پوشیدگی توسط رسوبات جوان تر و ... رخنمون‌های سنگ‌های سیلورین را در بسیاری از مناطق ایران به‌طور گسترده نمی‌توان دید. بر پایه مطالعات پژوهشگران مختلف، صفحه ایران در طی پالئوزویک بخشی از کناره شمالی ابرقاره گندوانا بوده است (Berberian & King, 1981; Ghavidel-Syooki & Owens, 2007; Wendt et al., 2005; حسین‌زاده مقدم، ۱۳۸۹؛ Ghavidel-Syooki et al., 2011). همچنین فعالیت ماگمایی اردوویسین میانی- دونین در البرز و بسیاری از نقاط ایران مرکزی به عنوان مراحل کافت‌زایی اقیانوس تیتس کهن تفسیر شده است (Berberian & Stampfli, 1978; Stampfli et al., 2002; King, 1981; Boulin, 1991; Alavi, 1996; لاسمی، ۱۳۷۹؛ Stampfli et al., 2008; Bagheri & Stampfli, 2008). با وجود اتفاق نظر بیشتر زمین‌شناسان در مورد احتساب بخش‌های مختلف ایران (پهنه‌های البرز، ایران مرکزی و سندج- سیرجان) به گندوانا در طی پالئوزویک زیرین، ولی هنوز هم در مورد موقعیت این بخش‌ها نسبت به یکدیگر باور یکسانی وجود ندارد. بیشتر اطلاعاتی که تاکنون درباره مراحل شکل‌گیری تیتس کهن به‌دست آمده است بر پایه مطالعات چینه‌شناسی، فسیل‌شناسی و زمین‌ساختی بوده و متأسفانه در زمینه فعالیت‌های آذرین مرتبط با این رخداد در ایران، پژوهش‌های کمتری انجام شده است. بنابراین، تاکنون یک مدل جامع سنگ‌شناختی و کامل در ارتباط با ماهیت و چگونگی رویداد این رخداد ماگمایی گسترده ارائه نشده است. به باور (Wendt et al., 2005)، درک ضعیف سنگ‌نگاری و سن سنگ‌های آتشفشانی پالئوزویک زیرین، در بیشتر موارد، مانع از اندیشیدن درباره جایگاه زمین‌ساختی دیرینه تشکیل آنها شده است.

بخش خاوری پهنه ساختاری البرز به‌ویژه در پیرامون شاهرود (در مختصات جغرافیایی ۵۵° ۴۷' ۵۵" تا ۵۵° ۲۸' ۲۲" طول خاوری و ۳۶° ۳۲' ۰۶" تا ۳۶° ۵۴' ۴۵" عرض شمالی) یکی از مناطقی است که در آن سنگ‌های آذرین وابسته به رخداد ماگمایی سیلورین با عنوان بازالت‌های سلطان‌میدان (Jenny, 1977) بیشترین رخنمون را دارند. با وجود اینکه جعفریان (۱۳۸۸) این بازالت‌ها

فعالیت ماگمایی پالئوزویک زیرین و به‌ویژه فوران گسترده بازالتی سیلورین و ارتباط آن با تشکیل و گسترش تیتس کهن، از موضوعات مهم و مطرح در زمین‌شناسی ایران است. بر پایه نشانه‌های زمین‌شناسی، بخش‌های گسترده‌ای از پهنه‌های ساختاری البرز، ایران مرکزی و سندج- سیرجان در طی سیلورین تحت تأثیر این فعالیت ماگمایی بازالتی قرار داشته‌اند. از مناطق وجود رخنمون این سنگ‌ها می‌توان به نواحی شیرگشت (Ruttner et al., 1968؛ درخشی، ۱۳۸۵؛ درخشی و همکاران، ۱۳۸۵؛ قاسمی و درخشی، ۱۳۸۷)، جام (Alavi-Naini, 1972؛ ناجی، ۱۳۸۳؛ قاسمی و ناجی، ۱۳۸۳)، رباط قره‌بیل (Bozorgnia, 1973؛ Afshar-Harb, 1994)، ش‌ه کاشان (Zahedi, 1973؛ آیتی، ۱۳۸۲؛ آیتی و همکاران، ۱۳۸۲ و ۱۳۸۹)، سلطان‌میدان (Jenny, 1977؛ جعفریان، ۱۳۸۸؛ Ghorbani, 2009؛ Ghavidel-Syooki et al., 2011؛ تروود (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷)، جنوب بجنورد (Ahmadzadeh Heravi, 1975؛ جولاپور و گلابتونچی، ۱۳۷۷)، جنوب بهاباد (بلاغی، ۱۳۸۷؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۸۷؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۸۹) و تویه دروار (قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱) اشاره کرد. همچنین بسیاری از سنگ‌های نفوذی بازی موجود در واحدهای کهن تر از سیلورین را نیز می‌توان در ارتباط با این رخداد ماگمایی دانست. برای نمونه، با وجود اینکه در ناحیه شیرگشت فعالیت آتشفشانی سیلورین را می‌توان به‌صورت یک روانه گدازه به سبترای حدود ۲۰ متر در بخش‌های زیرین سازند نیور دید، ولی حجم اصلی فعالیت ماگمایی به‌صورت نفوذی تا نیمه‌نفوذی در سازندهای کهن تر با سن کامبرین تا اردوویسین دیده می‌شود (درخشی و همکاران، ۱۳۸۵؛ قاسمی و درخشی، ۱۳۸۷). در منطقه تویه دروار در جنوب باختر دامغان نیز یک توده نفوذی گرانیتوئیدی با ترکیب کلی کوآرتز مونزونیته درون واحدهای پرکامبرین پسین- کامبرین رخنمون یافته است که احتمالاً مرتبط با فعالیت ماگمایی سیلورین است (خانعلی‌زاده و قاسمی، ۱۳۸۴؛ Khanalizadeh et al., 2006؛ قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱). البته باید توجه داشت که به دلایل مختلفی مانند چین خوردگی،

درون حوضه رسوبی رخ داده و قطعات سنگی اشاره شده را کنده و در درون خود به حرکت در آورده است. دایک‌ها نیز با کناره انجماد سریع و مراکز متبلور، در این سازند دیده می‌شوند و با توجه به همانندی ترکیب خود به بازالت‌های سلطان‌میدان، می‌تواند بیانگر ماگمای باقیمانده در مجاری تغذیه‌کننده این فعالیت ماگمایی باشد. شواهد صحرایی نشان می‌دهند که مجموعه بازالتی سلطان‌میدان از انباشتگی جریان‌های بسیار گدازه بازالتی، آگلومرا، توف و چندین لایه نازک شیلی و کنگلومرای به‌دست آمده است که در طول دوره فعالیت ماگمایی روی هم انباشته شده‌اند (شکل ۶). در یکی از کامل‌ترین رخنمون‌های این مجموعه در چشمه‌سید (شمال قلعه نو خرقان)، دست کم ۵۳ روانه گدازه دیده می‌شود. ستبرای هر کدام از این روانه‌ها متفاوت و حدود ۱ تا ۵۰ متر متغیر است. شواهد صحرایی نشان از برون‌ریزی گدازه‌ها در هر دو محیط خشکی و زیر آبی دارند. حضور بازالت‌های منشوری در بخش‌های زیرین و بالایی این مجموعه در نواحی نکارمن و چشمه‌سید، بیانگر رخداد فعالیت ماگمایی در محیط خشکی است (شکل‌های ۷ و ۸). ارتفاع این گدازه‌های منشوری در محل دره کلودر به بیشتر از ۲۰ متر می‌رسد. از سوی دیگر، وجود گدازه‌های بالشی در ناحیه خوش بیلاق تا تیل آباد و نیز در شمال میغان (شکل ۹)، ساخت‌های حفره‌ای پُر شده با کانی‌های ثانویه (کلریت، اپیدوت، کوارتز و کلسیت)، هیدروکلاستیت‌ها، و نیز میان لایه‌های شیلی سبزرنگ درون این توالی، بیانگر رخداد بخشی از این فعالیت ماگمایی در محیط زیر آبی است.

جعفریان و همکاران (۱۳۸۸) یکی از ویژگی‌های مهم چینه‌شناسی مجموعه بازالتی سلطان‌میدان را حضور یک باند آگلومرای ۱۰۰ متری در افق‌های میانی تا بالایی آن بیان کرده‌اند. به باور ایشان، این افق آگلومرای به‌صورت یک لایه کلیدی (Keybed) در همه گستره این مجموعه دیده می‌شود. در این افق، افزون بر قطعات گرد آتشفشانی، بیگانه‌سنگ‌های (زینولیت) گرد صورتی‌رنگ گرانیتی نیز دیده می‌شوند که گاه تا بیش از ۵۰ سانتی‌متر قطر دارند. بررسی صحرایی دقیق این افق نشان داد که اولاً، ستبرای آن بسیار کمتر از حدی است که توسط جعفریان و همکاران (۱۳۸۸) گزارش شده است. به گونه‌ای که ستبرای آن در گردنه خوش بیلاق حدود ۷ متر است و در محل دره چشمه‌سید نیز به‌صورت عدسی‌شکل و بیشینه به ستبرای ۱۰ متر دیده می‌شود (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). همچنین، گسترش این افق در سراسر محدوده گسترش مجموعه سلطان‌میدان فراگیر نیست، به گونه‌ای که در محل دره تنگو (شمال باختر روستای نکارمن) و نیز دره کلودر که توالی کامل مجموعه سلطان‌میدان رخنمون دارد، افق یادشده دیده نمی‌شود. دوم، این افق آگلومرا نیست و یک کنگلومرای چندزادی از قطعات گرد ماسه‌سنگی سازند قلی، قطعات بازالت‌های سلطان‌میدان و قطعات گرد صورتی‌رنگ گرانیتی است که گاه تا بیش از ۵۰ سانتی‌متر قطر دارند. سوم، قطعات گرانیتوئیدی موجود در این کنگلومرا را می‌توان در دره چشمه‌سید در کنگلومرای قاعده‌ای سازند پادها نیز دید. چهارم، با توجه به رخنمون تقریباً کامل و برجای مجموعه بازالتی سلطان‌میدان در دره چشمه‌سید، رخنمون موجود در نزدیکی روستای خوش بیلاق ناقص و گسلی است و تنها دربردارنده بخشی از این مجموعه است و این افق کنگلومرای (شکل ۱۱) در افق‌های بالایی مجموعه سلطان‌میدان قرار دارد. در زمینه منشأ این قطعات گرانیتوئیدی تاکنون اظهار نظری نشده است. Ghavidel-Syooki et al. (2011) سن این قطعات گرانیتی را به روش اورانیم-سرب بر روی زیرکن، در محدوده  $6/4 \pm 434/4$  میلیون سال به‌دست آورده‌اند. قاسمی و خانعلی‌زاده (۱۳۹۱)، گرانیتوئید کاملاً همانندی را به نام توده گرانیتوئیدی تویه‌دروار در جنوب باختر دامغان، در فاصله حدود صد کیلومتری از این مجموعه، در همین پهنه ساختاری به سن اردوویسین پسین - سیلورین پیشین و مرتبط با همین رخداد ماگمایی گزارش کرده‌اند. بنابراین، به نظر می‌رسد که این گرانیتوئیدهای آلکانل صورتی‌رنگ، قطعاتی از جنس گرانیتوئیدهای نوع تویه‌دروار باشند که در مراحل آغازین کافت‌زایی تیس کهن در اردوویسین پایانی - سیلورین آغازین تشکیل و جایگزین شده‌اند.

را از برخی جنبه‌های سنگ‌شناختی بررسی کرده است، ولی به نظر می‌رسد که با توجه به محدودیت‌های موجود، این مطالعه بیشتر بر اطلاعات نقشه‌های زمین‌شناسی موجود متکی بوده و در آن بیشتر به مباحث تخصصی سنگ‌شناختی مانند الگوهای ذوب بخشی پرداخته شده است. بنابراین، بسیاری از جنبه‌های زمین‌شناسی صحرایی، سنگ‌نگاری، سنگ‌شناسی، سنگ‌زایی و به‌ویژه الگوی زمین‌ساختی - ماگمایی این رویداد مهم هنوز هم به‌خوبی روشن نشده است. رخنمون‌های این مجموعه بازالتی را می‌توان به‌صورت ناپیوسته، در محدوده میان روستای نکارمن در باختر تا تیل آباد در خاور دید (شکل ۱). در این مطالعه، برای اولین بار بسیاری از رخنمون‌های تقریباً کامل و سالم این سنگ‌ها، با مرزهای بالا و پایین کاملاً مشخص و حضور ساخت‌های آتشفشانی زیبا، در مسیرهای دشوارگذر مطالعه و برداشت شده‌اند.

## ۲- بحث

### ۲-۱. زمین‌شناسی منطقه

مجموعه بازالتی یا "سازند سلطان‌میدان" (Jenny, 1977) از دید جایگاه چینه‌شناسی به‌طور هم‌شبه روی سازند غیررسمی ابرسج یا سازند قلی قرار گرفته و با ناپیوستگی فرسایشی توسط سازند پادها پوشیده می‌شود (شکل ۲). سازند ابرسج به سن اردوویسین پسین (Ghavidel-Syooki, 2009؛ قویدل‌سیوکی و حسین‌زاده مقدم، ۱۳۸۹)، هم‌ارز سازند قلی است و ترکیب آن را تناوبی از شیل خاکستری و سبز زیتونی و ماسه‌سنگ تشکیل می‌دهد. ترکیب سنگی چیره در بخش‌های زیرین این سازند، شیلی ولی در بخش‌های بالایی آن ماسه‌سنگ کوارتزی با میان‌لایه‌های شیلی است. نهشته‌های اردوویسین منطقه را (Jenny (1977) و Stampfli (1978) به نام سازند شیرگشت، Bozorgnia (1973) به نام سازند لشکرک و (Afshar-Harb (1994) به نام سازند قلی معرفی کرده‌اند. ولی هر دو سازند لشکرک و شیرگشت به عنوان واحدهای سنگ‌چینه‌ای اردوویسین آغازین تعیین سن شده‌اند (Bozorgnia, 1973; Ghavidel-Syooki 1995, 2000 & 2001)، در حالی که سازند قلی در برش نمونه به سن اردوویسین میانی - پسین شناخته شده و جوان‌تر است (Ghavidel-Syooki, 1997, 2000 & 2001; Ghavidel-Syooki et al., 2011). به باور قویدل‌سیوکی و حسین‌زاده مقدم (۱۳۸۹)، گونه‌های آکریتارهای موجود در سازند ابرسج در منطقه مورد مطالعه را می‌توان با گونه‌های گزارش شده از البرز باختری و مرکزی، زاگرس، ایران مرکزی، الجزایر، لیبی، عربستان سعودی، مراکش، تونس و انگلیس مقایسه کرد. این امر ارتباط قطعی این بخش از البرز را با ابرقاره گندوانا در این زمان نشان می‌دهد.

ساخت‌های رسوبی مختلف از آثار کرمی شکل، ساخت‌های وزنی و ریپل مارک، در بخش بالایی سازند قلی به فراوانی دیده می‌شوند. همچنین، اجتماع کیتینوزوآ، آکریتار، اسکلوکودونت و کریپتوسپور و نبود درشت‌زایی دریایی در این سازند، معرف تشکیل آن در یک محیط دریایی کم‌ژرفاست (Bozorgnia, 1973; Afshar-Harb, 1994; Ghavidel-Syooki, 2009؛ قویدل‌سیوکی و حسین‌زاده مقدم، ۱۳۸۹؛ Ghavidel-Syooki et al., 2011). یکی از مواردی که می‌توان در مورد سازند قلی در منطقه گفت، حضور جریان‌های گدازه و دایک‌های با ترکیب بازالتی (شکل ۳) درون آن است که تاکنون به آنها اشاره نشده بود. رخنمون‌های این جریان‌ها و دایک‌ها را می‌توان در دره‌های کلودر (در شمال روستای نکارمن) و چشمه‌سید (در شمال باختر قلعه نو خرقان) دید. درون گدازه‌ها می‌توان قطعاتی از ماسه‌سنگ‌های سازند قلی را به‌صورت آنکلاو دید (شکل ۴). گدازه‌های اشاره‌شده، در برخی موارد، بسیار حفره‌دار بوده و پُرشدگی حفرات آنها توسط کانی‌های ثانویه مانند کلسیت، کلریت و کوارتز، به تشکیل بافت بادامکی انجامیده است (شکل ۵). با توجه به گرانروی پایین ماگمای بازالتی و همچنین فراوانی و درشتی نسبی آنکلاوها، می‌توان گفت که انفجار ماگما در ژرفای کم

جریانی، پویی کیلیتیک، افیتیک، ساب افیتیک، اینترسرتال، بادامکی و گلوپورفیری است (شکل های ۱۴- چ تا خ).

#### ۴- ژئوشیمی

به منظور بررسی ژئوشیمیایی سنگ های آذرین منطقه، پس از انجام مطالعات صحرایی و سنگ نگاری دقیق، ۹ نمونه با کمترین میزان دگرسانی انتخاب و در آزمایشگاه SGS کانادا به روش بسته ترکیبی با کد ICP95A (به روش ICP-AES) برای عناصر اصلی، مواد فرار و برخی از عناصر کمیاب (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Cr, Ba, Nb, Sr, Y, Zn, Zr) IMS95A (به روش ICP-MS) برای بقیه عناصر کمیاب مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته اند (جدول ۱). نتایج به دست آمده، پس از انجام تصحیحات لازم مربوط به حذف مواد فرار و تعیین نسبت آهن دو ظرفیتی و سه ظرفیتی، در نمودارهای مختلف استفاده شده است.

نمونه های مجموعه بازالتی سلطان میدان در نمودار رده بندی شیمیایی Le Bas et al. (1986) در محدوده های بازالت، آندزیت بازالتی، تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالتی (شکل ۱۵) و در نمودار  $Zr/TiO_2$  در برابر  $Nb/Y$  از Winchester & Floyd (1977) در هر دو محدوده آلکانل و ساب آلکانل، با تمایل بیشتر به سوی آلکانل قرار می گیرند (شکل ۱۶).

در نمودارهای تعیین سری ماگمایی نیز نمونه ها در هر دو منطقه آلکانل و ساب آلکانل و با تمایل بیشتر به سوی آلکانل قرار می گیرند (شکل های ۱۷ و ۱۸). قرارگیری نمونه ها در هر دو محدوده، شاید به دلیل ماهیت انتقالی تا آلکانل آنها باشد.

با توجه به وابستگی و ارتباط صحرایی و سنگ نگاری نزدیک نمونه ها با یکدیگر و نظر به اینکه عواملی همچون تبلور تفریقی و ذوب بخشی، هر دو ممکن است در ایجاد این ارتباط مؤثر بوده باشند، برای تشخیص نقش و تأثیر هر یک از این عوامل از نمودارهای عناصر سازگار- ناسازگار و ناسازگار- ناسازگار استفاده شده است. به باور بسیاری از سنگ شناسان (مانند Rogers & Rayland, 1980; Wilson, 1989; Rogers et al., 1984; Alvaro et al., 2006)، اگر در یک سری سنگی، نمودارهای تغییرات دو عنصر ناسازگار دارای روند خطی و مثبت باشند و از مبدأ مختصات نیز بگذرند و نیز در نمودار عناصر سازگار- ناسازگار آنها، نیز روند خطی و منفی دیده شود، در این صورت می توان فرایند اصلی مرتبط با تشکیل سنگ های سری یادشده را تبلور تفریقی دانست. نمودارهای رسم شده برای نمونه های مورد مطالعه (شکل ۱۹)، نقش فرایند تبلور تفریقی را در ایجاد ارتباط ژنتیکی میان آنها نشان می دهند. خطی بودن روند و عبور آن از مبدأ مختصات، بیانگر سه نکته اساسی است. اول، روانه های مختلف مجموعه بازالتی سلطان میدان از دید ژنتیکی به یکدیگر وابسته و دارای منشأ واحدی هستند. دوم، تغییرات درجه ذوب بخشی در هنگام تشکیل این مجموعه، احتمالاً ناچیز بوده است، زیرا با تغییر درجه ذوب بخشی، نسبت ورود این عناصر به بخش مذاب تغییر می کند. سوم، میزان تأثیر آلاش ماگمایی در تغییر ترکیب نمونه های یادشده بسیار ناچیز بوده است، زیرا آلاش معمولاً سبب ایجاد روندهای پراکنده (و نه خطی) در مقادیر عناصر سازگار و عبور نکردن خط به دست آمده، از مبدأ مختصات می شود. به منظور بررسی دقیق تر تأثیر آلاش پوسته ای روی نمونه های منطقه از نمودارهای دیگری نیز استفاده شده است. به باور Hart et al. (1989)، ایستادن ماگما در پوسته سبب افزایش قابل ملاحظه نسبت های عناصری مانند  $La/Nb$ ،  $La/Ta$  و  $Th/Nb$  می شود و سنگ های بازالتی آلاش یافته با پوسته، با نسبت های  $La/Nb > 1.5$  و  $La/Ta > 22$  مشخص می شوند. پایین بودن این نسبت ها در نمونه های منطقه  $La/Ta = 11.52-18.75$ ،  $La/Nb = 0.62-1.04$  نشان از تأثیر نداشتن و یا تأثیر بسیار ناچیز آلاش پوسته ای روی آنهاست.

در منطقه مورد مطالعه سازند پادها با یک افق کنگلومرای قاعده ای از قطعات ماسه سنگی، بازالت های سلطان میدان و گاه قطعات گرانیتویدی (شکل های ۱۲ و ۱۳)، با ناپوستگی فرسایشی روی مجموعه بازالتی سلطان میدان قرار گرفته و چون از نوع تخریبی و بدون فسیل است، باورهای متفاوتی درباره سن آن وجود دارد. بیشتر تلاش ها برای تعیین سن آن بر پایه فسیل های موجود در سازند خوش ییلاق است که روی این سازند قرار دارد (Aharipour et al., 2010). بر پایه برخی فسیل ها مانند براکیپودها، کنودنت ها و بقایای ماهی ها، سن دونین میانی تا پسین برای سازند خوش ییلاق پیشنهاد و از این رو سن سازند پادها، دونین زیرین تا میانی تعیین شده است (Bozorgnia, 1973; Ahmadzadeh Heravi, 1975; Jenny, 1977; Hamdi & Janvier, 1981; Wendt et al., 2005; Aharipour et al., 2010; Ghavidel-Syooki et al. (1994) و Ghavidel-Syooki et al. (2011). سن هر دو سازند پادها و خوش ییلاق را دونین پسین دانسته اند.

حضور مجموعه بازالتی سلطان میدان در میان سازندهای قلی و پادها و موقعیت چینه شناسی به نسبت آشکار این مجموعه سبب شده است که عموماً در منابع مختلف، سن نسبی سیلورین برای آن در نظر گرفته شود. با این وجود، با توجه به اینکه بازالت های سلطان میدان به طور مستقیم روی رسوبات اردووسین بالایی جای گرفته اند، احتمال شروع فعالیت ماگمایی در پایان اردووسین نیز وجود دارد. همچنین، سن سنجی های ایزوتوپی این مجموعه به روش نامطمئن K-Ar توسط Jenny (1977) بازه زمانی متناقضی میان ۶۳۳ تا ۱۸۱ میلیون سال را برای آن نشان داده است (Delaloye et al., 1981) که با توجه به هوازدگی، دگرسانی گرمایی و شاید دگرگونی درجه پایین این سنگ ها و تحرک بالای پتاسیم و آرگن در خلال این فرآیندها، دور از انتظار نیست.

#### ۳- سنگ نگاری

مجموعه بازالتی سلطان میدان ترکیب تقریباً یکنواخت بازالتی دارد و اگر چه دچار درجات متوسط تا شدید دگرسانی شده است، ولی رخنمون های به نسبت سالمی از آن را نیز می توان یافت. سنگ نگاری این مجموعه بازالتی نشان می دهد که کانی های اصلی سازنده آن پلاژیو کلاز، کلینوپیروکسن و الیون است (شکل ۱۴- الف). البته، نسبت کانی های اصلی در روانه های مختلف با یکدیگر متفاوت است و الیون نیز در برخی از آنها حضور ندارد. پیروکسن ها که دچار کمترین دگرسانی در میان کانی های اصلی سنگ های منطقه شده اند، عموماً از نوع اوژیت و تیتان اوژیت هستند و ارتوپیروکسن حضور ندارد. پیروکسن های دگرسان شده بیشتر به وسیله کلریت جایگزین شده اند. پلاژیو کلازها درجات متوسط تا شدید دگرسانی دارند و بیشتر سریستی و سوسوریتی شده اند. در میان کانی های اصلی، الیون ها شدیدترین درجه دگرسانی را دارند و تماماً توسط کانی های ثانویه کلریت، کلسیت و کوارتز جانشین شده اند. در برخی موارد، اندازه بلورهای پلاژیو کلاز و پیروکسن به حدی درشت است که می توان آنها را در صحرا و در نمونه دستی نیز به خوبی دید (شکل های ۱۴- ب و پ). کانی های کلریت، کلسیت، کوارتز، اپیدوت، اسفن و اکسیدهای آهن، مهم ترین کانی های ثانویه این مجموعه و کلریتی شدن و اپیدوتی شدن، رایج ترین دگرسانی های رخ داده در این مجموعه هستند. اسفن بیشتر ثانویه است و پراکندگی غیر یکنواختی در سنگ دارد و بیشتر روی شیشه های کلریتی شده و اوژیت ها و تیتان اوژیت های دگرسان شده به کلریت، فراوانی بسیار بالایی دارد (شکل ۱۴- ت). همچنین مقاطع میکروسکوپی نمونه های مربوط به دو لایه توفی موجود در مجموعه بازالتی سلطان میدان در محل دره چشمه سید نشان می دهد که آنها از نوع کریستالیتیک توف (شکل ۱۴- ج) و با ترکیب بازالتی هستند. مهم ترین بافت های موجود در بازالت های منطقه پورفیری با خمیره میکروولیتی - شیشه ای،

برای بهنجارسازی الگوی پراکندگی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب سنگ‌های منطقه، از مقادیر کندریتی (Nakamura 1974) و گوشته اولیه (Sun & McDonough 1989) استفاده شده است (شکل ۲۰). در نمودار بهنجار شده به کندریت (شکل ۲۰-الف)، غنی‌شدگی در همه عناصر خاکی کمیاب سبک و سنگین دیده می‌شود، ولی میزان این غنی‌شدگی در عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) به بیش از ۱۰۰ برابر و در عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) کمتر از ۱۰ برابر مقادیر کندریتی می‌رسد. الگوی تقریباً موازی روندها، بیانگر ارتباط ژنتیکی نمونه‌ها با یکدیگر از راه تبلور تفریقی است. در نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته اولیه نیز غنی‌شدگی از عناصر کمیاب و خاکی کمیاب دیده می‌شود (شکل ۲۰-ب). وجود ناهنجاری‌های نامنظم (مثبت و منفی) در عناصر متحرک ناسازگار Rb، K، Sr و Cs با تأثیر دگرسانی صورت گرفته بر این سنگ‌ها و سن دیرین آنها، و توانایی تحرک بالای این عناصر در طی دگرسانی مرتبط است. یکی از نکات قابل توجه در نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته اولیه، نبود ناهنجاری منفی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE). ناهنجاری منفی از این عناصر از ویژگی‌های شاخص سنگ‌های قاره‌ای و بیانگر مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی است (Saunders et al., 1992; Kent, 1995; Nagudi et al., 2003). به دلیل منشأ گوشته‌ای این سنگ‌ها، نبود ناهنجاری می‌تواند به مفهوم نداشتن آرایش پوسته‌ای آنها باشد. همچنین، نبود ناهنجاری از این عناصر و یا وجود ناهنجاری مثبت از آنها به‌ویژه در P، Ti، Ta و Nb، بیانگر ماهیت آلکالن درون قاره‌ای این سنگ‌ها و حضور کانی‌های غنی از این عناصر در گوشته محل منشأ و ورود آنها به مذاب در خلال ذوب بخشی است (Kalfoun et al., 2002).

به منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی دیرینه تشکیل سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه، از نمودارهای مختلفی استفاده شده است. با توجه به سن زیاد سنگ‌های منطقه و همچنین نقش دگرسانی و تأثیر آن در تحرک عناصر، تلاش شده است که از عناصر نامتحرک یا کم‌تحرک مانند عناصر کمیاب با شدت میدان بالا (HFSE) استفاده شود. همان‌گونه که در شکل‌های ۲۱-الف تا د دیده می‌شود، همه نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو محیط درون صفحه‌ای و به‌طور ویژه در قلمرو کافت‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند. در شکل ۲۱-د، افزون بر جایگاه درون صفحه‌ای، وابستگی این سنگ‌ها به سری ماگمایی انتقالی نیز دیده می‌شود. البته شاید بتوان تغییر گرایش از آلکالن به انتقالی را به تأثیر آرایش ماگما با سنگ‌های پوسته‌ای نسبت داد. چرا که این آرایش می‌تواند سبب کاهش نسبت Nb/Y در این سنگ‌ها و تمایل آنها به سوی سری انتقالی در این نمودار شده باشد.

طبیعت آلکالن و میزان بالای عناصر کمیاب ناسازگار و سنگ‌دوست بزرگ‌یون در سنگ‌های منطقه نشان می‌دهد که از ماگمای سازنده این سنگ‌ها از یک منبع گوشته‌ای غنی شده منشأ گرفته است. به منظور تشخیص میزان غنی‌شدگی این محل منبع، از نسبت‌های Zr/Nb و Zr/Y بر پایه مقادیر (Sun & McDonough 1989) استفاده شده است. برتری استفاده از این نسبت‌ها در آن است که تبلور تفریقی نمی‌تواند تغییرات بنیادین در آنها ایجاد کند (Alvaro et al., 2006). همچنین، به باور (Abdel-Rahman 2002)، به دلیل ناسازگاری Zr و Y با فازهای تفریقی اصلی موجود در ماگمای بازالتی مانند الیون، پیروکسن و پلاژیوکلاز، نسبت این عناصر در جریان تبلور تفریقی تغییر چندانی نمی‌کند. برتری دیگر استفاده از این عناصر، تحرک نداشتن آنها در برابر دگرسانی است (Le Roex et al., 1983; Tatsumi et al., 1986; Mitchell & Widdowson, 1991; Widdowson et al., 2000). به باور (Sun & McDonough 1989)، نسبت‌های Zr/Y بیشتر از ۲/۴۶ و Zr/Nb کمتر از ۱۵/۷۱ جداکننده محل منبع‌های غنی‌شده و تهی‌شده هستند. از این رو، نسبت‌های ۴/۸۸ - ۷/۶۲ و Zr/Y = ۴/۸۸ و Zr/Nb = ۱۰/۱۹ - ۶/۳۳ نشان می‌دهند که ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های بازالتی سلطان‌میدان از یک منبع غنی شده سرچشمه گرفته است. به منظور تعیین درجه ذوب بخشی محل منبع بازالت‌های منطقه از نمودار نسبت Dy/Yb در برابر La/Yb از (Thirwall et al., 1994) و (Bogard & Warner 2003) استفاده شده است. بر پایه این نمودار (شکل ۲۲) که درجات ذوب بخشی در محل منشأ اسپینل‌پریدوتیت و گارنت‌پریدوتیت را نشان می‌دهد، می‌توان درجات ذوب بخشی حدود ۱۵ تا ۱۷ درصدی را برای محل منشأ بازالت‌های منطقه در نظر گرفت. همچنین با توجه به اینکه همه نمونه‌های منطقه در محدوده نمودار ذوب بخشی گارنت‌پریدوتیت قرار گرفته‌اند، و از سوی دیگر کمترین ژرفای پایداری گارنت (بدون حضور اسپینل) در ژرفاهای بیشتر از ۸۰ کیلومتری است (Frey et al., 1991; McKenzie & O'Nions, 1991; Ellam, 1992)، می‌توان این ژرفا را به عنوان کمترین ژرفای منشأگیری ماگما از نمودار طراحی شده توسط (Ellam 1992) استفاده شده است (شکل ۲۳). بر پایه این نمودار، ماگمای سازنده بازالت‌های سلطان‌میدان از ژرفای ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتر منشأ گرفته است.

مطالعات مختلف نشان داده‌اند که بخش‌های مختلف ایران دربر دارنده پهنه‌های ساختاری البرز، ایران مرکزی و سندج-سیرجان در طی پالئوزویک زیرین و به‌ویژه سیلورین از دید فعالیت‌های ماگمایی پویاست و حضور سنگ‌های آذرین در گستره گسترده‌ای از این مناطق گواهی بر این ادعا است. آثار فعالیت ماگمایی سیلورین را افزون بر منطقه مورد مطالعه (مجموعه بازالتی سلطان‌میدان) می‌توان در مناطقی مانند شیرگشت، جام، رباط قره‌بیل، ش‌کاشان، ترو، جنوب بجنورد و جنوب بهاباد دید. سنگ‌های آذرین حاصل از این فعالیت ماگمایی با ماهیت بسیار همانند و ترکیب عمدتاً بازی، بیشتر به‌صورت بیرونی دیده می‌شوند. برای نمونه مقایسه سنگ‌های آذرین مناطق شیرگشت طبرس (درخشی، ۱۳۸۵؛ قاسمی و درخشی، ۱۳۸۷)، ش‌کاشان (آیتی و همکاران، ۱۳۸۹) و مجموعه بازالتی سلطان‌میدان نشان از ترکیب بیشتر بازی، ماهیت انتقالی تا قلیایی و شکل‌گیری آنها در یک محیط کافت درون قاره‌ای (شکل ۲۴) دارد. وجود چنین همانندی‌هایی در ترکیب، زایش و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های آذرین سیلورین بخش‌های مختلف ایران سبب می‌شود که بتوان سازوکار کلی مشترکی را در قالب رخداد زمین‌ساختی-ماگمایی تشکیل و گسترش تیتس کهن در پالئوزویک زیرین برای تشکیل آنها در نظر گرفت (مانند Stampfli, 1978; Stampfli & King, 1981; Berberian & King, 1981; Boulin, 1991; Alavi, 1996; Stampfli et al., 2002; Stampfli & Bagheri, 2008; قاسمی، ۱۳۷۹؛ و درخشی، ۱۳۸۷؛ قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱). ستبرا و حجم سنگ‌های آذرین سیلورین در بخش‌های مختلف ایران بیانگر آن است که شدیدترین فعالیت ماگمایی این زمان در بخش خاوری پهنه ساختاری البرز (در پیرامون شاهرود) رخ داده و به تشکیل مجموعه بازالتی سلطان‌میدان انجامیده است. ستبرا و گسترش بالای مجموعه بازالتی سلطان‌میدان، بیشتر بودن مقادیر TiO<sub>2</sub> آن نسبت به مناطقی مانند شیرگشت و ش‌کاشان (شکل ۲۵)، نزدیکی مکانی آن به محل خط درز اصلی تیتس کهن در شمال ایران، به باور انتساب این مجموعه به کافت‌زایی تیتس کهن نیرو می‌بخشد. این اقیانوس، پس از یک دوره طولانی کافت‌زایی و گسترش در خلال پالئوزویک زیرین-میانی، با فرورانش به‌سوی شمال و به زیر کناره جنوبی اورازیا (توران) در پالئوزویک بالایی-تریاس بسته شده است (Alavi, 1996؛ لاسمی، ۱۳۷۹؛ Ghavidel-Syooki, 2008; Bagheri & Stampfli, 2008; Wendt et al., 2005). در همین ارتباط، سنگ مادر شیس‌های گرگان که معادل با سنگ‌های سازند ابرسج (قلی) بوده و در زمان اردوئوسین پایانی نهشته شده است (Ghavidel-Syooki et al., 2011; Ghavidel-Syooki, 2008; Wendt et al., 2005) صالحیان و قاسمی، ۱۳۹۰)، در هنگام همین رخداد در تریاس زیرین-میانی دگرگون

به منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی دیرینه تشکیل سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه، از نمودارهای مختلفی استفاده شده است. با توجه به سن زیاد سنگ‌های منطقه و همچنین نقش دگرسانی و تأثیر آن در تحرک عناصر، تلاش شده است که از عناصر نامتحرک یا کم‌تحرک مانند عناصر کمیاب با شدت میدان بالا (HFSE) استفاده شود. همان‌گونه که در شکل‌های ۲۱-الف تا د دیده می‌شود، همه نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو محیط درون صفحه‌ای و به‌طور ویژه در قلمرو کافت‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند. در شکل ۲۱-د، افزون بر جایگاه درون صفحه‌ای، وابستگی این سنگ‌ها به سری ماگمایی انتقالی نیز دیده می‌شود. البته شاید بتوان تغییر گرایش از آلکالن به انتقالی را به تأثیر آرایش ماگما با سنگ‌های پوسته‌ای نسبت داد. چرا که این آرایش می‌تواند سبب کاهش نسبت Nb/Y در این سنگ‌ها و تمایل آنها به سوی سری انتقالی در این نمودار شده باشد.

طبیعت آلکالن و میزان بالای عناصر کمیاب ناسازگار و سنگ‌دوست بزرگ‌یون در سنگ‌های منطقه نشان می‌دهد که از ماگمای سازنده این سنگ‌ها از یک منبع گوشته‌ای غنی شده منشأ گرفته است. به منظور تشخیص میزان غنی‌شدگی این محل منبع، از نسبت‌های Zr/Nb و Zr/Y بر پایه مقادیر (Sun & McDonough 1989) استفاده شده است. برتری استفاده از این نسبت‌ها در آن است که تبلور تفریقی نمی‌تواند تغییرات بنیادین در آنها ایجاد کند (Alvaro et al., 2006). همچنین، به باور (Abdel-Rahman 2002)، به دلیل ناسازگاری Zr و Y با فازهای تفریقی اصلی موجود در ماگمای بازالتی مانند الیون، پیروکسن و پلاژیوکلاز، نسبت این عناصر در جریان تبلور تفریقی تغییر چندانی نمی‌کند. برتری دیگر استفاده از این عناصر، تحرک نداشتن آنها در برابر دگرسانی است (Le Roex et al., 1983; Tatsumi et al., 1986; Mitchell & Widdowson, 1991; Widdowson et al., 2000). به باور (Sun & McDonough 1989)، نسبت‌های Zr/Y بیشتر از ۲/۴۶ و Zr/Nb کمتر از ۱۵/۷۱ جداکننده محل منبع‌های غنی‌شده و تهی‌شده هستند. از این رو، نسبت‌های ۴/۸۸ - ۷/۶۲ و Zr/Y = ۴/۸۸ و Zr/Nb = ۱۰/۱۹ - ۶/۳۳ نشان می‌دهند که ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های بازالتی سلطان‌میدان از یک منبع غنی شده سرچشمه گرفته است. به منظور تعیین درجه ذوب بخشی محل منبع بازالت‌های منطقه از نمودار نسبت Dy/Yb در برابر La/Yb از (Thirwall et al., 1994) و (Bogard & Warner 2003) استفاده شده است. بر پایه این نمودار (شکل ۲۲) که درجات ذوب بخشی در محل منشأ اسپینل‌پریدوتیت و گارنت‌پریدوتیت را نشان می‌دهد، می‌توان درجات ذوب بخشی حدود ۱۵ تا ۱۷ درصدی را برای محل منشأ بازالت‌های منطقه در نظر گرفت. همچنین با توجه به اینکه همه نمونه‌های منطقه در محدوده نمودار ذوب بخشی گارنت‌پریدوتیت قرار گرفته‌اند، و از سوی دیگر کمترین ژرفای پایداری گارنت (بدون حضور اسپینل) در ژرفاهای بیشتر از ۸۰ کیلومتری است (Frey et al., 1991; McKenzie & O'Nions, 1991; Ellam, 1992)، می‌توان این ژرفا را به عنوان کمترین ژرفای منشأگیری ماگما از نمودار طراحی شده توسط (Ellam 1992) استفاده شده است (شکل ۲۳). بر پایه این نمودار، ماگمای سازنده بازالت‌های سلطان‌میدان از ژرفای ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتر منشأ گرفته است.

مطالعات مختلف نشان داده‌اند که بخش‌های مختلف ایران دربر دارنده پهنه‌های ساختاری البرز، ایران مرکزی و سندج-سیرجان در طی پالئوزویک زیرین و به‌ویژه سیلورین از دید فعالیت‌های ماگمایی پویاست و حضور سنگ‌های آذرین در گستره گسترده‌ای از این مناطق گواهی بر این ادعا است. آثار فعالیت ماگمایی سیلورین را افزون بر منطقه مورد مطالعه (مجموعه بازالتی سلطان‌میدان) می‌توان در مناطقی مانند شیرگشت، جام، رباط قره‌بیل، ش‌کاشان، ترو، جنوب بجنورد و جنوب بهاباد دید. سنگ‌های آذرین حاصل از این فعالیت ماگمایی با ماهیت بسیار همانند و ترکیب عمدتاً بازی، بیشتر به‌صورت بیرونی دیده می‌شوند. برای نمونه مقایسه سنگ‌های آذرین مناطق شیرگشت طبرس (درخشی، ۱۳۸۵؛ قاسمی و درخشی، ۱۳۸۷)، ش‌کاشان (آیتی و همکاران، ۱۳۸۹) و مجموعه بازالتی سلطان‌میدان نشان از ترکیب بیشتر بازی، ماهیت انتقالی تا قلیایی و شکل‌گیری آنها در یک محیط کافت درون قاره‌ای (شکل ۲۴) دارد. وجود چنین همانندی‌هایی در ترکیب، زایش و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های آذرین سیلورین بخش‌های مختلف ایران سبب می‌شود که بتوان سازوکار کلی مشترکی را در قالب رخداد زمین‌ساختی-ماگمایی تشکیل و گسترش تیتس کهن در پالئوزویک زیرین برای تشکیل آنها در نظر گرفت (مانند Stampfli, 1978; Stampfli & King, 1981; Berberian & King, 1981; Boulin, 1991; Alavi, 1996; Stampfli et al., 2002; Stampfli & Bagheri, 2008; قاسمی، ۱۳۷۹؛ و درخشی، ۱۳۸۷؛ قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱). ستبرا و حجم سنگ‌های آذرین سیلورین در بخش‌های مختلف ایران بیانگر آن است که شدیدترین فعالیت ماگمایی این زمان در بخش خاوری پهنه ساختاری البرز (در پیرامون شاهرود) رخ داده و به تشکیل مجموعه بازالتی سلطان‌میدان انجامیده است. ستبرا و گسترش بالای مجموعه بازالتی سلطان‌میدان، بیشتر بودن مقادیر TiO<sub>2</sub> آن نسبت به مناطقی مانند شیرگشت و ش‌کاشان (شکل ۲۵)، نزدیکی مکانی آن به محل خط درز اصلی تیتس کهن در شمال ایران، به باور انتساب این مجموعه به کافت‌زایی تیتس کهن نیرو می‌بخشد. این اقیانوس، پس از یک دوره طولانی کافت‌زایی و گسترش در خلال پالئوزویک زیرین-میانی، با فرورانش به‌سوی شمال و به زیر کناره جنوبی اورازیا (توران) در پالئوزویک بالایی-تریاس بسته شده است (Alavi, 1996؛ لاسمی، ۱۳۷۹؛ Ghavidel-Syooki, 2008; Bagheri & Stampfli, 2008; Wendt et al., 2005). در همین ارتباط، سنگ مادر شیس‌های گرگان که معادل با سنگ‌های سازند ابرسج (قلی) بوده و در زمان اردوئوسین پایانی نهشته شده است (Ghavidel-Syooki et al., 2011; Ghavidel-Syooki, 2008; Wendt et al., 2005) صالحیان و قاسمی، ۱۳۹۰)، در هنگام همین رخداد در تریاس زیرین-میانی دگرگون

حاشیه شمالی ابر قاره گندوانا است. با وجود اینکه در بیشتر رخنمون‌ها دچار درجات متوسط تا شدید دگرسانی شده‌اند، ولی در برخی از مکان‌ها می‌توان رخنمون‌های به‌نسبت تازه و سالمی از آن را دید. نتایج به‌دست آمده از این پژوهش، ماهیت انتقالی تا آلکالن ماگمای سازنده این مجموعه، شکل‌گیری آن از ذوب بخشی ۱۵ تا ۱۷ درصدی یک منشأ غنی شده گارنت‌پریدوتیتی، تأثیر نداشتن و یا نقش بسیار ناچیز آرایش ماگمایی در تحول آن، تحول و تکامل ماگمای آن از راه تبلور تفریقی و فوران روانه‌های بسیار آن در یک محیط کششی کافتی درون قاره‌ای را نشان می‌دهد. این جایگاه زمین‌ساختی، با محیط کششی حاکم بر گستره پهناوری از ایران در طی پالئوزویک زیرین و به‌ویژه سیلورین و آغاز کافت‌زایی تیتیس کهن در بلوک شمال ایران در کناره شمالی گندوانا، سازگار است.

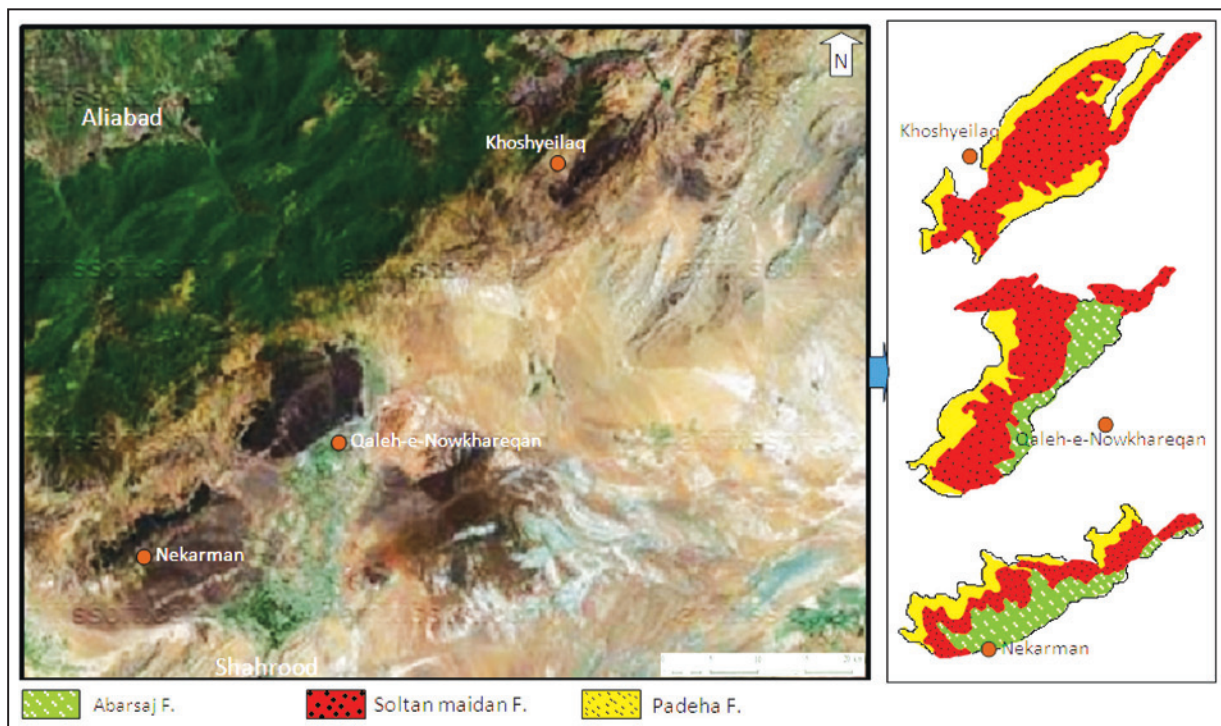
### سپاسگزاری

این مقاله، بخشی از یافته‌های اجرای طرح پژوهشی به شماره ۹۰۰۴۸۹۳ صندوق حمایت از پژوهشگران، معاونت علمی و فناوری ریاست جمهوری است که لازم است از همکاری ارزشمند مسئولان محترم آن صندوق در تأمین هزینه‌های اجرای طرح سپاسگزاری کنیم.

شده‌اند (Alavi, 1991 & 1996؛ Ghavidel-Syooki, 2008). به باور لاسمی (۱۳۷۷)، سنگ‌کره اقیانوسی به احتمال زیاد از زمان پس از دونین پیشین تشکیل شده است و سنگ‌های اردوویسین و سیلورین ایران دربر دارنده سازندهای شیرگشت، لشکرک، قلی و نیور و هم‌ارزهای آنها که مجموعاً توالی‌های بزرگ پیش‌رونده را ایجاد کرده‌اند، رخساره‌های هم‌زمان با تشکیل کافت تیتیس کهن هستند. با شکل‌گیری تیتیس کهن، نهشته‌های رسوبی-آتشفشانی پالئوزویک پسین (دونین تا پرمین) در این حوضه اقیانوسی جدید نهشته شده‌اند (Aharipour et al., 2010). بنابراین، جایگاه زمین‌ساختی درون صفحه‌ای تشکیل مجموعه بازالتی سلطان‌میدان و موارد همانند در دیگر نقاط ایران در سیلورین، ارتباط این فعالیت‌ها را با مراحل تشکیل تیتیس کهن در پالئوزویک زیرین در کناره شمالی گندوانا، نشان می‌دهند.

### ۵- نتیجه‌گیری

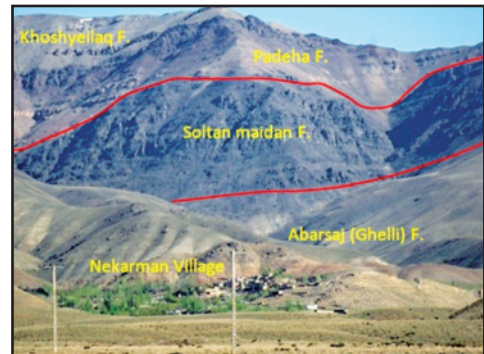
مجموعه بازالتی سلطان‌میدان به سن نسبی سیلورین در بخش خاوری پهنه ساختاری البرز، سبترترین و حجیم‌ترین رخنمون فعالیت ماگمایی ایران در طی پالئوزویک زیرین است. این مجموعه، با ترکیب یکنواخت بازالت تا تراکی‌آندزیت بازالتی حاصل برون‌ریزی روانه‌های متعدد گدازه در محیط‌های زیر آبی و خشکی در



شکل ۱- تصویر ماهواره‌ای از منطقه مورد مطالعه به همراه محدوده گسترش سازندهای ابرسج، سلطان‌میدان و پادها (بدون مقیاس) در مناطق شمال نکارمن، باختر و شمال قلعه نو خرقان و جنوب و جنوب خاور خوش‌یلاق.



شکل ۳- نمایی از یک دایک بازالتی درون سازند ابرسج (قلی). دره کلودر، شمال نکارمن.



شکل ۲- نمایی کلی از سازندهای ابرسج (قلی)، سلطان‌میدان، پادها و خوش‌ییلاق در محل دره کلودر در شمال روستای نکارمن. دید به سوی شمال.



شکل ۵- نمایی نزدیک از ساخت بادامکی دربردارنده کلریت، کلسیت و کوارتز در بازالت‌های درون سازند ابرسج (قلی). دره کلودر، شمال نکارمن.



شکل ۴- نمایی نزدیک از حضور آنکلاوهای ماسه‌سنگی سازند ابرسج (قلی) درون گدازه‌های بازالتی درون این سازند. دره کلودر، شمال نکارمن.



شکل ۷- نمایی نزدیک از ساخت منشوری در گدازه‌های قاعده مجموعه بازالتی سلطان‌میدان در محل دره کلودر.



شکل ۶- نمایی کلی از وجود روانه‌های گدازه فراوان در مجموعه بازالتی سلطان‌میدان در محل دره کلودر.



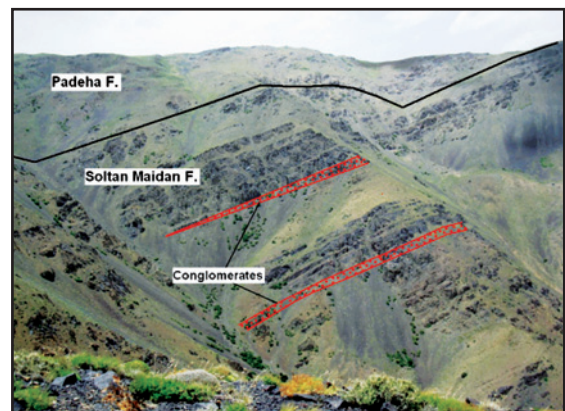
شکل ۹- حضور گدازه‌های بالشی در مجموعه بازالتی سلطان‌میدان در جنوب خاور روستای خوش‌بیلاق.



شکل ۸- نمایی نزدیک از ساخت منشوری در مجموعه بازالتی سلطان‌میدان در جنوب روستای خوش‌بیلاق.



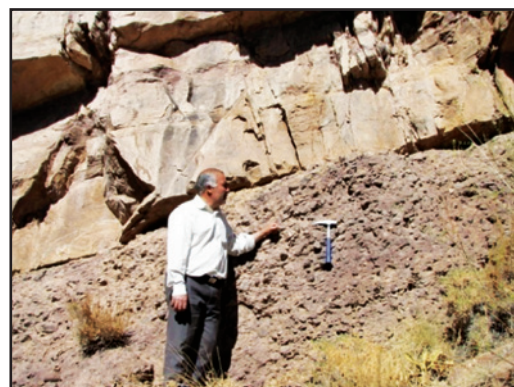
شکل ۱۱- نمایی نزدیک از حضور قطعات درشت گرانیتی درون لایه کنگلومرای در مجموعه سلطان‌میدان. جنوب روستای خوش‌بیلاق.



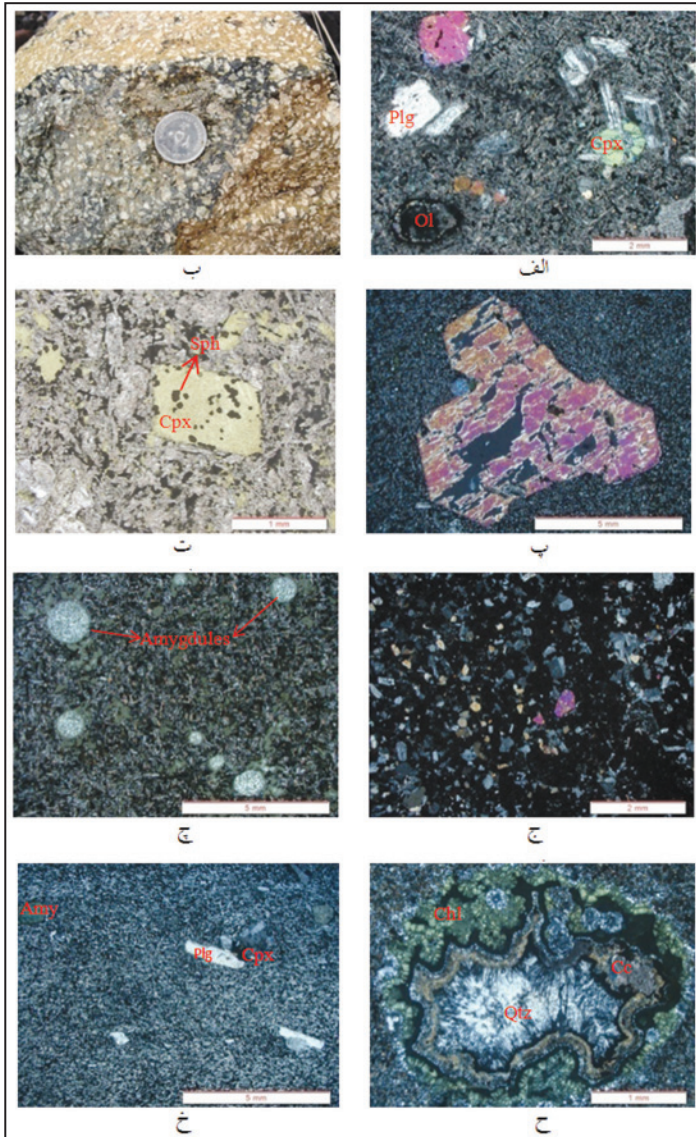
شکل ۱۰- نمایی دور از وجود دو لایه کنگلومرای چندزادی درون بخش بالایی مجموعه بازالتی سلطان‌میدان. دره چشمه‌سید، شمال قلعه‌نو خرقان. دید به سوی شمال.



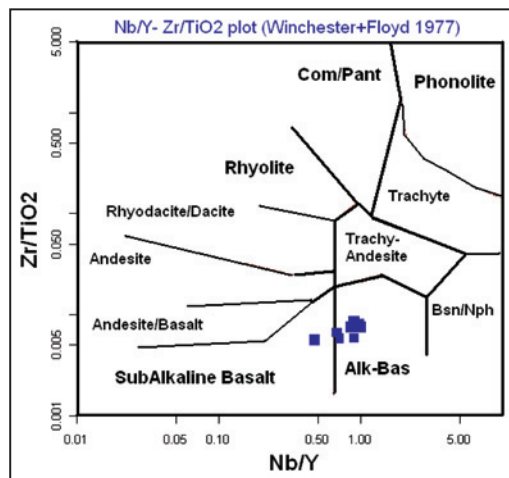
شکل ۱۳- نمایی نزدیک از حضور قطعات مختلف بازالتی، ماسه‌سنگی و گرانیتی درون افق کنگلومرای چندزادی قاعده سازند پادها. دره تنگو، نکارمن.



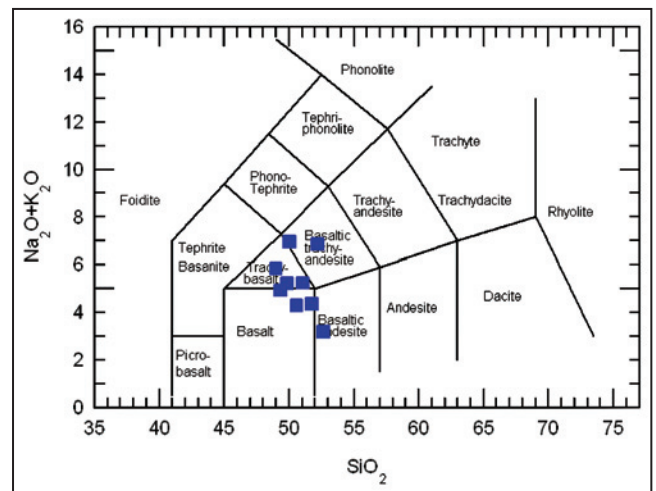
شکل ۱۲- نمایی نزدیک از حضور افق کنگلومرای چندزادی در قاعده سازند پادها. دره تنگو، نکارمن.



شکل ۱۴- تصاویر میکروسکوپی و یک نمونه دستی از مجموعه بازالتی سلطان‌میدان؛ الف) تصویر میکروسکوپی (XPL) از کانی‌های اصلی سازنده مجموعه بازالتی سلطان‌میدان، دربردارنده بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن و الیون که در خمیره‌ای میکروولیتی-شیشه‌ای قرار گرفته‌اند. در این تصویر، قالب بلور الیون توسط کانی‌های ثانویه کلریت، کلسیت و کوارتز جانشین شده است؛ ب) نمونه دستی از بازالت‌های مگاپورفیری در مجموعه بازالتی سلطان‌میدان؛ پ) تصویر میکروسکوپی (XPL) از بلور بسیار درشت و نیمه‌شکل‌دار اوژیت که در خمیره‌ای میکروولیتی-شیشه‌ای قرار گرفته است؛ ت) تشکیل بلورهای اسفن ثانویه در سنگ‌های منطقه (PPL)؛ ج) تصویری میکروسکوپی (XPL) از یک کریستال لیتیک توف. در این سنگ، درشت‌بلورهای اوژیت و پلاژیوکلاز به خوبی قابل تشخیص است. زمینه تیره رنگ را اکسیدهای آهن تشکیل می‌دهند؛ چ) تصویری از بافت بادامکی و اینترستال در نمونه‌های منطقه (XPL). پُر شدگی حفرات اولیه توسط کوارتز و مقادیری کلریت به تشکیل بافت بادامکی انجامیده است. بخش‌های سبز رنگ خمیره سنگ، شیشه‌های دگرسان شده به کلریت هستند؛ ح) تصویری نزدیک و زیبا از بافت بادامکی پر شده توسط کوارتز، کلریت، کلسیت و اکسید آهن؛ خ) تصویری میکروسکوپی از بازالت‌های منطقه که در آن می‌توان به‌طور همزمان بافت‌های پورفیری با خمیره میکروولیتی- شیشه‌ای، بادامکی، گلومروپورفیری و جریانی را دید.

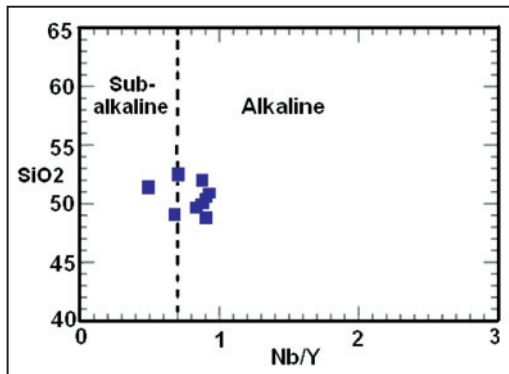


شکل ۱۶- موقعیت نمونه‌های مجموعه بازالتی سلطان‌میدان در نمودار Winchester & Floyd (1977).

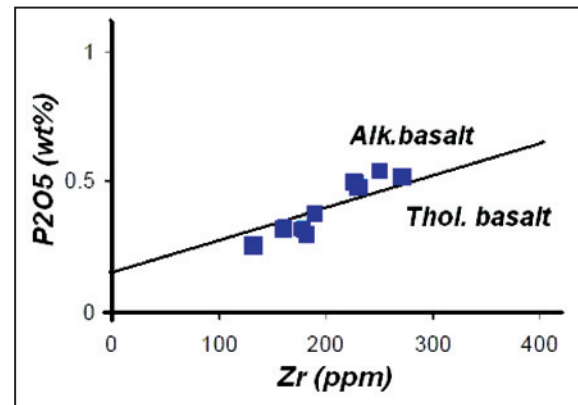


شکل ۱۵- موقعیت نمونه‌های مجموعه بازالتی سلطان‌میدان در نمودار رده‌بندی Le Bas et al. (1986).

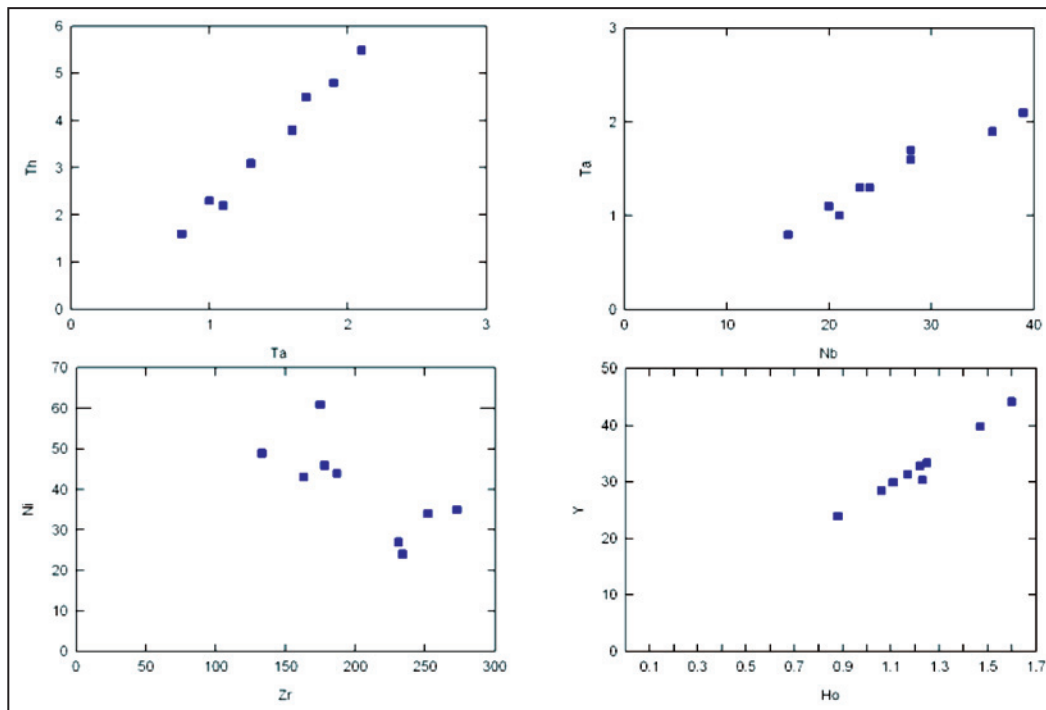




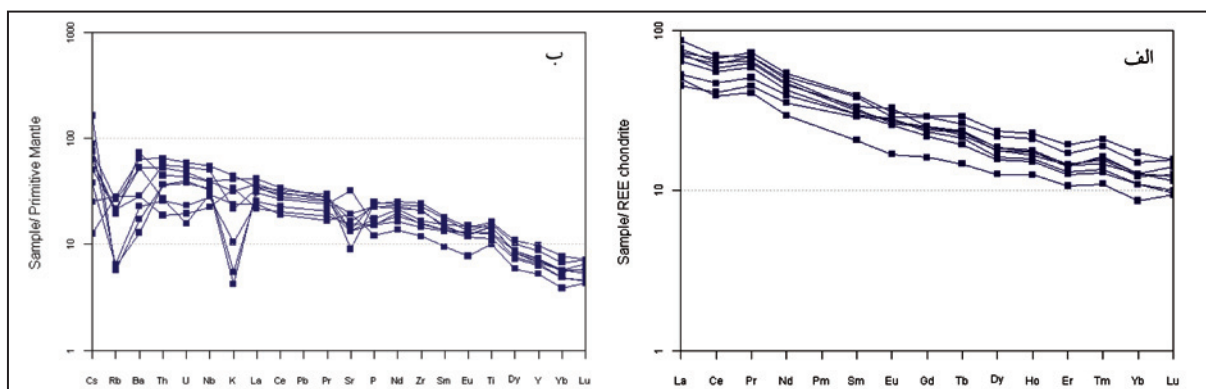
شکل ۱۸- موقعیت نمونه‌های سلطان‌میدان در نمودار  
Winchester & Floyd (1979).



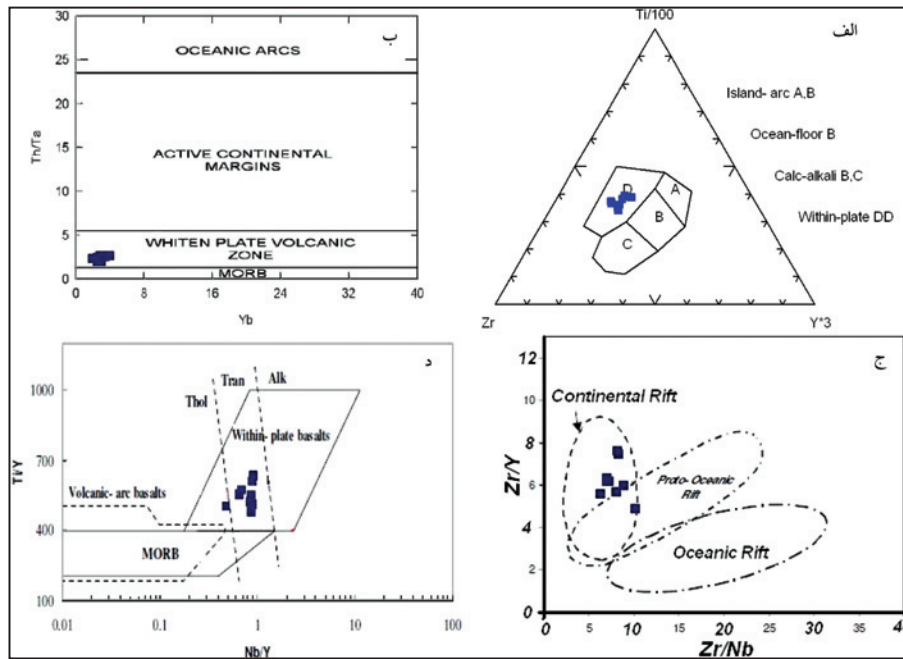
شکل ۱۷- موقعیت نمونه‌های مجموعه بازالتی سلطان‌میدان در نمودار  
Winchester & Floyd (1976).



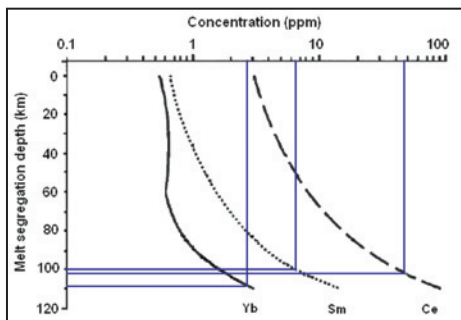
شکل ۱۹- موقعیت نمونه‌های بازالتی سلطان‌میدان در نمودارهای تغییرات عناصر سازگار-ناسازگار و ناسازگار-ناسازگار.



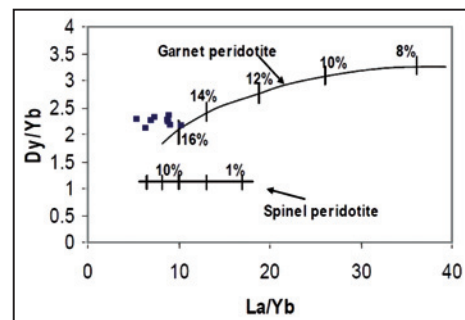
شکل ۲۰- الف) نمودار عنکبوتی بهنجارشده به مقادیر کندریتی (Nakamura (1974)؛ ب) نمودار عنکبوتی بهنجارشده به مقادیر گوشته اولیه (Sun & McDonough (1989).



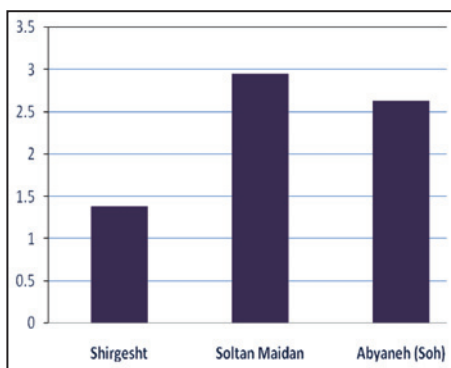
شکل ۲۱- موقعیت نمونه های بازالتی سلطان میدان در نمودارهای جدایش محیط زمین ساختی؛ (الف) از (Pearce & Cann (1973)؛ (ب) از (Schandle & Gorton (2002)؛ (ج) از (Kampunzu & Mohr (1991)؛ (د) از (Pearce (1982).



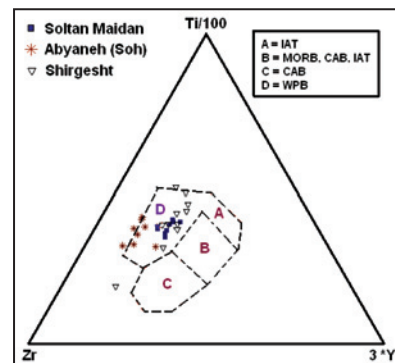
شکل ۲۳- نمودار تعیین ژرفای منشأگیری ماگما بر پایه میانگین تمرکز عناصر Sm, Yb و Ce (Ellam, 1992).



شکل ۲۴- نمودار تعیین درجه ذوب بخشی و ترکیب محل منبع ماگمای سازنده سنگ های منطقه (Thirwall et al., 1994; Bogard & Warner, 2003).



شکل ۲۵- مقایسه مقادیر  $TiO_2$  منطقه مورد مطالعه با مناطق سه کاشان و شیرگشت. داده های منطقه سه کاشان از آیتی و همکاران (۱۳۸۹) و داده های منطقه شیرگشت از قاسمی و درختی (۱۳۸۷).



شکل ۲۶- جایگاه زمین ساختی درون صفحه ای نمونه های بازالتی سلطان میدان، سه کاشان و شیرگشت در نمودار تمایز محیط زمین ساختی (Pearce & Cann (1973). داده های منطقه سه کاشان از آیتی و همکاران (۱۳۸۹) و داده های منطقه شیرگشت از قاسمی و درختی (۱۳۸۷).

جدول ۱- نتایج اولیه و اصلی تجزیه شیمیایی سنگ های بازالتی مجموعه سلطان میدان بدون انجام اصلاحات.

Major Elements (wt.%)									
Sample	T.A.7.8	T.B.1.4	T.B.1.7	T.C.2.1	T.D.1.8	T.D.2.1	T.D.2.3	T.D.3.3	T.D.3.4
SiO <sub>2</sub>	48.40	48.40	48.20	49.50	45.10	49.70	47.00	47.10	49.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.60	13.70	15.80	13.20	13.80	12.80	15.10	15.30	17.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.30	13.10	11.20	13.80	13.90	13.80	12.00	12.30	9.83
MnO	0.33	0.28	0.30	0.25	0.28	0.21	0.21	0.24	0.19
MgO	4.28	4.41	5.61	4.40	4.71	4.46	6.45	4.48	5.15
CaO	6.37	8.15	7.82	7.27	5.13	7.09	6.72	4.26	4.35
Na <sub>2</sub> O	3.80	3.20	4.90	3.20	4.80	2.90	4.40	5.30	5.80
K <sub>2</sub> O	1.18	0.91	0.16	0.97	0.60	0.12	0.30	1.26	0.68
TiO <sub>2</sub>	3.04	3.04	2.38	2.67	3.12	2.95	2.63	3.30	2.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.47	0.47	0.32	0.32	0.50	0.36	0.32	0.49	0.25
L.O.I	2.17	1.92	2.75	1.94	3.14	3.37	3.68	3.57	3.12
Total	97.00	97.60	99.40	97.60	95.20	97.80	98.90	97.70	97.80

Minor and Trace Elements (ppm)									
Sample	T.A.7.8	T.B.1.4	T.B.1.7	T.C.2.1	T.D.1.8	T.D.2.1	T.D.2.3	T.D.3.3	T.D.3.4
V	270	276	327	348	375	393	312	404	311
Co	32	29	53.20	51.50	44.60	44.20	48.00	42.40	56.50
Ni	27.00	24.00	61.00	43.00	34.00	44.00	46.00	35.00	49.00
Cu	31.00	41.00	159.00	46.00	105.00	86.00	19.00	28.00	14.00
Zn	161.00	213.00	276.00	235.00	196.00	151.00	242.00	129.00	197.00
Ga	20.00	20.00	25.00	25.00	24.00	26.00	24.00	30.00	20.00
Rb	16.90	12.40	3.90	18.00	13.60	3.60	4.10	17.70	13.70
Sr	350.00	410.00	680.00	330.00	290.00	280.00	280.00	190.00	410.00
Y	30.30	31.30	28.40	33.40	39.80	32.80	29.90	44.20	23.90
Zr	231.00	234.00	175.00	163.00	252.00	187.00	178.00	273.00	133.00
Nb	28.00	28.00	24.00	16.00	36.00	23.00	20.00	39.00	21.00
Cs	0.60	0.50	0.70	0.20	0.40	1.30	0.30	0.10	0.50
Ba	370.00	510.00	90.00	200.00	200.00	120.00	160.00	450.00	370.00
Hf	6.00	6.00	2.00	2.00	4.00	3.00	2.00	5.00	1.00
Ta	1.70	1.60	1.30	0.80	1.90	1.30	1.10	2.10	1.00
Th	4.50	3.80	3.10	1.60	4.80	3.10	2.20	5.50	2.30
U	1.01	0.92	0.80	0.41	1.14	0.84	0.49	1.24	0.33
Zr/Y	7.62	7.48	6.16	4.88	6.33	5.70	5.95	6.18	5.56
Zr/Nb	8.25	8.36	7.29	10.19	7	8.13	8.9	7	6.33
La/Nb	1.025	0.907	0.883	0.938	0.639	1.043	0.88	0.621	0.790
La/Ta	16.882	15.875	16.308	18.75	12.105	18.461	16	11.524	16.6

Rare Earth Elements (ppm)									
Sample	T.A.7.8	T.B.1.4	T.B.1.7	T.C.2.1	T.D.1.8	T.D.2.1	T.D.2.3	T.D.3.3	T.D.3.4
La	28.70	25.40	21.20	15.00	23.00	24.00	17.60	24.20	16.60
Ce	60.50	55.50	48.10	35.70	53.60	50.40	40.60	58.10	34.00
Pr	7.73	7.20	6.59	5.07	7.68	7.06	5.69	8.16	4.59
Nd	31.10	29.60	26.80	22.30	32.50	28.90	24.80	34.30	18.60
Sm	6.60	6.40	6.10	5.90	7.80	6.80	6.10	8.00	4.20
Eu	2.04	2.10	1.98	2.17	2.23	2.52	2.18	2.41	1.30
Gd	6.84	6.94	6.01	6.61	8.01	6.95	6.43	8.05	4.45
Tb	1.10	1.04	0.91	1.09	1.23	1.11	1.01	1.37	0.69
Dy	6.10	6.12	5.38	6.42	7.48	6.38	5.58	8.09	4.33
Ho	1.23	1.17	1.06	1.25	1.47	1.22	1.11	1.60	0.88
Er	3.19	3.27	2.84	3.24	3.84	3.28	2.95	4.36	2.41
Tm	0.49	0.44	0.39	0.48	0.57	0.47	0.41	0.63	0.33
Yb	2.80	2.80	2.40	2.80	3.30	2.70	2.40	3.80	1.90
Lu	0.48	0.42	0.34	0.39	0.53	0.43	0.33	0.53	0.32

## کتابنگاری

- آیتی، ف.، خلیلی، م.، نقره‌بیان، م. و مکی‌زاده، م. ع.، ۱۳۸۹- ماگماتیسیم سیلورین در ناحیه ایبانه- سه (کاشان- ایران مرکزی)، مجله علوم دانشگاه تهران، دوره: ۳۵، شماره: ۴، صفحات ۲۱ تا ۳۱.
- آیتی، ف.، ۱۳۸۲- داده‌هایی پیرامون ولکانیسم پالتوزویک زیرین در مناطق ایبانه، سه، زفره، باقرآباد و دالمه‌اردکان (ایران مرکزی)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.
- آیتی، ف.، خلیلی، م.، نقره‌بیان، م. و مکی‌زاده، م. ع.، ۱۳۸۲- داده‌های پیرامون ولکانیسم پالتوزویک زیرین در مناطق ایبانه، سه، زفره، باقرآباد و دالمه‌اردکان (ایران مرکزی)، بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، صفحه ۳۰۹.
- بلاغی، ز.، ۱۳۸۷- پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین جنوب بهاباد یزد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، ۲۵۰ صفحه.
- بلاغی، ز.، صادقیان، م.، قاسمی، ح. و خانعلی‌زاده، ع.، ۱۳۸۷- پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین جنوب بهاباد (باقی- یزد)، شانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه گیلان، صفحات ۳۶۷ تا ۳۷۲.
- بلاغی، ز.، صادقیان، م. و قاسمی، ح.، ۱۳۸۹- پروژن سنگ‌های آذرین پالتوزویک زیرین جنوب بهاباد (باقی، ایران مرکزی): شهادی بر ریفت‌زایی، مجله پترولوژی، سال اول، شماره چهارم، زمستان ۱۳۸۹، صفحات ۴۵ تا ۶۴.
- جعفریان، ع.، ر.، ۱۳۸۸- پترولوژی و ژئوشیمی ماگماتیسیم مافیک پالتوزویک زیرین در البرز شرقی، ناحیه شاهرود- خوش‌بیلاق، پایان‌نامه دکتر، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، ۲۹۵ صفحه.
- جعفریان، ع.، ر.، امامی، م. ه. و وثوقی‌عابدینی، م.، ۱۳۸۸- پترولوژی و ژئوشیمی عناصر اصلی مجموعه بازالتی سلطان‌میدان، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، سال ۵، شماره ۴، صفحات ۱ تا ۱۹.
- جولاپور، ع. ا. و گلابتونچی، ا.، ۱۳۷۷- پژوهشی در سنگ‌شناسی و پروژن سنگ‌های آتشفشانی پالتوزویک زیرین البرز خاوری (رهاوردی تازه از سرگذشت پالتوتیس در شمال ایران)، دومین همایش زمین‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، صفحات ۱۳۸ تا ۱۴۱.
- خانعلی‌زاده، ع. و قاسمی، ح.، ۱۳۸۴- پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه تکنونیک توده کوآرتموزونیتی تویه دروار، جنوب غرب دامغان، مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران، صفحات ۵۵۳ تا ۵۶۳.
- درخشی، م.، ۱۳۸۵- پترولوژی، ژئوشیمی و موقعیت چینه‌شناسی سنگ‌های آذرین پالتوزویک زیرین منطقه شیرگشت، شمال غرب طبس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۵۶ صفحه.
- درخشی، م.، قاسمی، ح.، طاهری، ع.، صادقیان، م. و حیدرنیا، ح.، ۱۳۸۵- موقعیت چینه‌شناسی، ژئوشیمی و پروژن سنگ‌های آذرین بازیک پالتوزویک زیرین ناحیه شیرگشت، شمال غرب طبس، دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس، صفحه ۱۰۰.
- صالحیان، ش. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۰- پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین مافیک موجود در شیست‌های گرگان، نوزدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه گلستان، صفحات ۵۰۳ تا ۵۰۷.
- قاسمی، ح. و درخشی، م.، ۱۳۸۷- کانی‌شناسی، ژئوشیمی و نقش فرایند جدایش مکانیکی بلورهای الیون در تشکیل سنگ‌های آذرین پالتوزویک زیرین منطقه شیرگشت؛ شمال غرب طبس، ایران مرکزی، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال شانزدهم، شماره دوم، تابستان ۱۳۸۷، صفحات ۲۰۷ تا ۲۲۴.
- قاسمی، ح. و ناجی، آ.، ۱۳۸۸- پروژن سنگ‌های آذرین پالتوزویک زیرین- میانی بخش‌هایی از ایران مرکزی، مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، صفحات ۳۸۸ تا ۳۹۷.
- قاسمی، ح. و خانعلی‌زاده، ع.، ۱۳۹۱- گرانیتوئید نوع A تویه دروار، جنوب‌باختر دامغان: نشانه‌ای از ماگماتیسیم حوضه کششی پالتوتیس در پالتوزویک زیرین البرز. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیستم، شماره اول، بهار ۱۳۹۱، سال ۲۰- شماره ۱، صفحات ۳ تا ۲۴.
- قوبدل‌سیوکی، م. و حسین‌زاده مقدم، م. س.، ۱۳۸۹- پالینواستراتیگرافی رسوبات پالتوزویک پیشین در جنوب ناحیه فاضل‌آباد (خولین‌دره) جنوب شرق گرگان، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، سال بیست و ششم، شماره پیاپی ۳۸، شماره اول، صفحات ۱ تا ۲۴.
- لاسمی، ی.، ۱۳۷۷- محیط‌های رسوبی سنگ‌های اردوسین ایران (توالی‌های همزمان با ریفت) و تشکیل حاشیه واگرای پالتوتیس، هفدهمین گردهمایی علوم زمین، صفحات ۱۳۷، ۱۵۹ تا ۱۶۰.
- لاسمی، ی.، ۱۳۷۹- رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالتوزویک ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰ صفحه.
- ناجی، آ.، ۱۳۸۳- موقعیت چینه‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین پالتوزویک زیرین منطقه قوشه، جنوب غرب دامغان، ناحیه جام، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۰۱ صفحه.
- هوشمندزاده، ع.، علوی‌نائینی، م. و حقی‌پور، ع.، ۱۳۵۷- تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه تروند (از پرکامبرین تا عهد حاضر)، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸ صفحه.

## References

- Abdel-Rahman, A. M. & Nassar, P. E., 2004- Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. *Geological Magazine*, 141, 545-563.
- Abdel-Rahman, A. M., 2002- Mesozoic volcanism in the Middle East: geochemical, isotopic and petrogenetic evolution of extension-related alkali basalts from central Lebanon. *Geological Magazine*, 139, 621-640.
- Afshar-Harb, A., 1994- Geology of the Kopet Dag region. *Treatise on the geology of Iran*, 11, 275 pp.
- Aharipour, R., Moussavi, M. R., Mosaddegh, H. & Mistiaen, B., 2010- Facies features and paleoenvironmental reconstruction of the Early to Middle Devonian syn-rift volcano-sedimentary succession (Padeha Formation) in the Eastern-Alborz Mountains, NE Iran, *Facies* 56, 279-294, DOI 10.1007/s10347-009-0200-x.

- Ahmadzadeh Heravi, M., 1975- Stratigraphie und Fauna im Devon des ostlichen Elburs (Iran), Clausthaler Geologische Abhandlungen, 23, 1- 114.
- Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran, Geological Society of America Bulletin, 103, 983-992.
- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran, Journal of Geodynamics 21, 1–33.
- Alavi-Naini, M., 1972- Etude geologique de la region de Djam, Geological Survey of Iran, Reports, 23, 1-288.
- Alvaro, J. J., Ezzouhairi, H., Vennin, E., Ribeiro, M. L., Clausen, S., Charif, A., Ait Ayad, N. & Moreira, M. E., 2006- The early-Cambrian Boho volcano of the El Graraa massif, Morocco; Petrology, Geodynamic setting and coeval sedimentation, Journal of African Earth Science 44, 396-410.
- Bagheri, S. & Stampfli, G. M., 2008- The Anarak, Jandaq and Posht-e- Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications, Tectonophysics 451, 123–155.
- Berberian, F. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, Canadian Journal of Earth Science 5, 101–117.
- Bogard, P. J. F. & Warner, G., 2003- Petrogenesis of basanitic to tholiitic volcanic rock from the Miocene Vgelsberg, Central Germany. Journal of Petrology 44, 569-602.
- Boulin, J., 1991- Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys, Tectonophysics 196, 211–268.
- Bozorgnia, F., 1973- Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of central and east Alborz Mountains, Iran, National Iranian Oil Company, Geological Laboratories, 4, 1-185.
- Delaloye, M., Jenny, J. & Stampfli, G., 1981- K-Ar dating in the eastern Elburz (Iran), Tectonophysics, 79, T27-T36.
- Ellam, R. M., 1992- Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. Geology 20, 153-156.
- Frey, F. A., Garcia, M. O., Wise, W. S., Kennedy, A., Gurriet, P. & Albarede, F., 1991- The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrogenesis of tholeiitic and alkalic basalts. Journal of Geophysical Research 96, 14347–14375.
- Ghavidel-syooki, G. & Owens, B., 2007- Palynostratigraphy and palaeogeography of the Padeha, Khoshyeilagh, and Mobarak formations in the eastern Alborz Range (Kopet-Dagh region), northeastern Iran. Revue de micropaléontologie 50, 129-144.
- Ghavidel-Syooki, G., Hassanzadeh, J. & Vecoli, M., 2011- Palynology and isotope geochronology of the Upper Ordovician–Silurian successions (Ghelli and Soltan Maidan Formations) in the Khoshyeilagh area, eastern Alborz Range, northern Iran; stratigraphic and palaeogeographic implications. Review of Palaeobotany and Palynology.
- Ghavidel-Syooki, M., 1994- Biostratigraphy and paleo-biogeography of some Paleozoic rocks at Zagros and Alborz Mountains, Iran Geol Surv Publ, 168 pp.
- Ghavidel-Syooki, M., 1995- Palynostratigraphy and palaeogeography of a Palaeozoic sequence in the Hassanakdar area, Central Alborz Range, northern Iran. Review of Palaeobotany and Palynology 86, 91–109.
- Ghavidel-Syooki, M., 1997- Acritarch biostratigraphy of the Palaeozoic rock units in the Zagros Basin, Southern Iran. In: Fatka, O., Servais, T. (Eds.), Acritarcha in Praha (1996) Proceedings of International Meeting and Workshop: Acta Universitatis Carolinae, Geologica, 40, pp. 385–411.
- Ghavidel-Syooki, M., 2000- Palynostratigraphy and Palaeobiogeography of lower Palaeozoic strata in the Ghelli area, northeastern Alborz Range (Kopet–Dagh Region). Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 11, 305–318.
- Ghavidel-Syooki, M., 2001- Palynostratigraphy and Palaeobiogeography of the Lower Palaeozoic sequence in the Northeastern Alborz Range (Kopet–Dagh Region) of Iran. In: Goodman, D. K., Clarke, R. T. (Eds.), Proceedings of the IX International Palynological Congress Houston, Texas, U.S.A., 1996: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, pp. 17–35.
- Ghavidel-Syooki, M., 2008- Palynostratigraphy and Palaeogeography of the Upper Ordovician Gorgan Schists (Southeastern Caspian Sea), Eastern Alborz Mountain Ranges, Northern Iran, Comunicações Geológicas t. 95, 123-155.
- Ghavidel-Syooki, M., 2009- Palynostratigraphy and paeogeography of Ordovician strata (Abastu and Abarsaj formations) from the southeastern Caspian Sea, northeastern Iran, CIMP Faro 09(2009). U UALG, Faro, PORTUGAL | 23-24 September.
- Ghorbani, G., 2009- Geochemistry of Paleozoic basaltic rocks from north of Shahrood, N Iran, MITT. OSTERR. Miner. Ges. 155.
- Hamdi, B. & Janvier, P., 1981- Some conodonts and fish remains from Lower Devonian (lower part of the Khoshyeylaq Formation) north east Shahrud, Iran, Geological Survey of Iran, Report, 49, 195-210.
- Hart, W. K., Wolde, G. C., Walter, R. C. & Mertzman, S. A., 1989- Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions. Journal of Geophysical Research, 94, 7731-7748.
- Jenny, J., 1977- Géologie et stratigraphie de Elburz oriental entre Aliabad et Shahrud, Iran, Thèse Université de Genève, 238pp.
- Kalfoun, F., Ionov, D. & Merlet, C., 2002- HFSE residence and Nb/Ta ratios in metasomatised, rutile-bearing mantle peridotites. Earth and Planetary Science Letters 199, 49-65.
- Kampunzu, A. B. & Mohr, P., 1991- Magmatic evolution and petrogenesis in the East African rift system. In: Kampunzu, A. B., Labala, R. T. (Eds.), Magmatism in Extensional Structure Settings– The Phanerozoic African Plate, Springer Verlag, Heidelberg, 85–136.
- Kent, R., 1995- Continental and oceanic flood basalt provinces: current and future perspective. In: Srivastava, R. K., Chandra, R. (Eds.), Magmatism in Relation to Diverse Tectonic Settings, A. A. Balkema, Rotterdam, pp. 17–42

- Khanalazadeh, A., Ghasemi, H., Sadeghian, A. & Abedi, A., 2006- Geochemical investigation on quartz- monzonite pluton of Tuye-darvar in eastern Alborz structural zone, Damghan, north-east of Iran, *Geochemica et Cosmochemica Acta*, Vol, 70, Issue, 18, A316.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total Alkali-silica Diagram. *Journal of Petrology* 27, Part 3, 745-750.
- Le Roex, A. P., Dick, H. J. B., Erlank, A. J., Reid, A. M., Frey, F. A. & Hart, S. R., 1983-Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the south west Indian ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees east. *Journal of Petrology* 24, 267-318.
- McKenzie, D. P. & O’Nions, R. K., 1991- Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations *Journal of Petrology* 32, 1021-1091.
- Mitchell, C. H. & Widdowson, M., 1991- A geological map of the southern Deccan Traps, India and its structural implications. *Journal of Geological Society of London* 148, 495-505.
- Nagudi, N., Koberl, Ch. & Kurat, G., 2003- Petrography and geochemistry of the Singo granite, Uganda .and implications for its origin. *Journal of African earth sciences*, 36, pp.1-14.
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 38, 757 – 775.
- Pearce, J. A. & Cann, J. R., 1973- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis, *Earth and Planetary Science Letters* 19, 290-300.
- Pearce, J. A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S (Ed), *Andesites*, Wiley, Chichester, 525-548.
- Rogers, J. J. W. & Rayland, P. C., 1980- Trace elements in continental margin magmatism, Part1. *Geol. Soc. Am. Bull*, 91, 196-198.
- Rogers, J. J. W., Suayah, I. B. & Edwards, J. M., 1984 - Trace elements in continental margin magmatism, Part IV. *Geol. Soc. Am. Bull*, 95, 1437-1445.
- Ruttner, A., Nabavi, M. H. & Hajian, J., 1968- Geology of Shirgesht area (Tabas area, East Iran), *G.S of Iran*. NO.4, 133P.
- Saunders, A. D., Storey, M., Kent, R. & Norry, M. J., 1992- Consequences of plum-lithosphere interactions. In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R. J. (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, Geological Society of London Special Publication 68, pp. 41-60.
- Schandle, E. S. & Gorton, M. P., 2002- Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments .*Economic Geology*, Vol. 97, pp. 629-642.
- Stampfli, G. M., 1978- Etude géologique générale de l’Elburz oriental au S de Gonbad-e-Qabus Iran N-E, These présentée[ la Faculté des Sciences de l’Université de Geneve, 1-329.
- Stampfli, G. M., Raumer, J. F. V. & Borel, G. D., 2002- Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision, In: MARTINEZ CATALAN, J. R., HATCHER, R. D., Jr., ARENAS, R. & DIAZ GARCIA, F. (Eds), *Variscan- Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement*. Geological Society of America, Special Paper, 364, 263-280.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 42, 313-345.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. & Nesbitt, R. W., 1986- Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 29, 293-309.
- Thirwall, F. M., Upton, B. J. & Jenkins, C., 1994- Intraction between continental lithosphere and Iceland plume-Sm-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, Ne Greenland. *Journal of Petrology* 35, 839-879.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N. & Karimi Bavandpur, A., 2005- Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran, part II: northern and central Iran, *Acta Geol Pol* 55, 31-97.
- Widdowson, M., Pringle, M. S. & Fernandez, O. A., 2000- A post K-T Boundary (Early Palaeocene) age for Deccan-type feeder dykes, Goa, India. *Journal of Petrology* 41, 1177-1194.
- Wilson, M., 1989- *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Unwin Hyman, London.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1976- Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks, *Earth and Planetary Science Letters* 28, 459-469.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325-342.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1979- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology* 20, 325-343.
- Zahedi, M., 1973- Etude géologique de la region de soh (W. de I Iran Central), *Geol. Survey of Iran*, No. 27, 197 P.

# Geology and Petrology of the Soltan Maydan Basaltic Complex in North-Northeast of Shahrud, Eastern Alborz, North of Iran

M. Derakhshi <sup>1\*</sup>, H. Ghasemi <sup>2</sup> & T. Sahami <sup>3</sup>

<sup>1</sup> Ph.D. Student, Faculty of Earth Sciences, Shahrud University of Technology, Shahrud, Iran.

<sup>2</sup> Associate Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahrud University of Technology, Shahrud, Iran.

<sup>3</sup> M. Sc., Faculty of Earth Sciences, Shahrud University of Technology, Shahrud, Iran.

Received: 2011 September 03

Accepted: 2012 August 12

## Abstract

The Soltan Maydan Basaltic Complex indicates the most important, thickest, and most voluminous early Paleozoic magmatic activity in Iran outcropping in the eastern Alborz structural zone, in the north-northeast of Shahrud. This complex overlies the late Ordovician Ghelli Formation and is overlain by the early Devonian Padeha Formation. The field evidences show more than 50 lava flows erupting frequently in the sub-aerial and submarine environments. This complex comprises of a continuous fractional spectrum including basalt, basaltic andesite, trachybasalt and basaltic trachyandesite that has undergone medium to high degrees of alteration. The geochemical data and diagrams signify transitional to alkaline nature of the primary magma, genetic relationship among all rocks of this complex due to fractional crystallization, none or weak role of magmatic contamination in magma evolution, and generation of primary magma by 15-17 percent partial melting of an enriched garnet peridotitic mantle source in an intra-continental extensional rift setting. This tectonic setting is concordant with the known extensional rift setting governed on the Alborz and Central Iran zones during the early Paleozoic, especially late Ordovician-Silurian, primary stages of generation and development of the Paleotethys.

**Keywords:** Petrology, Early Paleozoic, Rift, Paleotethys, Basalt, Alborz, Shahrud, Soltan Maydan.

For Persian Version see pages 63 to 76

\*Corresponding author: M. Derakhshi; E-mail: mderakhshi@shahroodut.ac.ir