پتـــــرولوژی، سال پنجم، شماره هجدهم، تابستان ۱۳۹۳، صفحه ۱۰۵-۱۲۲
تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۷/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۱۰/۲۱

# ماگماتیسم اردوویسین-دونین در شمال شاهرود: شاهدی بر کافت‌زایی طولانی مدت پالئوتتیس در البرز شرقی

**مرتضی درخشی و حبیب‌اله قاسمی ***
گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

**چکیده**
یکی از ویژگی‌های واحدهای سنگی اردوویسین تا دونین در نواحی شمال شاهرود، حضور حجم زیادی از سنگ‌های آذرین با ترکیب بازالتی به شکل دایک، سیل و گدازه در درون آنها است. بیشترین حجم این سنگ‌های آذرین به طور عمده در مجموعه بازالتی سلطان‌میدان قرار دارد که با ضخامتی در حدود ۱۰۰۰ متر به شکل جریان‌های متعدد گدازه بازالتی، آگلومرای بازالتی، توف و چندین میان‌لایه رسوبی در بازه زمانی اردوویسین فوقانی تا ابتدای سیلورین پایانی تشکیل شده است. تکتونیک کششی فعال حاکم بر منطقه و ایجاد گسیختگی‌های شدید در سنگ‌کره قاره‌ای در این بازه زمانی منجر به کاهش ناگهانی فشار وارد بر ستون‌های گوشته‌ای درحال صعود و فراهم شدن شرایط برای ذوب بخشی وسیع و ایجاد حجم زیاد ماگمای بازالتی شده است. شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که ماگماهای بازالتی ایجاد شده در بازه زمانی اردوویسین-دونین دارای ماهیت انتقالی تا آلکالن است و از یک ستون گوشته‌ای غنی‌شده درحال صعود در یک جایگاه کششی کافت درون قاره‌ای برخاسته‌اند. ماهیت و جایگاه زمین‌ساختی این ماگماتیسم بازالتی طی پالئوزوئیک زیرین-میانی بیانگر تداوم حرکات کششی طولانی مدت مرتبط با مراحل آغازین کافت‌زایی پالئوتتیس در شمال ایران است.

**واژه‌های کلیدی:** بازالت، پالئوزوئیک زیرین-میانی، کافت درون قاره‌ای، پالئوتتیس، شاهرود، البرز

## مقدمه

در تقسیمات پهنه‌های زمین‌شناسی-ساختاری ایران (Stocklin, 1968) منطقه بررسی شده در بخش غربی پهنه البرز شرقی در مناطق شمال‌شرق تا شمال‌غرب شاهرود (شکل ۱) واقع شده است. کوه‌های البرز که با روند کلی شرقی-غربی در شمال ایران قرار دارد، به طور عمده در نتیجه برخورد ابر قاره‌های گندوانا و اورازیا و پس از بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس شکل گرفته‌اند (Sengör *et al.*, 1988).

یکی از ویژگی‌های منطقه بررسی شده، وجود توالی ضخیمی از نهشته‌های پالئوزوئیک زیرین-میانی مشتمل بر سازندهای لشکرک، قلی، سلطان‌میدان، پادها و خوش‌ییلاق است که حجم

* h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

زیادی از سنگ‌های آذریـن بـا ترکیـب بـازالتی در آنهـا حضـور دارد (شـکل‌هـای ۲ و ۳). حجـم ماگماتیسـم موجـود در تـوالی‌هـای اردوویسـین تـا دونـین در ایـن بخـش از البـرز بــه حــدی اســت کــه در برخــی رخنمــون‌هــا، ضــخامت ســنگ‌هــای آتشفشــانی (رخنمـون سـازند سـلطان‌میـدان در چشـمه سـید در شــمال‌غــرب روســتای قلعــه‌نــوخرقــان در شــمال شــاهرود، شــکل‌هــای ۲ و ۳-B) بــه بــیش از ۱۲۰۰ متر می‌رسد و مـی‌تـوان گفـت کـه شـدیدترین فعالیـت ماگمـایی ایـران طـی پالئوزوئیـک زیـرین تـا میـانی در این بخش از البرز رخ داده است.

در ایـــن پـــژوهش بـــه منظـــور بررســـی دقیـــق ویژگـــی‌هـــای ماگماتیســـم پالئوزوئیـــک زیـــرین-میـــانی (اردوویســـین تـــا دونـــین)، بعـــد از بازدیـــدهای دقیـــق صـحرایی، سـه رخنمـون اصـلی و مناسـب شـامل دره کلـــودر (واقـــع در شـــمال روســـتای نکـــارمن)، دره چشـــمه ســـید (واقـــع در شـــمال‌غـــرب روســـتای قلعه‌نـوخرقـان) و شـرق روسـتای خـوش‌یـیلاق (شـکل ۱) انتخـاب و بررسـی شـده و برداشـت‌هـای صـحرایی از آنها انجـام شـد. نقشـه زمـین‌شناسـی سـاده شـده و ستون چینـه‌شناسـی منـاطق یـاد شـده در شـکل‌هـای ۱ و ۲ آمده است.

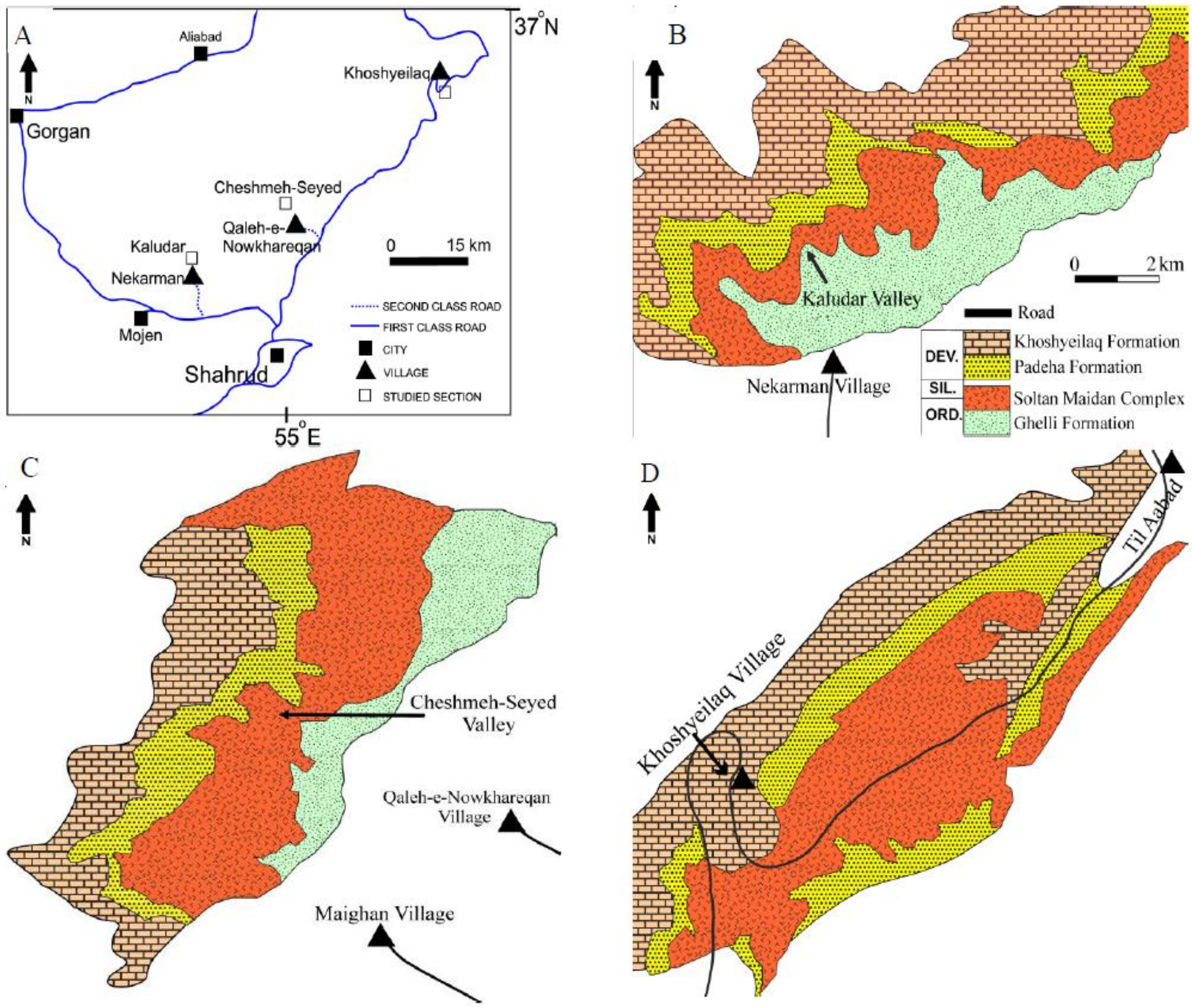
## زمین‌شناسی منطقه

در نـواحی شـمال‌شـرق تـا شـمال‌غـرب شـاهرود (حـد فاصـل بـین روسـتاهای تیـل‌آبـاد در شـرق تـا نکـارمن در غـرب)، رخنمـون‌هـای نـا پیوسـته‌ای از واحـــدهای ســـنگی اردوویســـین تـــا دونـــین شـــامل: ســـازندهای لشـــکرک و قلـــی (Ghavidel-Syooki and Khandabi, 2013؛ Ghasemi and Kazemi, 2013؛ Kazemi, 2013) متعلـــق بـــه اردوویســـین، مجموعـه بـازالتی سـلطان‌میـدان (Jafarian *et al.*, 2010؛ Sahami, 2012) متعلـــق بـــه ســـیلورین و ســـازندهای پادهـــا و خـــوش‌یـــیلاق (Aharipour, 2011؛ Deyhimi, 2013) متعلـــق بـــه دونـــین رخنمون دارد (شـکل‌هـای ۱ و ۳). در ایـن تـوالی‌هـای سـنگی، برونزدهـای بـه نسـبت فراوانـی از سـنگ‌هـای آذریـن بازیـک بـه شـکل دایـک، سـیل و روانـه‌هـای گدازه دیده می‌شود.

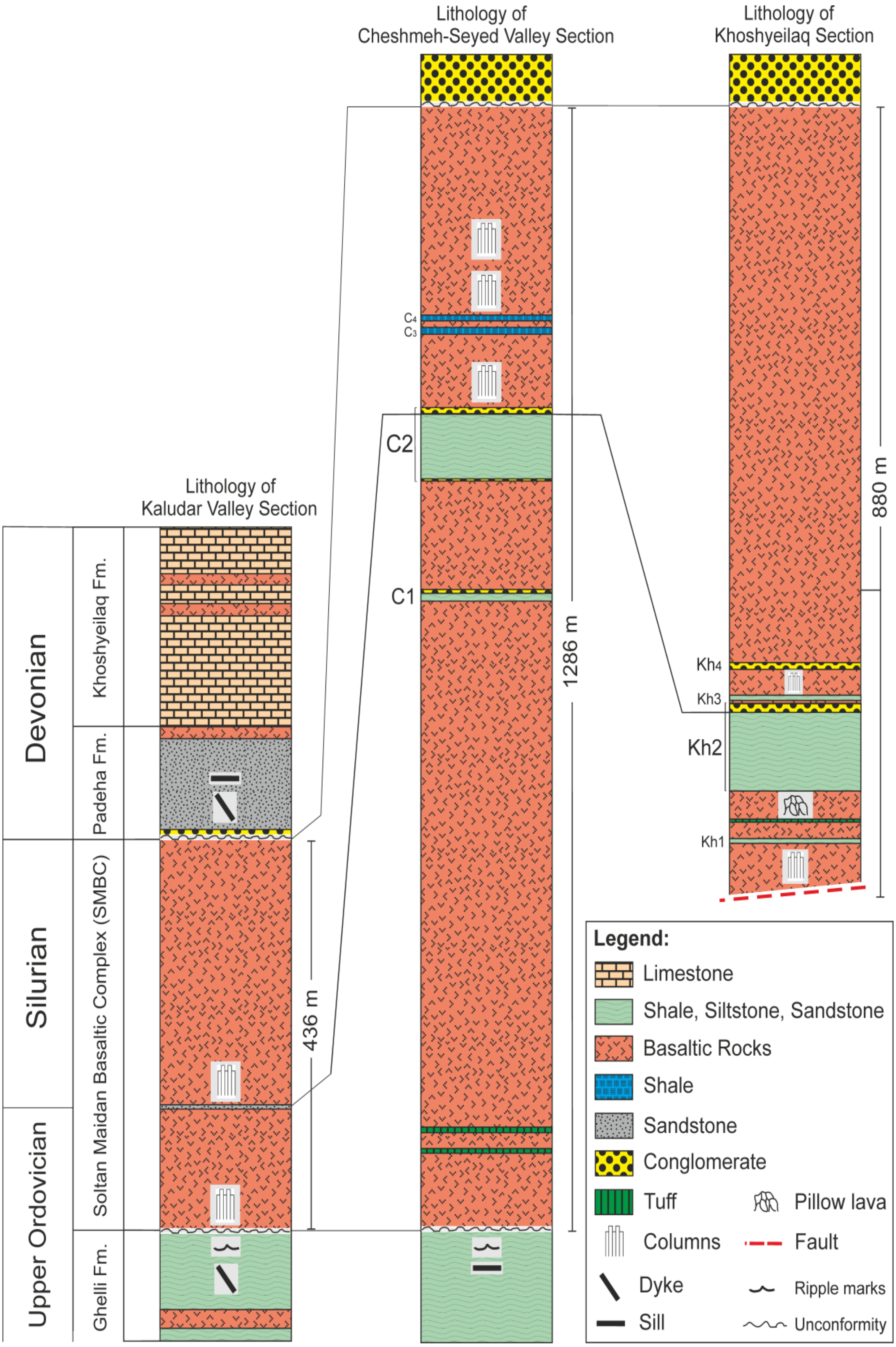
قـدیمی‌تـرین فعالیـت ماگمـایی در منطقـه بررسـی شده را مـی‌تـوان بـه صـورت یـک روانـه‌ای بـازالتی بـه ضـخامت حـدود ۲۰ متـر در سـازند قلـی (بـه سـن اردوویســـین پســـین) در دره کلـــودر واقـــع در شـــمال روســـتای نکـــارمن مشـــاهده نمـــود (شـــکل ۳-A). ویژگی‌های سنگ‌شناسـی، حضـور فـراوان آثـار فسـیلی و سـاخت‌هـای رسـوبی نظیـر: چینـه‌بنـدی متقـاطع و ریپـل‌مـارک، بیـانگر نهشـته شـدن ایـن سـازند در محـیط دریـایی اسـت. بـا توجـه بـه محـیط دریـایی تشـکیل سـازند قلـی و نیـز بافـت بـادامکی بازالـت‌هـا، این گدازه‌ها را باید از نـوع گـدازه‌هـای زیرآبـی در نظـر گرفـت (Ghasemi and Kazemi, 2013). در ایـن بازالـت‌هـا کـه متحمـل درجـات متوسـط تـا شـدید دگرسـانی شـده‌انـد، پلاژیـوکلاز و کلینوپیروکسـن نـوع اوژیـت کـانی‌هـای اصـلی را تشـکیل داده و مهـم‌تـرین کـــانی‌هـــای فرعـــی نیـــز شـــامل: الیـــوین، آپاتیـــت و کـــانی‌هـــای اپـــاک اســـت. بـــه عقیـــده Ghasemi و Kazemi (۲۰۱۳) ایـــن بازالـــت‌هـــا دارای ماهیـــت قلیـایی بـوده و در جایگـاه کافـت درون قـاره‌ای فـوران نمـوده‌انـد. عـلاوه بـر روانـه بـازالتی یـاد شـده، در محـدوده شـمال روسـتای نکـارمن و نیـز شـمال‌غـرب روستای قلعه‌نوخرقان مـی‌تـوان سـیل‌هـا و دایـک‌هـای فراوانی را در بخـش‌هـای فوقـانی سـازند قلـی مشـاهده نمـود کـه حضـور آنهـا در ارتبـاط بـا فعالیـت‌هـای ماگمایی جوان‌تر است.

سـازند قلـی در منطقـه بررسـی شـده بـه وسـیله تـوالی ضـخیمی از سـنگ‌هـای بـازالتی تحـت عنـوان مجموعه بازالتی سلطان‌میـدان پوشـیده مـی‌شـود. ایـن مجموعه حاصل انباشـتگی جریـان‌هـای متعـدد گـدازه

بازالتی، آگلومرای بازالتی، توف و چندین میان‌لایه رسوبی (شامل: شیل و سیلتستون‌های سبز رنگ، ماسه‌سنگ و کنگلومرا) است (شکل ۲) که در طول دوره فعالیت ماگمایی بر روی هم انباشته شده‌اند. ویژگی صفحه‌ای بودن روانه‌های گدازه سبب شده است تا به توان مرز همشیب این روانه‌های گدازه با رسوبات زیرین (سازند قلی)، و نیز پوشیده شدن آن با مرز ناپیوسته فرسایشی (همراه با کنگلومرای قاعده‌ای) توسط سازند پادها را در رخنمون‌های مختلف به وضوح مشاهده نمود (شکل ۳). اندازه‌گیری دقیق ضخامت مجموعه بازالتی سلطان‌میدان در رخنمون‌های مختلف نشان می‌دهد که ضخامت آن در دره کلودر ۴۳۶ متر، در دره چشمه سید ۱۲۸۶ متر و نیز در شرق روستای خوش‌ییلاق حداقل ۸۸۰ متر است (شکل ۲). ویژگی‌های این مجموعه عظیم آتشفشانی و مقایسه آن با فعالیت‌های آتشفشانی مشابهی که طی پالئوزوئیک زیرین در سایر بخش‌های ایران به وقوع پیوسته‌اند باعث می‌شود که به توان آن را نماینده مهم‌ترین، گسترده‌ترین، ضخیم‌ترین و حجیم‌ترین فعالیت ماگمایی پالئوزوئیک زیرین ایران در نظر گرفت.




شکل ۱- A) موقعیت جغرافیایی؛ B) نقشه زمین‌شناسی ساده شده از رخنمون‌های اصلی بررسی شده در محدوده شمال روستای نکارمن؛ C) غرب و شمال‌غرب قلعه نوخرقان؛ D) منطقه خوش‌ییلاق




شکل ۲- ستون چینه‌شناسی واحدهای سنگی اردوویسین تا دونین در رخنمون‌های دره کلودر، دره چشمه سید و شرق روستای خوش‌ییلاق؛ سازندهای قلی، پادها و خوش‌ییلاق بدون مقیاس است.

پتروگرافی این مجموعه بازالتی نشان می‌دهد که کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آن شامل: پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (اوژیت و تیتانواوژیت) بوده و در برخی از روانه‌ها نیز می‌توان الیوین و گاهی ارتوپیروکسن را به صورت کانی‌های فرعی مشاهده نمود. این سنگ‌ها به لحاظ پتروگرافی دارای ترکیب کلی بازالت تا آندزیت بازالتی بوده و کلریتی و اپیدوتی شدن، به ترتیب شایع‌ترین دگرسانی‌های رخ داده در این مجموعه است.

به طور کلی، در نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه و نیز منابع مختلف، سن سنگ‌های آتشفشانی مجموعه بازالتی سلطان‌میدان به سیلورین نسبت داده شده است. همانگونه که در قبل عنوان شد، حضور برخی میان‌لایه‌های رسوبی شیلی سبز رنگ، یکی از ویژگی‌های بیشتر رخنمون‌های این مجموعه بازالتی در منطقه بررسی شده است. شیل‌های موجود در بخش‌های میانی این مجموعه در دره چشمه سید (واحدهای C1 و C2 در شکل ۲ و شکل ۳-C) حاوی پالینومرف‌ها و براکیوپودهایی متعلق به اردوویسین فوقانی، هستند که نشان‌دهنده نهشته شدن آنها در محیط دریایی کم عمق است.

این واحدهای شیلی، در زیر یک واحد کنگلومرایی به ضخامت ۷ متر قرار گرفته‌اند که علاوه بر قطعاتی از ماسه‌سنگ‌ها و بازالت‌های زیرین، حاوی قطعات درشت صورتی و سفید رنگ گرانیتوئیدی است که به عنوان یک لایه کلیدی در بسیاری از رخنمون‌های مجموعه بازالتی سلطان‌میدان حضور دارد (شکل ۲).

به منظور مطالعه پالینومرف‌های موجود در رسوبات شیلی، نمونه‌برداری از دو واحد شیلی C1 و C2 در شمال‌غرب قلعه‌نوخرقان (دره چشمه سید) انجام شد و از آنها تعداد یازده عدد مقطع میکروسکوپی تهیه گردید. بررسی پالینومرف‌های موجود در این شیل‌ها نشان‌دهنده حضور فراوان پالینومرف‌های متعلق به بازه زمانی کیتین-هیرنانتین (Katian-Hirnantian) بوده و تشکیل این واحدهای شیلی را طی اردوویسین فوقانی نشان می‌دهد. تعیین سن انجام شده توسط Ghavidel-Syooki و همکاران (۲۰۱۱) بر روی شیل‌های هم ارز این واحد شیلی در منطقه خوش‌ییلاق (واحد Kh2 در شکل ۲ و شکل ۳-C) نیز نشان‌دهنده نهشته شدن آنها طی اردوویسین فوقانی است. همچنین، مطالعه دقیق یک میان‌لایه شیلی (واحد Kh3 در شکل ۲) واقع در بالای اولین واحد کنگلومرایی حاوی قطعات درشت گرانیتوئیدی در منطقه خوش‌ییلاق توسط Ghavidel-Syooki و همکاران (۲۰۱۱)، نشان‌دهنده سن سیلورین برای آن است. به عقیده ایشان مجموعه بازالتی سلطان‌میدان دارای سنی جوان‌تر از ابتدای سیلورین پایانی نیست.

از آنجایی که واحدهای شیلی مشابهی بر روی افق کنگلومرایی یاد شده در دره چشمه سید حضور دارد (واحدهای C3 و C4 در شکل ۲ و شکل ۳-B) می‌توان با انجام انطباق، سن سیلورین را برای بخش‌های فوقانی توالی سنگی سلطان‌میدان در دره چشمه سید نیز منظور کرد. به دلیل قرار گرفتن در بین دو افق رسوبی حاوی پالینومرف‌های با سن مشخص، می‌توان سن اردوویسین فوقانی تا ابتدای سیلورین پایانی را برای تشکیل این مجموعه بازالتی در نظر گرفت. به این ترتیب، باید کنگلومرای حاوی قطعات

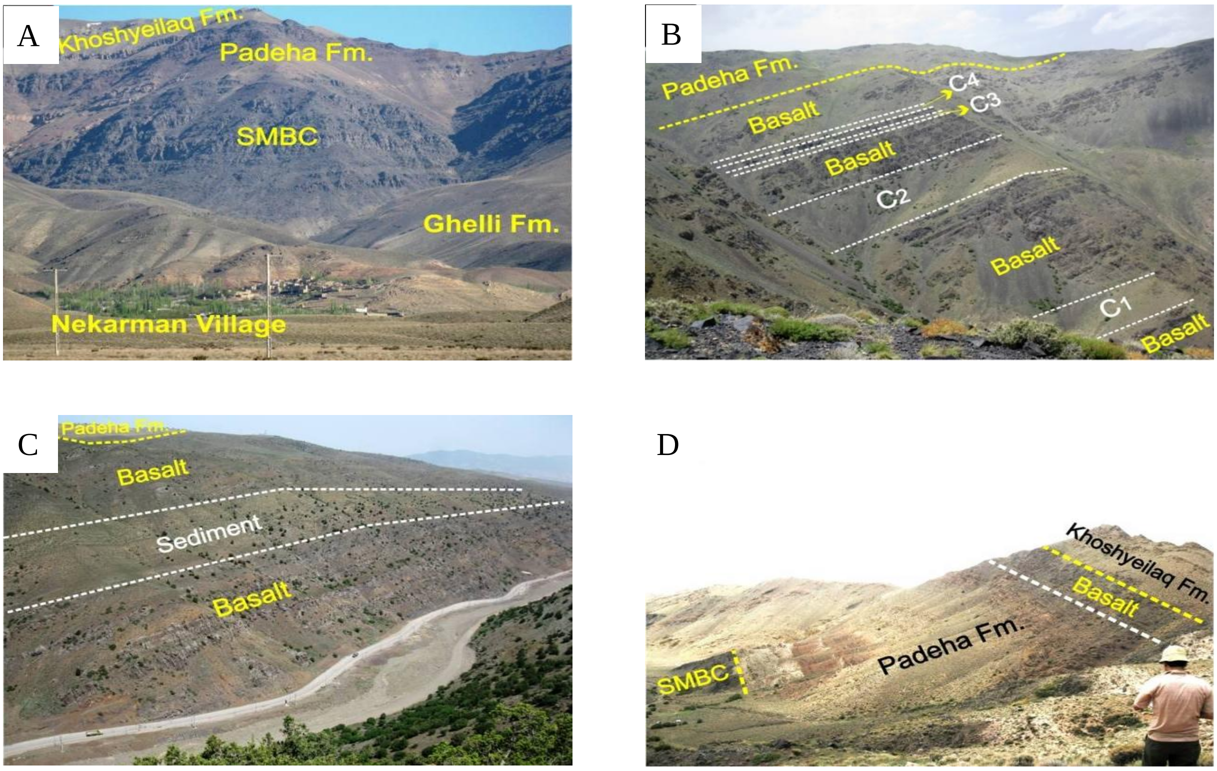
درشـــت گرانیتوئیـــدی کـــه در دره چشـــمه ســـید و منطقــه خــوش‌یــلاق بــه ترتیــب در رأس واحــدهای شــیلی C2 و Kh2 قــرار گرفتــه اســت (شــکل ۲) را مــرز زمــانی گــذر از اردوویســین بــه ســیلورین در مجموعــه بــازالتی ســلطان‌میــدان در نظــر گرفــت. همچنـــین، شـــواهد مختلـــف از قبیـــل حضـــور میان‌لایه‌های شـیلی-سیلتسـتونی سـبز رنـگ و حـاوی پـالینومرف‌هـای دریـایی و براکیوپودهـا، گـدازه‌هـای بالشـی، سـاخت منشـوری و حضـور میـان‌لایـه‌هـای نـازک ماسـه‌سـنگی قرمـز رنـگ رودخانـه‌ای در بخـش‌هـای مختلـف مجموعـه بـازالتی سـلطان‌میـدان بیـانگر تشـکیل ایـن مجموعـه در دو محـیط متفـاوت زیـر آبـی و خشـکی در زمـان‌هـای مختلـف اسـت کـه گویـای وضـعیت نـا آرام منطقـه در خـلال کافـت‌زایـی است.

واحــدهای رســوبی دونـــین در منطقـــه بررســـی شـده شـامل: سـازندهای پادهـا و خـوش‌یـلاق اسـت. سـازند پادهـا بـه سـن دونـین زیـرین-میـانی بـا یـک ناپیوســتگی فرسایشـــی هـــم‌شـــیب و کنگلـــومرای قاعـده‌ای بـر روی مجموعـه بـازالتی سـلطان‌میـدان قــرار گرفتــه و بــا مــرز ناپیوســته فرسایشــی توســط سـازند خـوش‌یـلاق بـه سـن دونـین میـانی-فوقـانی پوشیده مـی‌شـود. تـداوم فعالیـت ماگمـایی بازیـک در منطقـه بررسـی شـده را البتـه بـا حجـم بسـیار کمتـر نسـبت بـه مجموعـه سـلطان‌میـدان، مـی‌تـوان در واحـدهای سـنگی دونـین نیـز مشـاهده کـرد. ایـن سـنگ‌هـای آذریـن بازیـک کـه هماننـد سـنگ‌هـای بـازالتی موجـود در واحـدهای سـنگی قـدیمی‌تـر متحمل درجات دگرسانی متوسط تـا شـدید شـده‌انـد را مـی‌تـوان بـه اشـکال دایـک، سـیل و گـدازه در محــدوده شــمال روســتای نکــارمن و نیــز در شــمال روســتای میغــان بــه خــوبی دیــد (شــکل ۳-D). روانه‌هـای بـازالتی دونـین در دره کلـودر شـامل: یـک روانـه بـه ضـخامت حـدود ۱۵ متـر در سـازند پادهـا و دو روانـه هـر کـدام بـه ضـخامت حـدود ۱۰ متـر در سازند خوش‌ییلاق است (شکل ۲).

ایـــن گـــدازه‌هـــا دارای ترکیـــب بـــازالتی و الیوین‌بازالتی بـوده و دایـک‌هـا و سـیل‌هـا نیـز ترکیـب میکروگـابرویی دارد. همچنـین، روانـه بـازالتی واقـع در شـمال روسـتای میغـان نیـز بـه ضـخامت حـدود ۴۰ متر در فوقانی‌ترین بخش سـازند پادهـا دیـده مـی‌شـود (شـــکل ۳-D). بـــه طـــور کلـــی، پلاژیـــوکلاز و کلینوپیروکسن نـوع اوژیتـی (بـه همـراه تیتـان اوژیـت) کانی‌های اصلی بازالـت‌هـای دونـین منطقـه را تشـکیل داده و مهـم‌تـرین کـانی‌هـای فرعـی آنهـا نیـز الیـوین، آپاتیـت و کـانی‌هـای اپـاک اسـت. بـه نظـر Deyhimi (۲۰۱۳) ایـــن بازالـــت‌هـــا دارای ماهیـــت آلکـــالن و در یـک محـیط کششـی مـرتبط بـا کافـت درون قـاره‌ای فوران نموده‌اند.

## روش انجام پژوهش

بـه منظـور مطالعـه ژئوشـیمی سـنگ‌هـای بـازالتی منطقه بررسـی شـده، تعـداد هفـت نمونـه بـا کمتـرین میـــزان دگرســـانی از بازالـــت‌هـــای موجـــود در ســـازند قلـــی، بیســـت وســـه نمونـــه از بازالـــت‌هـــای مجموعـــه ســـلطان‌میـــدان و ده نمونـــه از بازالـــت‌هـــای موجـــود در ســـازندهای پادهـــا و خـــوش‌یـــیلاق انتخـــاب و در آزمایشـگاه SGS کانـادا بـا روش بسـته ترکیبـی -ICP AES بـــرای عناصـــر اصـــلی، مـــواد فـــرار و برخـــی از عناصـــر نـــادر (شـــامل: Ba، Sr، Y، Zn و Zr) و بـــا روش ICP-MS بـــرای عناصـــر نـــادر خـــاکی و ســـایر عناصر نادر تجزیه شیمیایی شدند (جدول ۱).




شکل ۳-A) نمایی کلی از توالی کامل واحدهای سنگی اردوویسین تا دونین در دره کلودر، واقع در شمال روستای نکارمن؛ مجموعه بازلتی سلطان‌میدان به اختصار به صورت SMBC نشان داده شده است؛ B) نمایی کلی از بخش میانی-فوقانی مجموعه بازالتی سلطان‌میدان و بخش زیرین سازند پادها در دره چشمه سید، واقع در شمال غرب قلعه‌نوخرقان؛ حروف اختصاری C1 تا C4 میان‌لایه‌های رسوبی در بازالت‌های سلطان‌میدان است (توضیحات مربوطه در متن ارایه شده است)؛ C) نمایی کلی از بخش زیرین مجموعه بازالتی سلطان‌میدان در شرق روستای خوش‌ییلاق؛ در این تصویر حضور یک میان‌لایه رسوبی به ضخامت حدود ۱۰۰ متر (واحد Kh2 در توضیحات متن) نمایش داده شده است؛ D) نمایی از مرز ناپیوسته فرسایشی همشیب زیرین و فوقانی سازند پادها به ترتیب با بازالت‌های سلطان‌میدان و سازند خوش‌ییلاق و حضور یک روانه بازالتی به ضخامت حدود ۴۰ متر در فوقانی‌ترین بخش سازند پادها در شمال روستای میغان

جدول ۱- نتایج اولیه و بدون اصلاحات تجزیه شیمیایی سنگ‌های بازالتی در شمال روستای نکارمن، غرب و شمال‌غرب روستای قلعه نوخرقان و شرق روستای خوش‌ییلاق؛ بازالت‌های سازند قلی با نشانه A، بازالت‌های سلطان‌میدان با نشانه S و بازالت‌های دونین با نشانه D ارایه شده‌اند.

| Sample | A1 | A2 | A3 | A4 | A5 | A6 | A7 | S1 | S2 | S3 | S4 | S5 | S6 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 47.7 | 47.7 | 46.9 | 45.7 | 48 | 47.4 | 48.6 | 51.2 | 50.4 | 52.2 | 51.4 | 47.5 | 51.5 |
| MgO | 6.75 | 6.05 | 1.99 | 5.42 | 5.95 | 4.88 | 4.68 | 4.2 | 4.24 | 4.84 | 5.2 | 10.1 | 6.07 |
| $Fe_2O_{3(t)}$ | 12.1 | 11.2 | 13.9 | 13.4 | 11.2 | 12.1 | 13.5 | 13.7 | 12.5 | 11.8 | 11.9 | 12.6 | 9.68 |
| $Al_2O_3$ | 13.5 | 14.9 | 14.7 | 14.3 | 15.1 | 14.8 | 12.9 | 13.3 | 13.3 | 13.2 | 14 | 12.7 | 14.5 |
| CaO | 8.66 | 7.23 | 4.06 | 5.27 | 7.35 | 6.78 | 6.93 | 7.88 | 8.69 | 4.74 | 9.43 | 8.27 | 6.25 |
| $Na_2O$ | 2.7 | 3.5 | 5 | 4.3 | 3.7 | 3.9 | 3.2 | 2.7 | 2.5 | 5.1 | 2.5 | 1.8 | 3.5 |
| $K_2O$ | 1.23 | 2.19 | 2.18 | 1.22 | 1.4 | 1.38 | 0.13 | 0.86 | 0.81 | 0.2 | 0.95 | 0.99 | 1.11 |
| $TiO_2$ | 2.2 | 1.95 | 3.16 | 3.24 | 2.27 | 3.41 | 3.02 | 2.95 | 2.89 | 3 | 2.46 | 1.61 | 1.68 |
| MnO | 0.24 | 0.25 | 0.08 | 0.38 | 0.27 | 0.34 | 0.21 | 0.23 | 0.17 | 0.34 | 0.26 | 0.24 | 0.19 |
| $P_2O_5$ | 0.3 | 0.26 | 0.45 | 0.53 | 0.32 | 0.53 | 0.38 | 0.48 | 0.45 | 0.44 | 0.3 | 0.16 | 0.19 |
| LOI | 2.08 | 2.27 | 5.13 | 3.31 | 2.42 | 2.66 | 2.98 | 1.88 | 2.11 | 2.59 | 1.4 | 3.39 | 3.72 |
| Total | 97.5 | 97.5 | 97.6 | 97.1 | 98.0 | 98.2 | 96.5 | 99.4 | 98.1 | 98.5 | 99.8 | 99.4 | 98.4 |
| Ba | 300 | 600 | 170 | 360 | 470 | 590 | 100 | 350 | 310 | 80 | 250 | 280 | 370 |
| Sr | 340 | 490 | 100 | 280 | 480 | 360 | 250 | 370 | 360 | 280 | 350 | 270 | 440 |
| Hf | 3 | 2 | 5 | 6 | 3 | 6 | 5 | 6 | 6 | 7 | 4 | 2 | 3 |
| Nb | 15 | 13 | 28 | 33 | 14 | 34 | 22 | 33 | 34 | 33 | 19 | 12 | 14 |
| Ni | 78 | 69 | 29 | 30 | 36 | 32 | 29 | 24 | 124 | 33 | 37 | 218 | 55 |
| Rb | 21.8 | 54.5 | 39.9 | 23.2 | 19 | 31.9 | 2.3 | 10.5 | 10.3 | 3.7 | 13.8 | 14.9 | 22.1 |
| Ta | 1 | 0.8 | 1.9 | 2.2 | 0.9 | 2.3 | 1.5 | 2 | 2.1 | 2.1 | 1.1 | 0.7 | 0.9 |

| | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Th | 1.5 | 1.6 | 3 | 4.9 | 1.6 | 4.6 | 3.1 | 5 | 5 | 4.9 | 2.1 | 1.2 | 3.3 |
| U | 0.38 | 0.37 | 0.69 | 1.14 | 0.4 | 1.1 | 0.82 | 1.13 | 1.13 | 1.05 | 0.51 | 0.31 | 0.85 |
| V | 229 | 229 | 313 | 335 | 262 | 337 | 324 | 315 | 318 | 324 | 264 | 221 | 212 |
| Y | 24.7 | 22.1 | 34.8 | 38.1 | 24.9 | 36.5 | 33 | 37.1 | 37.5 | 34.3 | 27.1 | 20.7 | 26 |
| Zr | 154 | 124 | 219 | 264 | 137 | 256 | 204 | 267 | 276 | 271 | 184 | 115 | 157 |
| Co | 43.9 | 42.7 | 22.6 | 40.4 | 39.2 | 37.6 | 37.4 | 36.7 | 30.3 | 38.1 | 38 | 55.3 | 33.8 |
| Cs | 0.5 | 0.5 | 1.5 | 1.1 | 0.5 | 0.4 | 0.9 | 0.6 | 0.3 | 0.2 | 0.2 | 1.3 | 0.9 |
| La | 16.2 | 12.9 | 27.3 | 30.8 | 14.7 | 30.5 | 24.4 | 35.8 | 34.8 | 29.3 | 18.2 | 12.8 | 17.3 |
| Ce | 38.1 | 30.7 | 61 | 69.7 | 33.5 | 70.3 | 52.5 | 76.5 | 76.7 | 67.9 | 42.7 | 28.4 | 40.8 |
| Pr | 5.04 | 4.1 | 7.9 | 9.09 | 4.59 | 9.15 | 6.79 | 9.79 | 9.82 | 8.64 | 5.93 | 3.84 | 5.28 |
| Nd | 21.9 | 18 | 33.5 | 36.5 | 20.3 | 38.5 | 29.8 | 37.4 | 37.1 | 34.2 | 24.3 | 16 | 22.2 |
| Sm | 5.4 | 4.6 | 7.7 | 8 | 5.2 | 8.4 | 7.1 | 8.7 | 8.5 | 7.9 | 6.3 | 4 | 5.5 |
| Eu | 1.83 | 1.5 | 2.08 | 2.34 | 1.8 | 2.5 | 2.62 | 2.53 | 2.64 | 2.08 | 2.2 | 1.47 | 1.79 |
| Gd | 5.55 | 5.04 | 8.02 | 8.02 | 5.46 | 8.32 | 7.45 | 8.8 | 8.6 | 8.03 | 6.8 | 4.45 | 5.81 |
| Tb | 0.84 | 0.74 | 1.22 | 1.26 | 0.85 | 1.26 | 1.17 | 1.31 | 1.38 | 1.17 | 1 | 0.72 | 0.89 |
| Dy | 4.78 | 4.41 | 6.8 | 7.02 | 4.98 | 7.23 | 6.46 | 7.65 | 7.61 | 6.89 | 5.59 | 4.53 | 5.46 |
| Ho | 0.95 | 0.83 | 1.4 | 1.46 | 0.99 | 1.43 | 1.31 | 1.48 | 1.49 | 1.35 | 1.07 | 0.85 | 1.07 |
| Er | 2.34 | 2.24 | 3.52 | 3.73 | 2.37 | 3.75 | 3.29 | 4.09 | 4.08 | 3.88 | 3 | 2.19 | 2.77 |
| Tm | 0.32 | 0.3 | 0.47 | 0.52 | 0.3 | 0.49 | 0.44 | 0.55 | 0.54 | 0.46 | 0.4 | 0.25 | 0.38 |
| Yb | 1.9 | 1.9 | 3.1 | 3.3 | 1.9 | 3.1 | 2.8 | 3.5 | 3.4 | 2.9 | 2.3 | 1.7 | 2.3 |
| Lu | 0.23 | 0.26 | 0.42 | 0.47 | 0.26 | 0.44 | 0.38 | 0.46 | 0.46 | 0.4 | 0.31 | 0.26 | 0.31 |

ادامه جدول ۱- ...

| Sample | S7 | S8 | S9 | S10 | S11 | S12 | S13 | S14 | S15 | S16 | S17 | S18 | S19 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 50.8 | 48.5 | 55.2 | 49.9 | 48.5 | 49.4 | 50.6 | 49.5 | 48.4 | 48.8 | 49.5 | 50.9 | 49.9 |
| MgO | 6.37 | 6.1 | 4.23 | 3.98 | 3.96 | 5.75 | 5.34 | 4.5 | 5.84 | 6.63 | 6.31 | 4.88 | 5.72 |
| $Fe_2O_{3(t)}$ | 11.9 | 12.5 | 8.38 | 14.2 | 14.9 | 12 | 13.5 | 13.6 | 11.7 | 11.7 | 11.3 | 10.9 | 12.6 |
| $Al_2O_3$ | 13.6 | 13.5 | 14.2 | 12.4 | 12.8 | 13.3 | 12.8 | 13 | 14.3 | 13.5 | 13.5 | 14.8 | 13.2 |
| CaO | 8.09 | 8.03 | 4.01 | 7.78 | 7.07 | 7.46 | 6.16 | 6.76 | 7.9 | 9.18 | 8.2 | 7.14 | 8.22 |
| $Na_2O$ | 3 | 2.6 | 5.9 | 2.9 | 2.7 | 3.3 | 3.4 | 3.9 | 3.5 | 2.7 | 3.3 | 2.8 | 2.6 |
| $K_2O$ | 0.83 | 1.26 | 0.18 | 0.43 | 1.24 | 0.92 | 1 | 0.66 | 1.1 | 0.77 | 1.17 | 1.5 | 0.82 |
| $TiO_2$ | 2.1 | 2.07 | 2.8 | 2.99 | 3.34 | 2.24 | 2.53 | 2.8 | 2.31 | 2.03 | 1.89 | 1.95 | 2.1 |
| MnO | 0.23 | 0.22 | 0.16 | 0.26 | 0.19 | 0.2 | 0.3 | 0.2 | 0.25 | 0.18 | 0.17 | 0.19 | 0.21 |
| $P_2O_5$ | 0.21 | 0.19 | 0.29 | 0.48 | 0.48 | 0.25 | 0.26 | 0.38 | 0.27 | 0.21 | 0.2 | 0.22 | 0.21 |
| LOI | 2.66 | 2.61 | 2.92 | 2.56 | 2.44 | 2.34 | 2.36 | 2.73 | 2.88 | 1.99 | 2.53 | 2.38 | 2.23 |
| Total | 99.8 | 97.6 | 98.3 | 97.9 | 97.6 | 97.2 | 98.3 | 98.0 | 98.5 | 97.7 | 98.1 | 97.7 | 97.8 |
| Ba | 240 | 640 | 60 | 270 | 300 | 250 | 290 | 160 | 310 | 210 | 310 | 340 | 220 |
| Sr | 410 | 340 | 300 | 350 | 280 | 320 | 280 | 210 | 440 | 310 | 350 | 320 | 290 |
| Hf | 3 | 3 | 5 | 5 | 5 | 4 | 4 | 7 | 4 | 3 | 3 | 4 | 3 |
| Nb | 14 | 14 | 20 | 30 | 29 | 17 | 19 | 38 | 20 | 13 | 13 | 18 | 14 |
| Ni | 68 | 38 | 70 | 14 | 6 | 67 | 39 | 42 | 68 | 90 | 70 | 36 | 53 |
| Rb | 18.2 | 22.7 | 3 | 7.1 | 16.6 | 19.8 | 19.7 | 14.7 | 26.7 | 13.5 | 20.6 | 26.6 | 13 |
| Ta | 0.8 | 0.9 | 1.2 | 2.1 | 1.9 | 1.1 | 1.1 | 2.3 | 1.1 | 0.7 | 0.7 | 1 | 0.8 |
| Th | 1.6 | 1.7 | 2.3 | 4 | 3.9 | 2 | 2.1 | 4.8 | 1.7 | 1.2 | 1.4 | 3 | 1.4 |
| U | 0.51 | 0.3 | 0.62 | 1.04 | 0.87 | 0.58 | 0.59 | 1.26 | 0.49 | 0.32 | 0.46 | 0.81 | 0.35 |
| V | 253 | 258 | 312 | 268 | 311 | 274 | 307 | 295 | 284 | 246 | 246 | 241 | 267 |
| Y | 26.8 | 28.1 | 34.5 | 36.1 | 36.6 | 28.7 | 30.4 | 37.5 | 25.6 | 24.3 | 23.5 | 28.4 | 26.1 |
| Zr | 153 | 151 | 204 | 254 | 235 | 177 | 188 | 288 | 176 | 148 | 136 | 171 | 152 |
| Co | 41.8 | 43.9 | 68 | 34.6 | 39 | 40.7 | 43.2 | 38 | 41.6 | 44.1 | 39.7 | 37.9 | 42.5 |
| Cs | 0.2 | 0.7 | 0.1 | 0.3 | 0.1 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 1 | 0.2 | 0.5 | 0.4 | 0.2 |
| La | 14.2 | 14 | 17.2 | 32.8 | 30.6 | 18.8 | 20.1 | 40.9 | 18.7 | 14.7 | 14.4 | 21.3 | 16.5 |
| Ce | 32.4 | 32.2 | 43.8 | 71 | 66.5 | 43.4 | 44 | 86.8 | 42.7 | 33.9 | 32.9 | 47 | 37.1 |
| Pr | 4.46 | 4.49 | 5.97 | 9.18 | 8.68 | 5.81 | 6.21 | 10.8 | 5.61 | 4.87 | 4.69 | 6.28 | 5.12 |
| Nd | 18.5 | 18.8 | 23.5 | 35.9 | 34.2 | 24.2 | 25 | 40.3 | 23 | 20 | 18.8 | 24.3 | 21.1 |
| Sm | 4.9 | 5.7 | 7 | 8.3 | 8.5 | 6 | 6.5 | 9.2 | 5.6 | 5.1 | 5 | 6.5 | 5.5 |
| Eu | 1.8 | 1.74 | 2.5 | 3.12 | 2.75 | 2.11 | 2.19 | 3.02 | 1.85 | 1.8 | 1.68 | 2.07 | 1.89 |
| Gd | 5.77 | 6.07 | 7.19 | 8.92 | 8.06 | 6.53 | 6.79 | 9.32 | 6.14 | 5.43 | 4.91 | 6.21 | 5.71 |
| Tb | 0.94 | 0.96 | 1.18 | 1.38 | 1.32 | 1.04 | 1.11 | 1.3 | 0.94 | 0.86 | 0.81 | 0.96 | 0.92 |
| Dy | 5.62 | 5.62 | 6.87 | 7.36 | 7.6 | 6.13 | 6.46 | 7.56 | 5.19 | 5.18 | 4.92 | 5.71 | 5.28 |
| Ho | 1.03 | 1.1 | 1.38 | 1.46 | 1.48 | 1.13 | 1.23 | 1.54 | 0.98 | 1.07 | 0.93 | 1.17 | 1.07 |
| Er | 2.8 | 2.85 | 3.29 | 3.79 | 3.71 | 3.14 | 3.3 | 4.15 | 2.8 | 2.65 | 2.73 | 2.96 | 2.48 |
| Tm | 0.34 | 0.41 | 0.48 | 0.48 | 0.54 | 0.41 | 0.45 | 0.56 | 0.39 | 0.34 | 0.33 | 0.45 | 0.36 |
| Yb | 2.1 | 2.4 | 2.6 | 3 | 3.2 | 2.5 | 2.7 | 3.4 | 2.2 | 1.9 | 2 | 2.5 | 2.2 |
| Lu | 0.3 | 0.33 | 0.38 | 0.45 | 0.49 | 0.31 | 0.34 | 0.47 | 0.27 | 0.32 | 0.29 | 0.31 | 0.33 |

ادامه جدول ۱- ...

| Sample | S20 | S21 | S22 | S23 | D1 | D2 | D3 | D4 | D5 | D6 | D7 | D8 | D9 | D10 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 49.4 | 55 | 48 | 52.4 | 45.6 | 47.7 | 44.3 | 46.4 | 45 | 47.8 | 44.3 | 47.9 | 46.3 | 46.4 |
| MgO | 5.87 | 3.64 | 4.78 | 4.37 | 2.94 | 3.42 | 5.12 | 6.85 | 5.03 | 5.34 | 4.72 | 4.18 | 6.11 | 4.86 |
| $Fe_2O_{3(t)}$ | 11.3 | 11 | 14.7 | 11 | 11.9 | 12.2 | 16.1 | 10.6 | 13.4 | 12.1 | 14.1 | 13.7 | 11.9 | 13.8 |
| $Al_2O_3$ | 13.4 | 13.4 | 12.6 | 14.4 | 15.2 | 15.1 | 13.3 | 14.4 | 13.2 | 13.2 | 13.2 | 13.7 | 14.1 | 13.3 |
| CaO | 7.76 | 6.69 | 9.03 | 6.67 | 8.75 | 7.84 | 7.21 | 7.9 | 8.67 | 5.87 | 7.78 | 6.77 | 9.45 | 6.76 |
| $Na_2O$ | 4.3 | 2.9 | 2.3 | 4.4 | 3 | 3.2 | 2.3 | 3.2 | 3.5 | 3 | 4.1 | 3.5 | 2.8 | 3.1 |
| $K_2O$ | 0.34 | 1.64 | 0.13 | 0.95 | 1.09 | 1.03 | 0.52 | 0.8 | 0.98 | 1.03 | 0.54 | 1.46 | 0.78 | 1.09 |
| $TiO_2$ | 1.83 | 2.07 | 3.16 | 1.74 | 2.86 | 2.84 | 2.96 | 2.1 | 3.42 | 3.13 | 3.68 | 2.73 | 2.32 | 3.16 |
| MnO | 0.19 | 0.16 | 0.22 | 0.19 | 0.19 | 0.13 | 0.24 | 0.23 | 0.2 | 0.14 | 0.22 | 0.2 | 0.16 | 0.13 |
| $P_2O_5$ | 0.16 | 0.23 | 0.41 | 0.25 | 0.42 | 0.44 | 0.66 | 0.22 | 0.92 | 0.75 | 1.05 | 0.37 | 0.2 | 0.76 |
| LOI | 2.84 | 1.7 | 2.46 | 2.16 | 5.27 | 3.26 | 3.75 | 4.57 | 3.12 | 3.93 | 2.57 | 1.76 | 2.52 | 2.96 |
| Total | 97.4 | 98.4 | 97.8 | 98.5 | 97.2 | 97.2 | 96.5 | 97.3 | 97.4 | 96.3 | 96.3 | 96.3 | 96.6 | 96.3 |
| Ba | 90 | 390 | 110 | 450 | 430 | 410 | 270 | 200 | 320 | 370 | 180 | 350 | 180 | 380 |
| Sr | 240 | 300 | 270 | 340 | 730 | 740 | 310 | 230 | 460 | 300 | 420 | 210 | 250 | 310 |
| Hf | 3 | 4 | 5 | 5 | 6 | 6 | 4 | 4 | 5 | 5 | 5 | 5 | 4 | 4 |
| Nb | 12 | 17 | 29 | 20 | 38 | 38 | 25 | 17 | 35 | 34 | 36 | 33 | 18 | 34 |
| Ni | 41 | 27 | 27 | 40 | 66 | 62 | 74 | 69 | 25 | 12 | 21 | 23 | 56 | 10 |
| Rb | 5.8 | 38.1 | 1.1 | 15 | 25.9 | 24 | 10.7 | 14.4 | 15.3 | 20.7 | 11.1 | 32.4 | 15 | 22.4 |
| Ta | 0.6 | 1.1 | 1.8 | 1.2 | 2.4 | 2.4 | 1.6 | 1.2 | 2.3 | 2.1 | 2.1 | 2.1 | 1.1 | 3.3 |
| Th | 1.5 | 4.9 | 2.6 | 2.4 | 3.7 | 3.8 | 2.2 | 1.8 | 2.6 | 3.4 | 2.7 | 3.6 | 1.9 | 3.4 |
| U | 0.38 | 1.29 | 0.62 | 0.63 | 0.82 | 0.79 | 0.49 | 0.39 | 0.7 | 0.75 | 0.7 | 0.8 | 0.41 | 0.74 |
| V | 233 | 259 | 325 | 174 | 142 | 148 | 231 | 257 | 292 | 216 | 299 | 297 | 287 | 216 |
| Y | 23.8 | 31.1 | 34.4 | 31.3 | 23.6 | 24.1 | 31.9 | 22.5 | 33.1 | 34.8 | 35.7 | 35.6 | 24.4 | 35.1 |
| Zr | 129 | 190 | 212 | 204 | 208 | 212 | 171 | 141 | 204 | 173 | 205 | 200 | 137 | 173 |
| Co | 38.5 | 32 | 37.5 | 28.8 | 47 | 43.4 | 48 | 46.3 | 36.7 | 36.4 | 35.7 | 43.9 | 46.2 | 36.1 |
| Cs | 0.2 | 0.4 | 0.8 | 0.2 | 0.3 | 0.4 | 0.2 | 0.6 | 0.4 | 1.2 | 0.4 | 0.5 | 0.4 | 0.9 |
| La | 13.6 | 28.1 | 27.9 | 23.3 | 33 | 34 | 25.4 | 15.8 | 30.6 | 31.9 | 34.6 | 26.8 | 15.8 | 32.4 |
| Ce | 30 | 57.4 | 62.2 | 51.3 | 69.4 | 70.7 | 57.4 | 34.9 | 68.5 | 67 | 75.4 | 57.7 | 35.9 | 67.6 |
| Pr | 4.25 | 7.44 | 8.17 | 6.9 | 9.06 | 9.11 | 7.76 | 4.58 | 9 | 8.81 | 9.86 | 7.38 | 4.73 | 8.74 |
| Nd | 17.5 | 27.7 | 33.3 | 26.8 | 38.1 | 37.6 | 34 | 19.7 | 38.9 | 36.1 | 41.9 | 31.4 | 20 | 36.3 |
| Sm | 4.7 | 6.9 | 8.2 | 7.3 | 8.2 | 8.2 | 7.9 | 4.8 | 8.6 | 8.3 | 9.2 | 7 | 5.1 | 8.1 |
| Eu | 1.7 | 2.04 | 2.78 | 2.32 | 2.78 | 2.87 | 2.91 | 1.71 | 3.11 | 3.12 | 3.29 | 2.32 | 1.74 | 3.08 |
| Gd | 5.1 | 6.84 | 8.63 | 7.96 | 7.43 | 7.57 | 8.27 | 5.05 | 8.46 | 8.51 | 9.29 | 7.94 | 5.3 | 8.27 |
| Tb | 0.76 | 1.06 | 1.29 | 1.14 | 1.04 | 1.01 | 1.18 | 0.78 | 1.24 | 1.24 | 1.29 | 1.21 | 0.82 | 1.18 |
| Dy | 5.06 | 6.3 | 7.21 | 6.93 | 5.44 | 5.26 | 6.86 | 4.53 | 6.9 | 7.07 | 7.31 | 7.07 | 4.69 | 6.97 |
| Ho | 0.91 | 1.21 | 1.43 | 1.34 | 0.88 | 0.91 | 1.22 | 0.86 | 1.31 | 1.36 | 1.43 | 1.4 | 0.89 | 1.35 |
| Er | 2.4 | 3.47 | 3.84 | 3.38 | 2.29 | 2.3 | 3.37 | 2.31 | 3.45 | 3.71 | 3.72 | 3.8 | 2.67 | 3.72 |
| Tm | 0.34 | 0.5 | 0.47 | 0.52 | 0.27 | 0.23 | 0.4 | 0.27 | 0.43 | 0.49 | 0.46 | 0.49 | 0.32 | 0.47 |
| Yb | 2.1 | 2.7 | 3.1 | 2.9 | 1.7 | 1.7 | 2.7 | 2 | 2.9 | 3.2 | 3.1 | 3.4 | 2.2 | 3 |
| Lu | 0.28 | 0.39 | 0.46 | 0.37 | 0.27 | 0.23 | 0.34 | 0.27 | 0.4 | 0.45 | 0.43 | 0.46 | 0.3 | 0.41 |

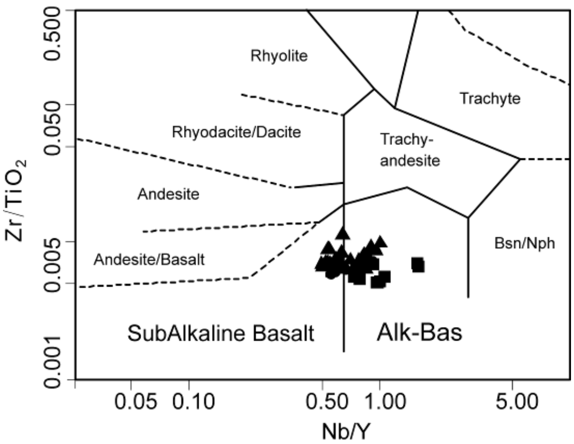
## ژئوشیمی

در نمودار $Zr/TiO_2$ در برابر Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977) نمونه‌های بازالتی دونین منطقه در محدوده بازالت‌های آلکالن و نمونه‌های اردوویسین و سیلورین در هر دو محدوده آلکالن و ساب‌آلکالن، با تمایل بیشتر به سمت آلکالن قرار می‌گیرد (شکل ۴). قرارگیری نمونه‌های اردوویسین و سیلورین در محدوده بیان شده می‌تواند بیانگر ماهیت انتقالی تا کمی آلکالن آنها باشد. حضور به نسبت بالای تیتانیم با مقادیر متوسط ۲/۹۱، ۲/۴۵ و ۳/۱۳ درصد وزنی به ترتیب در بازالت‌های سازندهای قلی، سلطان‌میدان، پادها و خوش‌ییلاق، با ماهیت آنها به طور کامل سازگار است. به طوری که بازالت‌های دونین که از نوع آلکالن است نسبت به سایر بازالت‌های منطقه حاوی مقادیر تیتانیم بالاتری نیز هست. همچنین، مقادیر نه چندان بالای Co، MgO و Ni در نمونه‌های منطقه (جدول ۱) بیانگر توقف این ماگماها در آشیانه‌های ماگمایی و تحمل تبلور تفریقی، قبل از صعود نهایی آنها به سطح

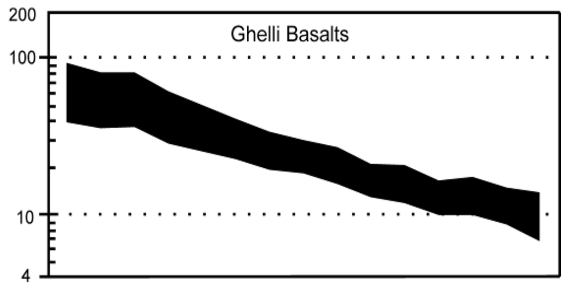
زمین است.

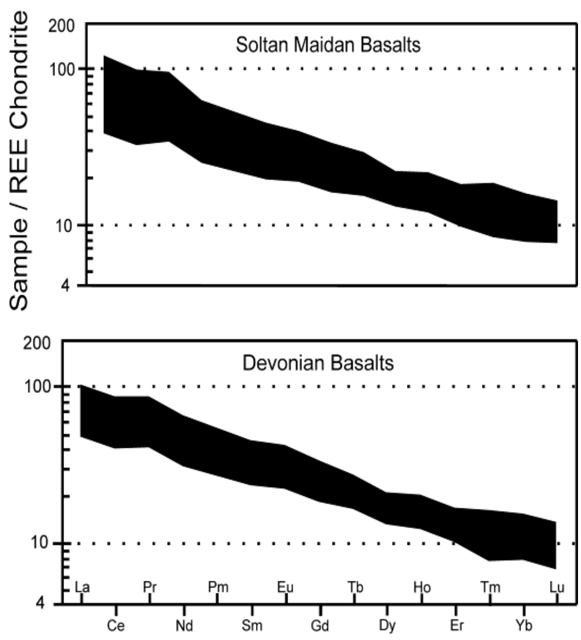
الگـــوی بهنجارســـازی عناصـــر کمیـــاب خـــاکی ســـنگ‌هـــای منطقـــه نســـبت بـــه مقـــادیر کنـــدریتی Nakamura (۱۹۷۴) نشـان‌دهنـده غنـی‌شـدگی تمـامی این عناصر نسبت بـه مقـادیر کنـدریتی اسـت (شـکل ۵). الگـوی تقریبـاً مشـابه نمونـه‌هـای منطقـه بـر روی ایـن نمودار می‌توانـد بیـانگر شـباهت‌هـایی در زایـش و تحـول ماگمای تشکیل‌دهنده این بازالت‌ها باشد.

به منظور تعیـین میـزان آلایـش پوسـته‌ای و نقـش آن در تحـول ماگماهـای تشـکیل‌دهنـده سـنگ‌هـای منطقـه، از نسـبت‌هـای عناصـر کمیـاب ارایـه شـده توسـط Hart و همکـاران (۱۹۸۹) اسـتفاده شـده اسـت. بـر ایـن اسـاس، نسـبت La/Nb بیشـتر از ۱/۵ و La/Ta بیشـتر از ۲۲ نشـان‌دهنـده آلایـش ماگمـا بـا ترکیبـات پوسـته‌ای اسـت. پـایین‌تـر بـودن ایـن نسـبت‌هـا از مقـادیر ارایـه شـده بـرای ماگماهـای بـازالتی آلایـش یافتـه (جـدول ۱) نشـان‌دهنـده عـدم آلایـش یـا آلایـش بسـیار نـاچیز ماگمـای تشـکیل‌دهنـده سـنگ‌هـای منطقـه بـا ترکیبـات پوسته‌ای در حین صعود است.




شکل ۴- طبقه‌بنـدی ژئوشـیمیایی نمونـه‌هـای منطقـه بررسـی شـده بـر اسـاس نمـودار طبقـه‌بنـدی $Zr/TiO_2$ در برابـر Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977). در تمـامی شـکل‌هـا بازالـت‌هـای سازند قلـی بـا نشـانه ●، بازالـت‌هـای سـلطان‌میـدان بـا نشـانه ▲ و بازالت‌های دونین با نشانه ■ نمایش داده شده‌اند.




شـکل ۵- نمودارهـای بهنجـار شـده نمونـه‌هـای منطقـه شـمال شـاهرود نسـبت بـه مقـادیر کنـدریتی (Nakamura, 1974)

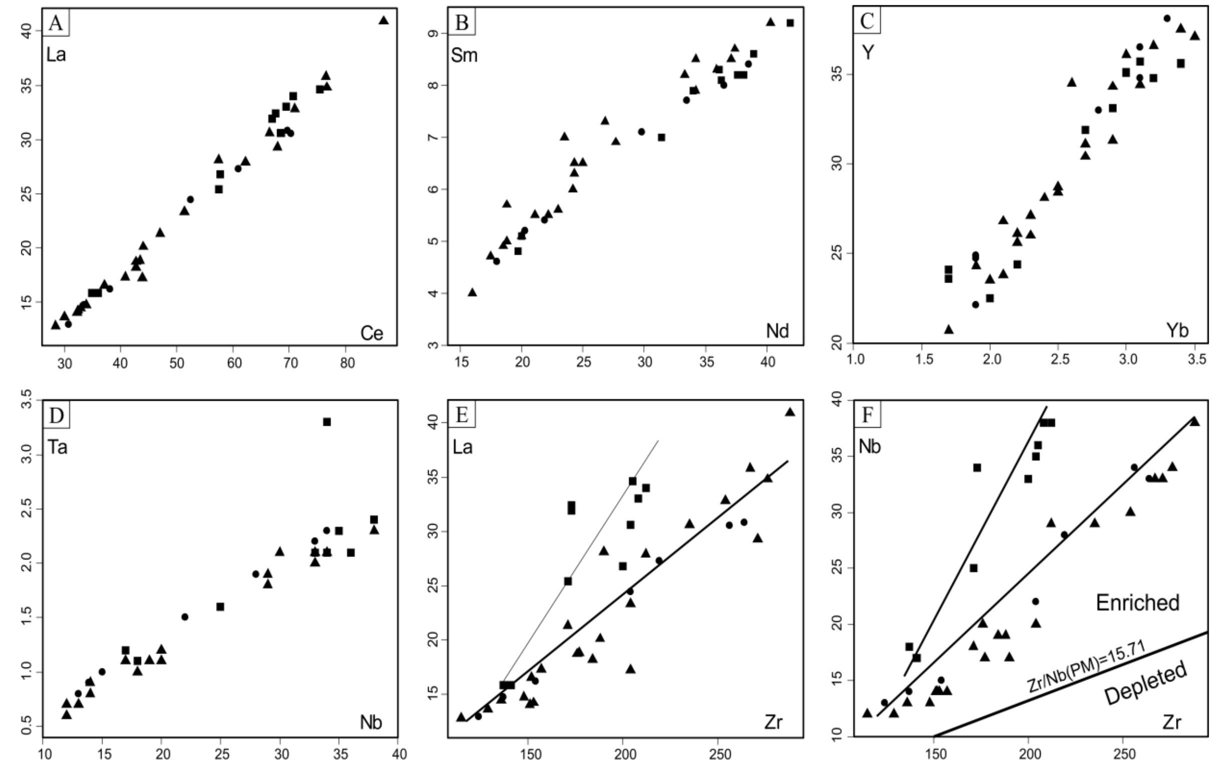
به منظور نمایش ویژگی‌های ژئوشیمیایی محل منشأ و نحوه ارتباط زایشی نمونه‌های منطقه با یکدیگر، از نمودارهای دو متغیره‌ای که نشان‌دهنده نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار است، استفاده شد (شکل ۶). به دلیل این که نمونه‌های منطقه متحمل دگرسانی شده‌اند، سعی شده است از عناصر کمیابی استفاده شود که در برابر فرآیندهای ثانویه کمترین تحرک را داشته و نتایج قابل قبولی را ارایه دهد. همان‌گونه که در شکل ۶ (A تا F) دیده می‌شود، تغییرات جفت عناصر La-Ce، Sm-Nd، Ta-Nb و Y-Yb که در فازهای جامد دارای ضرایب جدایش نزدیک به یکدیگر است، بر روی نمودارهای تغییرات روندی تقریباً خطی نشان می‌دهد. با توجه به نقش نداشتن و یا نقش بسیار ناچیز آلایش پوسته‌ای در تحول ماگماهای تشکیل‌دهنده سنگ‌های منطقه و نیز اینکه فرآیندهایی نظیر تبلور تفریقی قادر به ایجاد تغییرات در نسبت‌های یاد شده نیست، روندهای خطی مشاهده شده را باید حاصل منشأگیری این ماگماها از منابعی با ویژگی‌های ژئوشیمیایی تقریباً مشابه دانست. با این وجود، بالاتر بودن مقادیر عناصر Ce، La، Nb، Nd، Sm، Ta، Y و Yb در بازالت‌های دونین (جدول ۱ و شکل ۶) می‌تواند نشان‌دهنده غنی‌تر بودن محل منشأ این بازالت‌ها و یا عمق بیشتر تشکیل آنها نسبت به بازالت‌های اردوویسین و سیلورین باشد.

همچنین، در نمودارهای نسبت La-Zr و Nb-Zr دو روند جداگانه برای نمونه‌های منطقه قابل تشخیص است (شکل ۶-E و F). به طوری که بازالت‌های سازند قلی و نیز بازالت‌های سلطان‌میدان دارای روند تقریباً خطی و مشابهی است، اما نمونه‌های دونین روند متفاوتی را نشان می‌دهد. با توجه به ناسازگاری بیشتر La و Nb نسبت به Zr و حساسیت بیشتر آنها به درجه ذوب بخشی، روند متفاوت و نیز نسبت بیشتر این عناصر نسبت به Zr را می‌توان به علت درجه ذوب کمتر ماگمای اولیه تشکیل‌دهنده بازالت‌های دونین نسبت به بازالت‌های اردوویسین و سیلورین دانست. همچنین، استفاده از نسبت مقادیر Zr در برابر Nb امکان تعیین میزان غنی‌شدگی محل منشأ این بازالت‌ها را فراهم می‌سازد. به عقیده Sun و McDonough (۱۹۸۹) نسبت Zr به Nb کمتر از ۱۵/۷۱ در بازالت‌ها، بیانگر منشأگیری آنها از یک منبع غنی‌شده است. با توجه به کمتر بودن این نسبت در نمونه‌های منطقه از مقدار بیان شده، بنابراین، یک منشأ اولیه غنی‌شده برای ماگمای سازنده آنها قابل تصور است (شکل ۶-F). محل قرارگیری نمونه‌های منطقه بر روی شکل ۶ نیز تأیید کننده منشأ اولیه غنی‌شده‌تر بازالت‌های دونین نسبت به بازالت‌های قدیمی‌تر منطقه است.

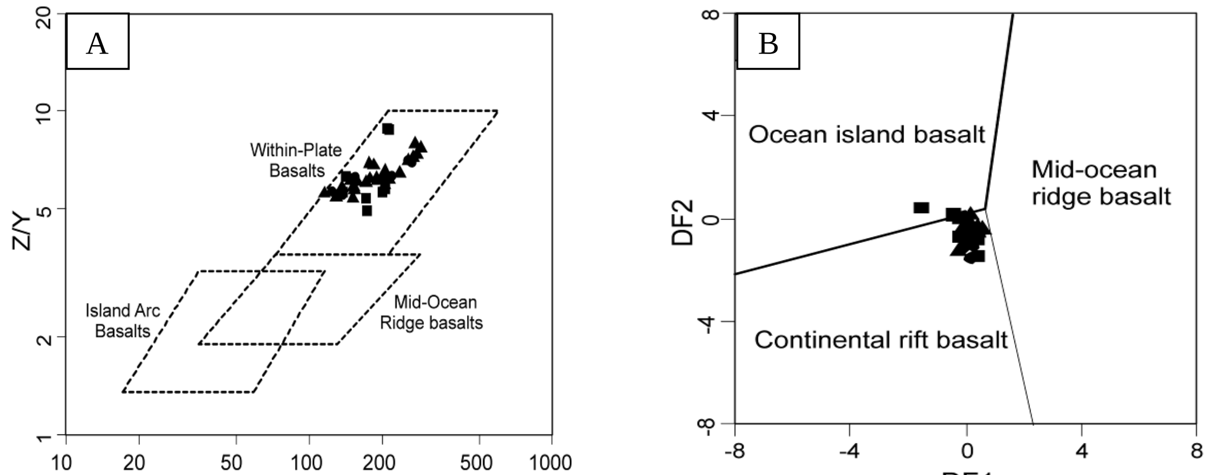
به منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی ماگمای سازنده بازالت‌های منطقه، از نمودارهای Pearce و Norry (۱۹۷۹) و Agrawal و همکاران (۲۰۰۸) استفاده شده است. همان‌گونه که در این نمودارها دیده می‌شود (شکل ۷) تمامی نمونه‌های بازالتی اردوویسین تا دونین منطقه بررسی شده، در قلمرو محیط درون ورقه‌ای و به طور ویژه در جایگاه کافت درون قاره‌ای قرار می‌گیرد. قرارگیری بازالت‌های منطقه در محدوده دورن قاره‌ای با ماهیت ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها و نیز نوع کانی‌های مشاهده شده در مطالعات پتروگرافی کاملاً سازگار است.

نظر به این که تشکیل ماگماهای بازالتی در محیط‌های درون ورقه‌ای به طور معمول ناشی از بالا آمدن و ذوب بخشی ستون‌های گوشته‌ای است؛ بنابراین، ارتباط نمونه‌های منطقه با این ستون‌ها بر اساس نسبت‌های Nb/Y در برابر Zr/Y (Fitton *et al.*, 1997) بررسی شد. همان طور که

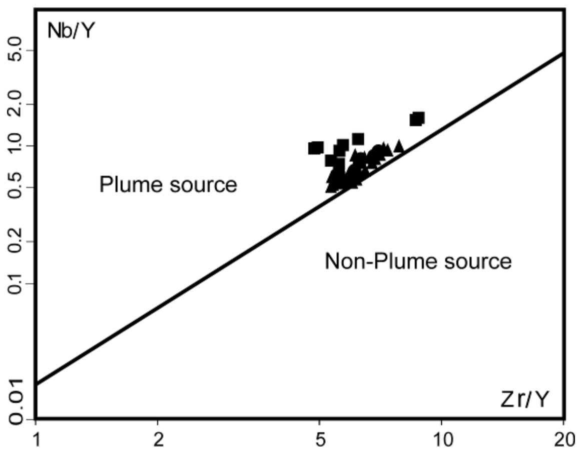
در شکل ۸ دیـده مـی‌شـود تمـامی نمونـه‌هـای منطقـه در محدوده ستون‌های گوشـته‌ای قـرار مـی‌گیـرد. ایـن امـر بـا جایگـاه درون ورقـه‌ای تشـکیل آنهـا کـاملاً متناسب اسـت. همچنـین، نمـودار تعیـین عمـق محـل منشـأ ماگماهـای تشـکیل‌دهنـده بازالـت‌هـای منطقـه (شـکل ۹) گویـای ذوب بخشـی و جـدایش مـذاب از سـتون گوشـته‌ای درحـال صـعود در اعمـاق حـدود ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری است.



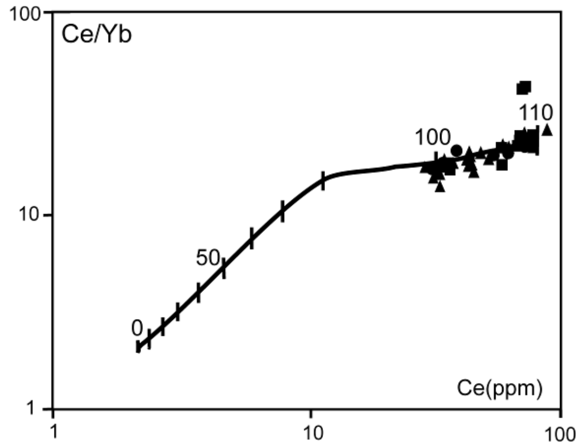

شکل ۶- نمودارهای تغییرات عناصر ناسـازگار بـرای سـنگ‌هـای بـازالتی منطقـه بررسـی شـده؛ مقـادیر ارایـه شـده بـرای عناصـر کمیـاب بـر حسب ppm است.




شکل ۷- موقعیت نمونـه‌هـای بـازالتی موجـود در سـازند قلـی، بازالـت‌هـای سـلطان‌میـدان و بازالـت‌هـای دونـین منطقـه بررسـی شـده روی نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی؛ A) از Pearce و Norry (۱۹۷۹) و B) از Agrawal و همکاران (۲۰۰۸)




شکل ۸- موقعیت بازالت‌های منطقه بر روی نمودار Nb/Y در برابر Zr/Y (Fitton *et al.*, 1997).




شکل ۹- موقعیت بازالت‌های منطقه بر روی نمودار Ce/Yb در برابر Ce (Ellam, 1992).

## بحث

بــه عقیــده Alavi (۱۹۹۶) پهنــه البــرز طــی پرکامبرین پایانی تـا اردوویسـین، یـک حوضـه رسـوبی کـم عمـق سـکوی قـاره‌ای بـوده و از اردوویسـین متحمـل کشـش و شکسـتگی و رخـداد کافـت‌زایـی شـده است. بررسـی‌هـای پژوهشـگران مختلـف نشـان می‌دهـد کـه ورقـه ایـران طـی پالئوزوئیـک در حاشـی شـمالی ابـر قـاره گنـدوانا قـرار داشـته اسـت (Berberian and King, 1981؛ Stampfli, 1996؛ Ghavidel-Syooki and Owens, 2007؛ Ghavidel-Syooki *et al.*, 2011؛ Nowrouzi *et al.*, 2013). بـه عقیـده Cocks و Torsvik (۲۰۰۲) پهنـه‌هـای البـرز، ایـران مرکـزی، سـنندج-سـیرجان و زاگـرس طـی اردوویسـین پایـانی تـا دونـین پایـانی در عرض‌هـای جغرافیـایی ۱۵ تـا ۳۰ درجـه جنـوبی واقـع بوده‌اند.

ماهیـت انتقـالی تـا آلکـالن بازالـت‌هـای منطقـه و نیـز جایگـاه کافـت درون قـاره‌ای تشـکیل آنهـا طـی اردوویسین تا دونـین، نشـان‌دهنـده برقـراری و تـداوم شـرایط کشـش قـاره‌ای (کافـت‌زایـی) دراز مـدت در ایـن بخـش از البـرز اسـت. جایگـاه کششـی و درون قـاره‌ای تشـکیل ایـن بازالـت‌هـا، حضـور ناپیوسـتگی‌هـای متعـدد همشـیب و فرسایشـی در کنـار نبـودن ناپیوسـتگی زاویـه‌دار بـین واحـدهای سنگی منطقـه طـی اردوویسـین تـا دونـین از شـواهد حـاکم بـودن حرکـات تکتونیـک قـائم (شـاقولی) در ایـن بخـش از البـرز اسـت. همچنـین، تعیـین سـن ایزوتـوپی انجـام شـده توسـط Ghavidel-Syooki و همکـاران (۲۰۱۱) بـر روی قطعـات گرانیتـی درشـت و صـورتی رنـگ واحـد کنگلـومرایی درون مجموعـه سـلطان‌میـدان، نشـان‌دهنـده سـن تشـکیل ۶/۴ ± ۴۳۴/۴ میلیـون سـال بـرای تـوده گرانیتـی اولیـه اسـت. نظـر بـه اینکـه تمـام مراحـل انجمـاد نهـایی ماگمـای گرانیتـی در داخـل زمـین تـا رخنمـون یـافتن و فرسـایش و رسـوبگذاری قطعـات آن در سـطح زمـین بـه صـورت کنگلـومرا، در یـک بـازه زمـانی کوتـاه در خـلال تشـکیل مجموعـه بـازالتی سـلطان‌میـدان انجـام شـده اسـت؛ بنـابرین، وجـود حرکـات قـائم، بـالازدگی سـریع و فرسـایش شـدید کـه از نشـانه‌هـای رخـدادهای کافـت‌زایـی هستند، تأیید می‌شود.

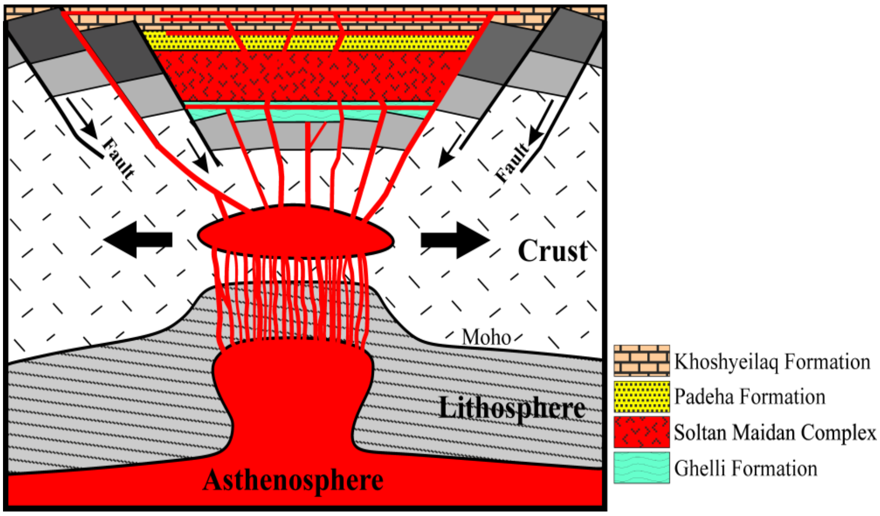
تـاکنون مقـالات و گـزارش‌هـای متعـددی در ارتبـاط بـا ماگماتیسـم کششـی درون قـاره‌ای طـی پالئوزوئیـک زیـرین-میـانی در بخـش‌هـای مختلـف

ایـران نظیـر: شیرگشـت در طـبس (Ghasemi and Derakhshi, 2008)، ابیانـه-سُـه در کاشـان (Ayati *et al.*, 2010)، دره جهـــق در کاشــان (Tabatabaeimanesh *et al.*, 2008)، پـل خاونـد در جنـوب شـرق انـارک (Torabi and Hashemi, 2010)، جنـوب بهابـاد (Balaghi *et al.*, 2011)، تویـه-دروار در دامغـان (Ghasemi and Khanalizadeh, 2012) و ابرسـج در شـمال شـاهرود (Ghasemi and Kazemi, 2013) انتشـار یافتـه اسـت. مقایسـه حجـم و ضـخامت زیـاد مجموعـه بـازالتی سـلطان‌میـدان نسـبت بـه سـایر فعالیـت‌هـای ماگمـایی همزمـانی کـه در بخـش‌هـای مختلـف ایـران به وقوع پیوسـته اسـت، نشـان مـی‌دهـد کـه بایـد ایـن مجموعـه بـازالتی را بـه عنـوان حجـیم‌تـرین و عظـیم‌تـرین فعالیـت ماگمـایی پالئوزوئیـک و بـه ویـژه پالئوزوئیـک زیـرین-میـانی ایـران در نظـر گرفـت. همچنـین، بررسـی پـالینومرف‌هـای موجـود در میـان لایه‌های شیلی مجموعـه بـازالتی سـلطان‌میـدان نشـان می‌دهـد کـه بـر خـلاف تصـور موجـود مبنـی بـر سـن سـیلورین ایـن مجموعـه کـه در نقشـه‌هـای زمـین‌شناسـی و منـابع مختلـف آمـده اسـت، سـن صـحیح و دقیـق آن اردوویسـین فوقـانی تـا ابتـدای سیلورین پایانی است.

بازشـدگی و تکامـل اقیـانوس پـالئوتتیس در شمال ایـران طـی پالئوزوئیـک، سـبب شـده اسـت کـه ماگماتیسـم اردوویسـین میـانی-دونـین در البـرز و بسـیاری از نقـاط ایـران مرکـزی توسـط افـراد مختلـف بـه عنـوان مراحـل کافـت‌زایـی ایـن اقیـانوس تفسـیر شـود (Berberian and King, 1981؛ Alavi, 1996؛ Lasemi, 2001؛ Bagheri and Stamppfli, 2008؛ Ghasemi and Derakhshi, 2008؛ Karimpour *et al.*, 2010). همچنـین، ویژگـی‌هـای رخسـاره‌هـای رسـوبی و محـیط تشـکیل آنها در این بـازه زمـانی نیـز تـداوم شـرایط کافـت‌زایـی پـالئوتتیس در بخـش‌هـای مختلـف ایـران را تأییـد می‌کنـد. بـه طـوری کـه Lasemi (۲۰۰۱) سـنگ‌هـای اردوویسـین و سـیلورین ایـران شـامل: سـازندهای شیرگشـت، لشـکرک، قلـی و نیـور و هـم ارزهـای آنهـا را رخساره‌های همزمـان بـا تشـکیل کافـت پـالئوتتیس مـی‌دانـد. پـژوهش‌هـای Nowrouzi و همکـاران (۲۰۱۳) بـر روی رسـوبات سـازند نیـور در ایـران مرکـزی نیـز بیـانگر تشـکیل آنهـا در سـاحل حاشـیه غیـر فعـال پـالئوتتیس طـی سـیلورین اسـت. Aharipour و همکـاران (۲۰۱۰) نیـز سـازوکار تشـکیل تـوالی رسـوبی سـازند پادهـا در منطقـه بررسـی شـده را شـامل الگـوی پرشـدگی در یـک حوضـه کـافتی در حـال فرونشسـت و در ارتبـاط بـا تشکیل پالئوتتیس دانسته‌اند.

Karimpour و همکـاران (۲۰۱۰) سـیلورین را زمـان شـروع بـاز شـدگی پـالئوتتیس، و دونـین پایـانی را زمـان شـروع فـرورانش ورقـه اقیانوسـی پـالئوتتیس بـه زیـر ورقـه تـوران مـی‌داننـد. ایـن اقیـانوس در نهایـت بـا فـرورانش بـه سـمت شـمال و بـه زیـر حاشـیه جنـوبی تـوران در تریـاس فوقـانی بسـته شـده اسـت (Alavi, 1996؛ Stampfli, 1996؛ Bagheri and Stamppfli, 2008؛ Karimpour *et al.*, 2010). اگرچـه، ویژگـی‌هـای ماگماتیسـم منطقـه بررسـی شـده نشـان‌دهنـده تـداوم شـرایط کششـی از اردوویسـین میـانی تـا انتهای دونـین اسـت، امـا شـاید بـازه زمـانی تشـکیل مجموعـه بـازالتی سـلطان‌میـدان (اردوویسـین فوقـانی تـا ابتـدای سـیلورین پایـانی) را بایـد نقطـه عطفـی در ایـن چرخـه طـولانی مـدت کافـت‌زایـی دانسـت. بـه طـوری کـه گسـترش، ضـخامت و حجـم زیـاد ایـن ماگماتیسـم نشـان‌دهنـده ارتبـاط زمـانی نزدیـک تشـکیل آن بـا مراحـل آغـازین کافـت‌زایـی پـالئوتتیس اسـت. در واقـع، نیـروی محرکـه خـروج حجـم عظـیم ماگمـای بـازالتی سـلطان‌میـدان را

می‌توان در گسیختگی شدید و عمیق سنگ‌کره قاره‌ای دانست که به کاهش ناگهانی و محسوس فشار وارد بر گوشته، بالاآمدگی ستون‌های گوشته‌ای و فراهم شدن شرایط لازم برای ذوب بخشی و ایجاد حجم زیاد ماگمای بازالتی منجر شده است (شکل ۱۰). به علاوه، آلکالن‌تر بودن ماهیت بازالت‌های دونین و نیز وجود اندکی تفاوت در روند ژئوشیمیایی آنها نسبت به بازالت‌های قدیمی‌تر را می‌توان در ارتباط با کاهش کشش حاکم بر منطقه و منشأگیری احتمالی ماگما از اعماق بیشتر و درجه کمتر ذوب بخشی دانست. از سوی دیگر، ماهیت ساب‌آلکالن و انتقالی سنگ‌های بازالتی اردوویسین و سیلورین را علی‌رغم وجود محیط کششی درون قاره‌ای و انتظار حضور ماگماهای با آلکالینیته بالا، می‌توان به کشش‌های شدیدتر پوسته، بالازدگی سریع‌تر و بروز ذوب بخشی درجه بالاتر در عمق کمتر، نسبت داد.




شکل ۱۰- مدل زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین-میانی در البرز شرقی

## نتیجه‌گیری

شواهد صحرایی نشان‌دهنده ماگماتیسم فعال بازالتی در بخش غربی البرز شرقی طی اردوویسین تا دونین است. اوج این فعالیت ماگمایی طی اردوویسین فوقانی تا ابتدای سیلورین پایانی و همزمان با تشکیل مجموعه بازالتی سلطان‌میدان به وقوع پیوسته است. ضخامت و گسترش زیاد این مجموعه بازالتی در منطقه بررسی شده به حدی است که می‌توان فعالیت ماگمایی مرتبط با تشکیل آن را به عنوان شدیدترین فعالیت ماگمایی پالئوزئیک زیرین و میانی در ایران در نظر گرفت.

بررسی‌های پتروگرافی نشان‌دهنده ترکیب تقریباً مشابه و نزدیک بازالت‌های اردوویسین تا دونین در منطقه بررسی شده است. به طوری که پلاژیوکلاز و اوژیت کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را تشکیل داده و مهم‌ترین کانی‌های فرعی شامل: الیوین، آپاتیت و کانی‌های اپاک است. نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی و تکتونوماگمایی نیز نشان‌دهنده ماهیت انتقالی تا آلکالن بازالت‌های اردوویسین و سیلورین و ماهیت آلکالن بازالت‌های دونین است و تشکیل همه این بازالت‌ها از اعماق حدود ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری در یک محیط کششی کافت درون

قـارهای را نشـان مـیدهـد. همچنـین، بـر اسـاس ایـن نمودارهـا بازالـتهـای منطقـه از منبـع پلـومهـای گوشـتهای غنـیشـده منشـأ گرفتـه و در حـین صـعود متحمـــل آلایـــش ماگمـــایی نشـــدهانـــد. حضـــور ناپیوسـتگیهـای متعـدد همشـیب و فرسایشـی و عـدم وجـود ناپیوسـتگی زاویـهدار در تـوالی واحـدهای سـنگی اردوویسین تا دونین بـه همـراه جایگـاه کششـی منطقـه بررسی شده نیـز شـاهدی بـر تکتونیـک فعـال منطقـه و عملکرد حرکات قـائم در ایـن ایـن بـازه زمـانی اسـت. بـا توجه به این کـه اقیـانوس پـالئوتتیس طـی پالئوزوئیـک زیـرین و میـانی در بخـشهـای شـمالی البـرز در حـال شـکلگیـری بـوده اسـت و نیـز نزدیکـی موقعیـت جغرافیـایی منطقـه بررسـی شـده بـه موقعیـت قـدیمی ایـن اقیـانوس، فـوران طـولانی مـدت بازالـتهـای بـا ماهیـت آلکـالن و انتقـالی تـا آلکـالن و جایگـاه کششـی درون قـارهای آنهـا را بایـد در ارتبـاط بـا مراحـل کافتزایی این اقیانوس دانست.

## سپاسگزاری

نگارنـدگان از صـندوق حمایـت از پژوهشـگران معاونـت علمـی ریاسـت جمهـوری (طـرح پژوهشـی شـماره ۹۰۰۰۴۸۹۳) و دانشـگاه صـنعتی شـاهرود بـه خـاطر حمایـتهـای مـادی و معنـوی از انجـام ایـن پـژوهش تشـکر مـینماینـد. همچنـین، از اسـتاد ارجمند جناب آقـای دکتـر محمـد قویـدل سـیوکی بـه خـاطر راهنمـاییهـای ارزنـده در شناسـایی و تعیـین سن پالینومرفها سپاسگزاری میشود.

## منابع


Agrawal, S., Guevara, M. and Verma, S. P. (2008) Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. International Geology Review 50(12): 1057-1079.

Aharipour, R. (2011) Microfacies, sedimentary environment and sequence stratigraphy of Devonian strata (Padeha and Khoshyeilagh formations) in the east Alborz. PhD thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian).

Aharipour, R., Moussavi, M. R., Mosaddegh, H. and 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(2): 279-294.

Alavi, M. (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. Journal of Geodynamics 21(1): 1-33.

Ayati, F., Khalili, M., Noghreyan, M. and Mackizade, M. A. (2010) The Silurian magmatism in the Abyane-Soh area (Kashan-Central Iran). Journal of Science, University of Tehran 35(4): 21-31 (in Persian).

Bagheri, S. and Stamppfli, 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.

Balaghi, Z., Sadegheian, M. and Ghasemi, H. (2011) Petrogenesis of the lower Paleozoic igneous rocks, south of Bahabad (Bafq, Central Iran): implication for rifting. Petrology 1(4): 45-64 (in Persian).

Berberian, F. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 5(2): 101-117.

Cocks, L. R. M. and Torsvik, T. H. (2002) Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review. Journal of Geological Society of London 159(6): 631-644.

Deyhimi, M. (2013) Petrology and geochemistry of Devonian basic magmatism in Padha and Khoshyeilagh formations, north of Shahrood. MSc thesis, Shahrood University of Thechnology, Shahrood, Iran (in Persian).

Ellam, R. M. (1992) Lithosperic thickness as a control on basalt geochemistry. Geology 20(2): 153-156.

Fitton, J. G., Saunders, A. D., Norry, M. J., Hardarson, B. S. and Taylor, R. N. (1997) Thermal and chemical structure of the Iceland plume. Earth and Planetary Science Letters 153(3): 197-208.

Ghasemi, H. and Derakhshi, M. (2008) Mineralogy, geochemistry and role of olivine mechanical separation in generation of lower Paleozoic igneous rocks in Shirgesht area, NW of Tabas, Central Iran. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 16(2): 207-224 (in Persian).

Ghasemi, H. and Kazemi, Z. (2013) Tectonic setting and source characteristics of the Abarsej formaion igneous rocks (upper Ordovician), eastern Alborz, north of Shahrood. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 21(2): 347-370 (in Persian).

Ghasemi, H. and Khanalizadeh, R. (2012) Toye-Darvar A-type granitoid southwest of Damghan: constrains on the Paleotethyan extentional basin of lower Paleozoics in Alborz. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 20(1): 3-24 (in Persian).

Ghavidel-Syooki, M. and Khandabi, M. (2013) Palynostratigraphy and paleogeography of Lashkarak and Ghelli formations in Abarsej area, northwest of Shahrood. Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches 28(4): 35-58 (in Persian).

Ghavidel-Syooki, M. and 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 micropal´eontologie 50(1): 129-144.

Ghavidel-Syooki, M., Hassanzadeh, J. and 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 164(3-4): 251-271.

Hart, W. K., Wolde, G. C., Walter, R. C. and Mertzman, S. A. (1989) Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions. Journal of Geophysical Research 94(B6): 7731-7748.

Jafarian, A., R. Emami, M. H. and Vosoughi-Abedini, M. (2010) Major elements petrology and geochemistry of Soltan Maidan basaltic Suite. Journal of Applied Geology 5(4): 1-19 (in Persian).

Karimpour, M. H., Stern, C. R. and Farmer, G. L. (2010) Zircon U-Pb geochronology, Sr-Nd isotope analyses, and petrogenetic study of the Dehnow diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-Tethys), NE Iran. Journal of Asian Earth Sciences 37(4): 384-393.

Kazemi, Z. (2013) Petrology, geochemistry and characteristics of source's of Ordovician igneous rocks in Abarsaj formation, Shahrood. MSc thesis, Shahrood University of Thechnology, Shahrood, Iran (in Persian).

Lasemi, Y. (2001) Facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy of the Upper Pre-Cambrian and Paleozoic rocks of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).

Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta 38(5): 757-775.

Nowrouzi, Z., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Mahmudy Gharaie, M. H. and Ghaemi, F. (2014) Petrography and geochemistry of Silurian Niur sandstones, Derenjal mountains, east Central Iran: implications for tectonic setting, provenance and weathering. Arabian Journal of Geosciences 7(7): 2793-2813.

Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology 69(1): 33-47.

Sahami, T. (2012) Geology and petrogenesis of Soltan Maidan basalts in Negarman and Abarsej areas, north of Shahrood. MSc thesis, Shahrood University of Thechnology, Shahrood, Iran (in Persian).

Sengör, A. M. C., Altmer, D., Cin, A., Ustaömer, T. and Hsü, K. J. (1988) Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana land. Geological Society of London Special Publication 37: 119-181.

Stampfli, G. M. (1996) The intra-Alpine terrain: a Paleo-Tethyan remnant in the Alpine variscides. Eclogae Geologicae Helvetiae 89(1): 13-42.

Stocklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. American Association of Petroleum Geologists 52(7): 1229-1258.

Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the ocean basins (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication 42(1): 313-345. Geological Society, London

Tabatabaeimanesh, S. M., Mirlouhi, A. S., Safaei, H. and Torabi, G. (2008) Gochemistry and tectonic setting of early Paleozoic volcanic rocks in Jahagh valley (south of Kashan). Journal of Science (Kharazmi University) 8(3): 241-254 (in Persian).

Torabi, G. and Hashemi, F. (2010) Petrology of Devonian basalts from Pol-e-Khavand area (SE of Anarak, NE of Isfahan). Petrology 1(3): 29-46 (in Persian).

Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology 20(4): 325-342.

# Ordovician-Devonian magmatism in the north of Shahrood: implication for long lived rifting of Paleotethys in eastern Alborz

**Morteza Derakhshi and Habibollah Ghasemi ***

Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences,
Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

**Abstract**

One of the characteristics of the Ordovician to the Devonian rock units in the north of Shahrood is the presence of high volumes of igneous rocks with basaltic composition as dyke and sill. The greatest volume of these rocks are widespread in Soltan Meydan Basaltic Complex with a thickness of about 1000 m as numerous basaltic lava flows, basaltic agglomerates, tuffs and some sedimentary intercalations which have been formed during the upper Ordovician to the early late Silurian. Active extensional tectonic prevailing on the area and violent detaching in continental lithosphere in this interval time led to sudden decompression on the rising mantle plumes, providing conditions for extensive partial melting and generation of high volumes of basaltic magma. Geochemical evidences show that the produced magmas have transitional to alkaline nature and generated from a rising enriched mantle plume source in an extensional intracontinental rift setting. The nature and tectonic setting of this basaltic magmatism during the lower-middle Paleozoic indicate continuation of long lived extensional movements related to the earlier stages of Paleotethys rifting in the north of Iran.

**Key words:** Basalt, Lower-Middle Paleozoic, Intracontinental rift, Paleotethys, Alborz, Shahrood

* h-ghasemi@shahroodut.ac.ir