



<http://ui.ac.ir/en>

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan  
Vol. 35, Issue 2, No. 75, Summer 2019  
pp. 1-24  
Received: 02.01.2019 Accepted: 17.04.2019

## Petrography and geochemistry of siliciclastic sedimentary rocks of the Padeha Formation in Khoshyeilagh section; Eastern Alborz; implication for provenance

**Mehdi Hosseini**

*M.Sc. Student of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran*

**Mahdi Jafarzadeh**

*Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood Iran*

**Azizollah Taheri**

*Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran*

**Hamed Zand Moghaddam**

*Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran*

*\*Corresponding author, e-mail: jafarzadeh25@gmail.com*

### Abstract

In this study, petrography and geochemistry of the sandstones and shales of Padeha Formation in Khoshyeilagh section in Eastern Alborz have been used to obtain more information on their provenance. The Padeha Formation in the studied section has a thickness of 341 meters and overlies the Late Ordovician-Silurian Soltan-Meydan basalts and disconformably underlies the Middle to Upper Devonian Khoshyeilagh Formation. After field studies, 20 medium-grained sandstone samples were selected for point-counting and eight sandstone and two shale samples were selected for geochemical analysis. Based on the calculated percentages of point counting data, the composition of these sandstones has been detected as quartzarenites, subarkose and sub litharenites. Based on Q/Q+F in sandstones and geochemical properties of sandstones and shales, such as  $Al_2O_3/TiO_2$  ratio and  $TiO_2$  against Zr, the dominant parent rock of these deposits can be considered as felsic igneous rocks. The QmFLt and QtFL diagrams show the tectonic setting of the Padeha sandstones as a stable craton. The geochemistry has also largely confirmed the tectonic setting of passive continental and rifted margins. Considering paleogeography of the region, tectonic uplifts and erosion of the Cadomian granitic basement and also the entrance of clastic materials from granitic rocks of Arabian craton can be considered as other source rocks of the sediments of Padeha Formation.

**Keywords:** Provenance, Parent rock, Tectonic setting, Padeha Formation

### Introduction

Petrography and the composition of siliciclastic sediment and sedimentary rock components provide important information on parent rock, which is one of the main factors in the reconstruction of tectonic evolution and sedimentation. In addition, by using the chemical composition (major, trace and rare earth elements) of siliciclastic sediments and sedimentary rocks, one can also estimate the provenance and other sedimentary processes such as weathering, transport and diagenesis (McLennan et al. 1993; Armstrong-Altrin et al. 2012; Armstrong-Altrin 2015).

In this study, petrography and geochemistry of the sandstones and shales of the Padeha Formation in Khoshyeilagh section in Eastern Alborz have been used to obtain more information on their provenance.

### Material & Methods

The Padeha Formation in the studied section has a thickness of 341 meters and overlies the Late Ordovician-Silurian Soltan-Meydan basalts and disconformably underlies the

Middle to Upper Devonian Khoshyeilagh Formation. In this study, 30 samples of sandstones of the Padeha Formation in Khoshyeilagh section were selected after field sampling and petrographic studies. Twenty medium- to fine-grained sandstone samples were selected for modal analysis, and about 300 points were counted on every thin section using the Gazzi-Dickinson method (Ingersoll et al. 1984). According to the point counting, the main and accessory components of this sandstones are identified and quartz, feldspar and rock fragments modes are utilized for naming the sandstones according to the Folk classification (Folk 1980) as well as different diagrams of the provenance (Dickinson 1985). Based on the calculated percentages of point counting data, the composition of these sandstones has been detected as quartz arenites, subarkose and sublitharenites. Eight samples of medium-grained sandstone samples with the lowest amount of carbonate cement and two samples of shales in the middle member of the Padeha Formation were selected, crushed and powdered with a mill and sent to the Zarazma Laboratory, Tehran for geochemical analysis (ICP-MS method) to

determine the major, trace and rare earth elements.

### **Discussion of Results & Conclusions**

According to the ratio of quartz to total feldspar and quartz in the sandstones of the Padeha Formation, which is 0.95 and geochemical properties of sandstones and shales, such as  $Al_2O_3/TiO_2$  ratio and  $TiO_2$  against Zr, the dominant parent rock of these deposits can be considered as felsic igneous rocks. The QmFLt and QtFL diagrams show the tectonic setting of the Padeha sandstones as a stable craton. Passive continental and rifted margins for Padeha Formation has also largely confirmed by geochemistry of sandstone and shale samples. Considering paleogeography of the region, tectonic uplifts and erosion of the Cadomian granitic basement and also the entrance of clastic materials from granitic rocks of Arabian craton can be considered as the other source rocks of

the sediments of Padeha Formation.

The point counting of the studied sandstones and the ratio of total quartz to the feldspar and rock fragments ( $Qt / F + RF$ ) versus polycrystalline quartz and chert on feldspar and rock fragments ( $Qp / F + RF$ ), to study the climatic conditions in the source area, indicate the humid conditions in the source region of the Padeha Formation.

The geochemistry of the samples and the use of the CIW' index in the Padeha Formation samples indicate an average of 73.6 for sandstone and a mean value of 90.7 for the studied shales. These average indicate moderate to high weathering conditions for these deposits, which confirms the existence of humid climate conditions at the time of formation of the Padeha Formation, which is consistent with paleogeographic data and the presence of Iran at latitudes of 15 to 30 degrees.

## پetroگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های رسوبی سیلیسی - آواری سازند پادها در برش خوش‌ییلاق، البرز شرقی: کاربرد برای تحلیل خاستگاه

مهدی حسینی، دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران  
مهدی جعفرزاده\*، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران  
عزیزالله طاهری، استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران  
حامد زندمقدم، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران

### چکیده

در مطالعه حاضر، پتروگرافی و ژئوشیمی ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های سازند پادها در برش خوش‌ییلاق واقع در البرز شرقی به منظور دستیابی به اطلاعات بیشتر درباره خاستگاه آنها استفاده شد. سازند پادها در برش مطالعه‌شده با ضخامت ۳۴۱ متر روی بازالت‌های سلطان‌میدان به سن اردوئین بالایی - سیلورین قرار گرفته و سازند خوش‌ییلاق با مرز فرسایشی آن را پوشانده است. پس از مطالعه‌های صحرایی، تعداد ۲۰ نمونه ماسه‌سنگ متوسط‌دانه برای مطالعه‌های نقطه‌شماری و ۸ نمونه ماسه‌سنگی و ۲ نمونه شیلی برای تجزیه و تحلیل‌های ژئوشیمیایی انتخاب شدند. باتوجه به درصدهای محاسبه‌شده از داده‌های نقطه‌شماری، ترکیب سنگ‌شناسی این ماسه‌سنگ‌ها کوارتزآرنایت، ساب‌آرکوز و ساب‌لیتارنایت تشخیص داده شد. بر اساس میزان  $Q/Q+F$  در ماسه‌سنگ‌ها و ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های سازند پادها از جمله نسبت  $Al_2O_3/TiO_2$  و نمودار  $Zr$  در برابر  $TiO_2$  سنگ مادر غالب این نهشته‌ها را می‌توان سنگ‌های آذرین فلسیک در نظر گرفت. نمودارهای  $QtFL$  و  $QmFLt$  خاستگاه زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌های سازند پادها را کراتون پایدار نشان دادند. داده‌های ژئوشیمی نیز اکثراً جایگاه تکنیکی حاشیه غیرفعال قاره‌ای و ریفتی را برای این نمونه‌ها تأیید کردند. باتوجه به مطالعه‌های جغرافیای دیرینه انجام‌شده در منطقه می‌توان بالآمدگی‌های تکنیکی و فرسایش بستر گرانیتی کادومین و همچنین ورود مواد آواری از سنگ‌های گرانیتی کراتون عربستان را سنگ مادر دیگر رسوبات سازند پادها در نظر گرفت.

واژه‌های کلیدی: خاستگاه، سنگ مادر، جایگاه تکنیکی، سازند پادها

## مقدمه

سنگ‌های رسوبی منبع اصلی اطلاعات درباره شرایط گذشته سطح زمین‌اند. سنگ‌های رسوبی سیلیسی - آواری ممکن است حاوی قطعه‌هایی از جایگاه‌های کوه‌زایی باشند که امروزه به دلایل مختلف در سطح زمین دیده نمی‌شوند. ترکیب این سنگ‌های آواری تنها شاهد موجود از آن دسته سنگ‌های منشأ است که فرسایش طولانی مدت یافته‌اند و از این رو، در بازسازی‌های جغرافیای دیرینه اهمیت زیادی دارند (Weltje 2002; Basu et al. 2016; Critelli et al 2017; Critelli 2018; Zimmermann and Hall 2019). ترکیب اجزای تشکیل‌دهنده رسوبات و سنگ‌های رسوبی سیلیسی - آواری نشان‌دهنده عملکرد فرایندهای هوازدگی و فرسایش است که اغلب به واسطه اقلیم و زمین‌شناسی ناحیه خاستگاه کنترل می‌شوند و پتروگرافی این سنگ‌ها اطلاعات مهمی را از سنگ اولیه (از عوامل اصلی در بازسازی تکامل تکتونیکی و حوضه رسوب گذاری) ارائه می‌کند؛ علاوه بر این، باتوجه به ترکیب شیمیایی (عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی) رسوبات و سنگ‌های رسوبی سیلیسی - آواری می‌توان خاستگاه و سایر فرایندهای رسوبی مانند هوازدگی، حمل و نقل و دیاژنز را ارزیابی کرد (McLennan et al. 1993; Armstrong-Altrin et al. 2012; Armstrong-Altrin 2015). زیرا ژئوشیمی سنگ‌های رسوبی آواری تابع پیچیده‌ای از طبیعت سنگ‌های رسوبی، شدت و دوره هوازدگی، چرخه رسوبی دوباره، دیاژنز و جورشدگی است (Nesbitt and Young 1996; McLennan et al. 2003; Armstrong-Altrin 2015; Basu et al. 2016; Garzanti and Resentini 2016).

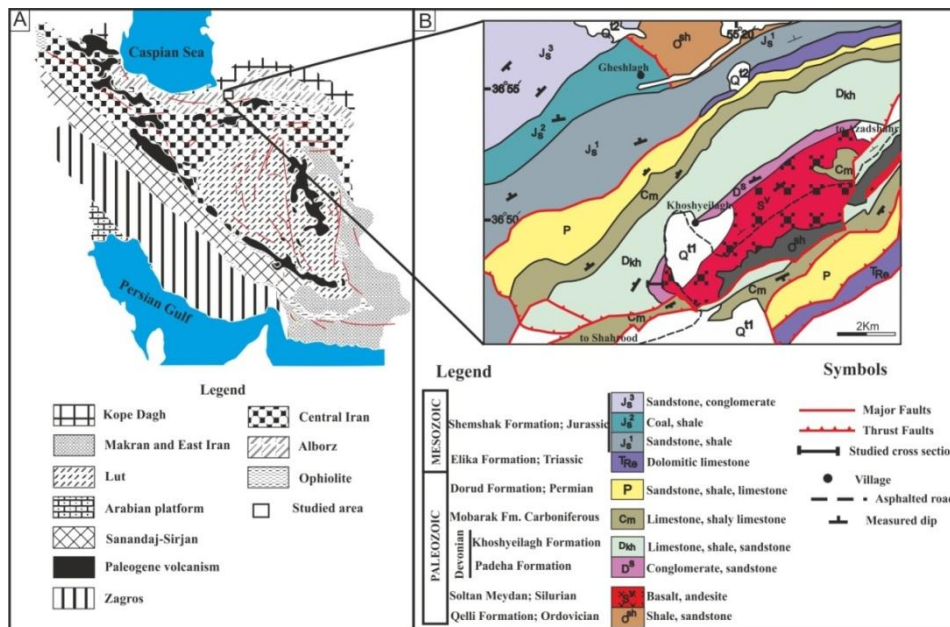
رخنمون‌های سازند پادها با سن دونین زیرین - میانی در بیشتر نقاط کشور از البرز غربی و آذربایجان، شمال شرق البرز شرقی و بینالود، مرکز، شرق و جنوب شرق از جمله طبس و کرمان گزارش شده‌اند (Alavi-Naini 1993). وضعیت صفحه ایران در زمان دونین به‌شکلی بوده است که رسوبات سازند پادها با سنگ‌شناسی تقریباً مشابه و به‌طور گسترده در بیشتر نقاط ایران برجای گذاشته شده‌اند؛ به‌طوری‌که این سازند در بیشتر نقاط کشور اغلب از ماسه‌سنگ تشکیل شده است و سایر نهشته‌های رسوبی از جمله کنگلومرا، گل‌سنگ، دولومیت

و تبخیری‌ها نیز به‌طور محلی مشاهده می‌شوند (Aharipour et al. 2010; Zand-Moghadam et al. 2013a, 2014). با وجود این، مطالعه‌های انجام‌شده روی سازند پادها بیشتر ایران مرکزی و بلوک طبس را بررسی کرده‌اند؛ برای نمونه، حسینی برزی و سعیدی (Hosseini-Barzi and Saedi 2011) به بررسی خاستگاه و جایگاه تکتونیکی سازند پادها بر اساس داده‌های پتروگرافی ماسه‌سنگ‌ها در برش سمیرکوه زرنند کرمان پرداخته‌اند و جایگاه تکتونیکی حاشیه قاره‌ای کافتی و آب‌وهوای مرطوب را در زمان ته‌نشست این سازند در منطقه کرمان مشخص کرده‌اند. مطالعه زنده‌مقدم و همکاران (Zand-Moghadam et al. 2013b) در زمینه خاستگاه سازند پادها در ناحیه کرمان نشان‌دهنده سنگ مادر اسیدی برای ماسه‌سنگ‌های سازند پادهاست که در حاشیه غیرفعال اقیانوس پالئوتتیس رسوب‌گذاری کرده‌اند. فردوست و همکاران (Fardoust et al. 2018) نیز با استفاده از روش‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی، خاستگاه ماسه‌سنگ‌های سازند پادها به سن دونین زیرین - میانی را در دو بلوک طبس و یزد مقایسه کرده‌اند و ته‌نشست نهشته‌های سازند پادها را با بازشدن اقیانوس پالئوتتیس و حذف فاصل تبدیل حاشیه ریفتی به حاشیه غیرفعال پالئوتتیس مرتبط دانسته‌اند. پورسلطانی (Poursoltani 2017) نیز پتروگرافی و دیاژنز ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در حوضه بینالود را بررسی کرده است. برخلاف منطقه ایران مرکزی و طبس، این سازند در البرز کمتر مطالعه شده است و مطالعه اهری‌پور و همکاران (Aharipour et al. 2010) از جمله مطالعه‌های انجام‌شده است؛ آنها به مطالعه ویژگی‌های رخساره‌ای، بازسازی محیط رسوبی دیرینه و چینه‌نگاری سکانشی سازند پادها در البرز شرقی، در سه برش میغان، خوش‌بیلاق و تیل‌آباد پرداختند و ته‌نشست رسوبات سازند پادها در البرز را به محیط‌های مخروط‌افکنه‌ای و دریاچه‌ای نسبت دادند.

باتوجه به اینکه تاکنون مطالعه‌های خاستگاه (Provenance) سازند پادها در البرز شرقی به‌ویژه از طریق روش‌های ژئوشیمیایی انجام نشده‌اند، در مطالعه حاضر، ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های سازند پادها در برش خوش‌بیلاق در

شد. چنین مطالعه‌هایی منعکس‌کننده تاریخچه تکتونیک-رسوب‌گذاری نهشته‌های سیلیسی-آواری مورد مطالعه هستند و اهمیت بسیاری در بازسازی جغرافیای دیرینه دارند.

البرز شرقی با مختصات جغرافیایی  $55^{\circ} 19'$  تا  $55^{\circ} 20'$  طول شرقی و  $36^{\circ} 50'$  تا  $36^{\circ} 51'$  عرض شمالی (شکل ۱) از نظر سنگ‌شناسی و ژئوشیمی در قالب مطالعه‌های خاستگاه بررسی



شکل ۱- مناطق رسوبی ساختاری ایران بر اساس تقسیم‌بندی اشتوکلین (Stocklin 1968) و نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعه‌شده که موقعیت برش خوش بیلاق در آن نمایش داده شده است.

سیب‌زار با مرز تدریجی آن را پوشانده است. این سازند فیسل مشخصی ندارد؛ اما چون روی سازند نیور واقع شده است، سن آن به دونین زیرین نسبت داده می‌شود (Darvishzadeh 1991). قویدل سیوکی و اونز (Ghavidel-syooki and Owens 2007) بر اساس مطالعه‌های پالینومورف‌های سازند پادها در ناحیه جاجرم، سن آن را به دونین بالایی نسبت داده‌اند. سازند پادها به سن دونین زیرین-میانی متشکل از سنگ‌های سیلیسی-آواری، دولومیتی و تبخیری است و در این بین، سنگ‌های سیلیسی-آواری گسترش بیشتری دارند. این سازند رخنمون‌های زیادی در ایران مرکزی و البرز دارد (شکل ۲). از دیدگاه رسوبی-تکتونیک، توالی‌های رسوبی حوضه البرز مانند ایران مرکزی و بلوک طبس به سه مجموعه رسوبات پیش‌از ریف (رخساره‌های کامبرین)، هم‌زمان با ریف (کربنات‌های دریاچه‌ای و آواری‌های اردووسین تا سیلورین همراه با جریان‌های بازالتی) و پس‌از ریف (نهشته‌های دونین تا انتهای تریاس) تقسیم می‌شوند که همگی با حاشیه غیرفعال

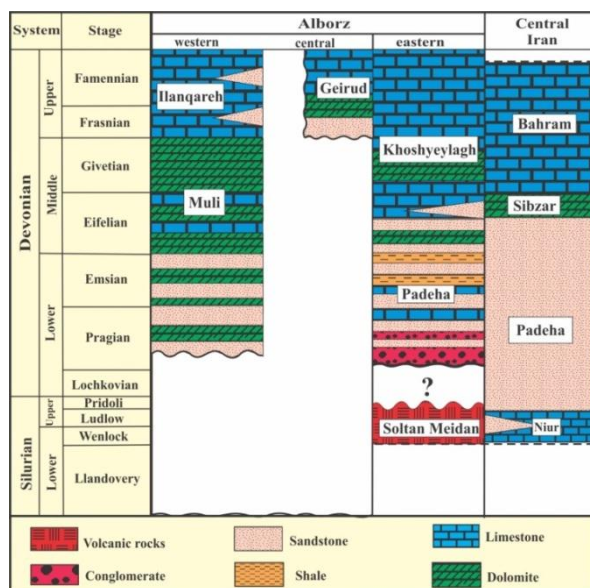
### زمین‌شناسی و چینه‌شناسی منطقه مطالعه‌شده

به نظر علوی (Alavi 1996) زون البرز متشکل از رشته‌کوه‌های سینوسی‌شکل و به طول حدود ۲۰۰۰ کیلومتر است که از کشورهای ارمنستان و آذربایجان در شمال غرب ایران تا کوه‌های پاروپامیسوس (Paropamisus) در شمال افغانستان امتداد دارند. زون البرز که به سه بخش البرز شرقی، البرز مرکزی و البرز غربی تقسیم می‌شود به شکل کوه‌های البرز با روند شرقی-غربی در شمال ایران قرار دارد. در مطالعه حاضر، سازند پادها در برش خوش بیلاق واقع در بخش شرقی البرز مطالعه شد که درحقیقت، جزو قسمت غربی تا جنوب‌غربی البرز شرقی است.

برش نمونه سازند پادها در ناحیه ازبک کوه طبس را روتنر و همکاران (Ruttner et al. 1968) معرفی کرده‌اند. ضخامت این سازند در برش نمونه، ۴۹۲ متر و سنگ‌شناسی آن بیشتر از ماسه‌سنگ، دولومیت و گچ است. سازند پادها به‌طور هم‌شیب روی سازند نیور قرار دارد و سازند دولومیتی

توف) در این توالی وجود دارند. از نظر محیط رسوب‌گذاری، سازند پادها در البرز شرقی در محیط قاره‌ای مخروط‌افکنه‌ای و حاشیه تا داخل دریاچه رسوب‌گذاری کرده است (Aharipour et al. 2010). این سازند از نظر چینه‌شناسی در منطقه البرز شرقی روی بازالت‌های سلطان‌میدان قرار گرفته و با سازند خوش‌بیلاق پوشیده شده است (شکل ۲).

پالئوتیس در ارتباط بوده‌اند (Bagheri and Stampfli 2008). به اعتقاد اهری‌پور و همکاران (Aharipour et al. 2010)، سازند پادها شامل توالی‌های هم‌زمان با ریفت به سن دونین پیشین تا دونین میانی است و سنگ‌های سلیسی-آواری (کنگلوмера، ماسه‌سنگ، گل‌سنگ و شیل‌های قرمز) و کربنات‌های غیردریایی همراه با سنگ‌های آتشفشانی (بازالت یا آندزیت و



شکل ۲- ستون چینه‌شناسی سیلورین و دونین البرز و ایران مرکزی که نشان‌دهنده گسترش سازند پادهاست (با تغییرات از Wendt et al. 2005).

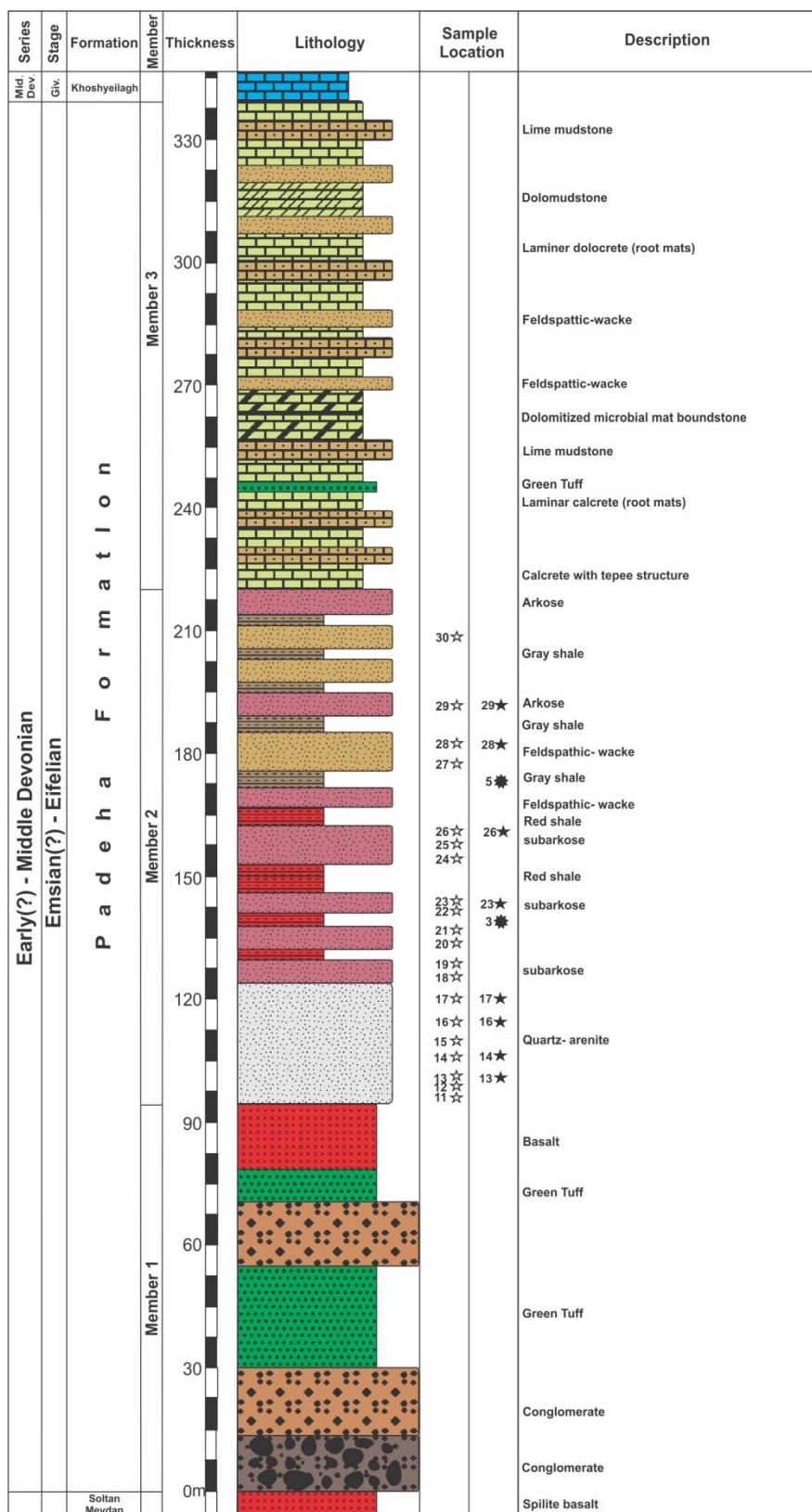
بخش دو به ضخامت ۱۲۸ متر با ۴۸ متر لایه‌های سفیدرنگ غنی از کوارتز آغاز می‌شود که روی گدازه‌های بالشی بخش یک قرار می‌گیرند (شکل ۴، B)؛ این بخش در ادامه، از ۸۰ متر ماسه‌سنگ همراه با میان‌لایه‌های شیلی قرمز رنگ (شکل ۴، C) تشکیل می‌شود. ضخامت لایه‌های ماسه‌سنگی در این قسمت از ۱۰ سانتی‌متر تا ۱/۵ متر و ضخامت شیل‌های قرمز در این بخش از ۲ تا ۱۰ متر متغیر است.

بخش سه سازند پادها در برش خوش‌بیلاق ۱۲۰ متر ضخامت دارد و بیشتر از لایه‌های کربناتی و میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی تشکیل شده است و در ادامه، سازند خوش‌بیلاق با ناپیوستگی فرسایشی آن را می‌پوشاند (شکل ۴، D).

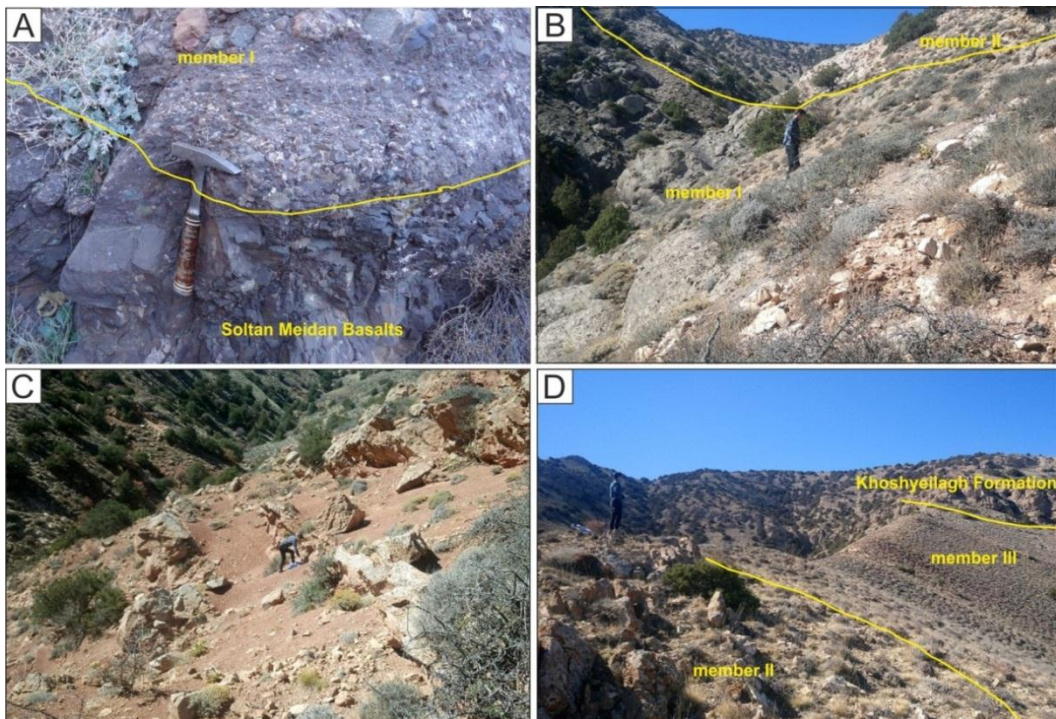
در برش مطالعه‌شده، سازند پادها با ضخامت ۳۴۱ متر روی بازالت‌های سلطان‌میدان به سن اردویسین بالایی-سیلورین و با ناپیوستگی فرسایشی زیر سازند خوش‌بیلاق قرار گرفته است. سازند پادها در برش خوش‌بیلاق سه بخش دارد (شکل ۳):

بخش یک از ۹۳ متر کنگلومرا با میان‌لایه‌های توف سبزرنگ و بازالت‌های بادامکی قرار گرفته بالای بازالت‌های سلطان‌میدان تشکیل شده است (شکل ۴، A). این کنگلومراها به‌طور عمده از ارتوکنگلومرا تشکیل شده‌اند و در برخی قسمت‌ها نیز به حالت پاراکنگلومرا دیده می‌شوند. از نظر اندازه ذرات، این کنگلومراها از ذراتی در حد ریگ تا تخته‌سنگ تشکیل شده‌اند. جنس غالب ذرات، ولکانیکی است؛ اما در برخی لایه‌ها، خرده‌سنگ‌های رسوبی از جنس ماسه‌سنگ، آهک، سیلتستون و گل‌سنگ نیز فراوان هستند.





شکل ۳- ستون لیتواستراتیگرافی سازند پادها در برش خوش بیلاق؛ محل نمونه‌های پتروگرافی (ستاره سفیدرنگ) و ژئوشیمی (ستاره سیاه‌رنگ) در تصویر مشخص شده است.



شکل ۴- A. مرز زیرین کنگلومراهای بخش یک سازند پادها با بازالت‌های سلطان‌میدان، B. مرز بالایی کنگلومراهای بخش یک سازند پادها با کوارتزآرنایت‌های بخش دو، C. تناوب شیل قرمز و ماسه‌سنگ‌های ساب‌آرکوزی در بخش دو سازند پادها، D. مرز بین بخش‌های دو و سه سازند پادها و همچنین مرز بالایی سازند پادها با سازند خوش‌بیلاق در برش خوش‌بیلاق

با آسیاب به آزمایشگاه شرکت زرآزما در تهران ارسال و عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی به روش (ICP-MS) در نمونه‌های سازند پادها تعیین شدند.

### نتایج

#### پetroگرافی

باتوجه به اینکه طبقه‌بندی ماسه‌سنگ‌ها بر اساس مطالعه‌های میکروسکوپی انجام شد، لازم بود درصد انواع مختلف دانه‌های موجود تخمین زده شود (Tucker 2001)؛ این کار با نقطه‌شماری به روش گزی دیکینسون (Gazzi-Dickinson method in Ingersoll et al. 1984) روی نمونه‌های مطالعه‌شده (جدول ۱) انجام شد. نتایج مطالعه‌های پتروگرافی و نقطه‌شماری نشان دادند کوارتزهای تک‌بلوری (شکل ۵، A) با خاموشی مستقیم (با میانگین ۴۲ درصد از کل اجزای تشکیل‌دهنده ماسه‌سنگ‌ها) فراوانی بیشتری نسبت به کوارتزهای تک‌بلوری با خاموشی موجی (با میانگین ۲۵

### روش‌ها

پس از نمونه‌برداری‌های صحرائی، ۳۰ نمونه از ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در برش خوش‌بیلاق (شکل ۱) انتخاب و مطالعه‌های پتروگرافی روی آنها انجام شدند. تعداد ۲۰ نمونه از ماسه‌سنگ‌های متوسط تا ریزدانه برای تجزیه و تحلیل مودال انتخاب و در هر مقطع، حدود ۳۰۰ نقطه به روش-Gazzi-Dickinson شمارش شدند (Ingersoll et al. 1984). باتوجه به شمارش نقاط، اجزای اصلی و فرعی موجود در این ماسه‌سنگ‌ها شناسایی و بر اساس آن، مدهای آواری کوارتز، فلدسپات و خرده‌سنگ برای نام‌گذاری بر مبنای طبقه‌بندی فولک (Folk 1980) و همچنین نمودارهای مختلف تعیین خاستگاه (Dickinson 1985) مشخص شدند (جدول ۱). تعداد ۸ نمونه از ماسه‌سنگ‌های متوسط‌دانه که کمترین میزان سیمان کریستاله در آنها مشاهده شده بود و ۲ نمونه از شیل‌های موجود در بخش میانی سازند پادها برای تجزیه و تحلیل‌های ژئوشیمیایی انتخاب شدند. نمونه‌ها پس از خرد و پودرشدن

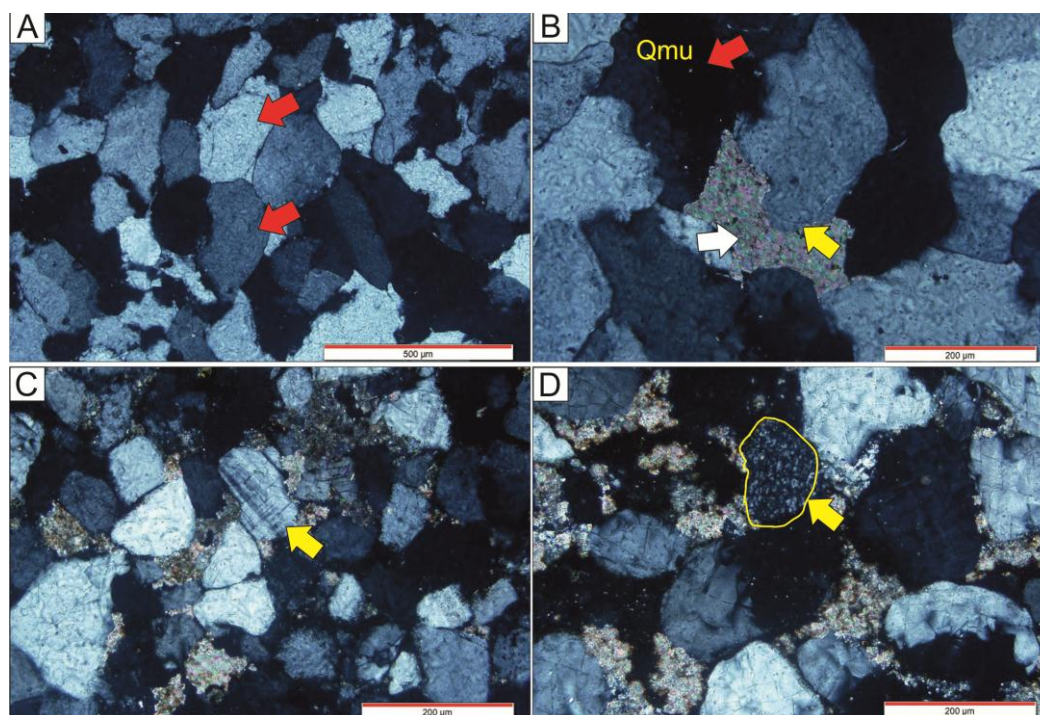


متوسط ۳/۸ درصد کل اجزا) و سیمان رسی (به‌طور متوسط ۰/۴ درصد از کل اجزا). در مرحله بعد، داده‌های نقطه‌شماری مقاطع نازک به‌شکل درصد‌های کوارتز، فلدسپات و خرده‌سنگ مشخص شدند (جدول ۲). درصد اجزای اصلی (کوارتز، فلدسپات و خرده‌سنگ) تشکیل‌دهنده این ماسه‌سنگ‌ها بدون در نظر گرفتن سیمان، ماتریکس و اجزای فرعی (جدول ۲) عبارتند از: کوارتز (۸۳/۶۶ تا ۹۹/۵۷ درصد و به‌طور متوسط ۹۴/۰۱ درصد)، فلدسپات (۰/۴۲ تا ۹/۴۱ درصد و به‌طور متوسط ۱۳/۳۹ درصد) و خرده‌سنگ (از صفر تا ۶/۹۳ درصد و به‌طور متوسط ۲/۰۳ درصد). درصد‌های محاسبه‌شده به‌منظور تعیین سنگ‌شناسی این نمونه‌ها روی نمودار فولک (Folk 1980) ترسیم شدند و به‌این ترتیب، ترکیب سنگ‌شناسی این ماسه‌سنگ‌ها به‌ترتیب کوارتز آرنایت، ساب‌آرکوز و ساب‌لیتارنایت تشخیص داده شد (شکل ۶).

درصد از کل اجزای تشکیل‌دهنده ماسه‌سنگ‌ها) دارند. کوارتزهای تک‌بلوری با خاموشی مستقیم بیشتر اذخال‌هایی از جنس زیرکن، آپاتیت و سوزن‌های روتیل دارند (شکل ۵، B). کوارتزهای چندبلوری حدود ۴ درصد اجزا را تشکیل می‌دهند. فلدسپات پتاسیم‌دار (به‌طور میانگین ۲ درصد از کل اجزا) نسبت به پلاژیوکلاز (به‌طور میانگین ۰/۶ درصد از کل اجزا) فراوانی بیشتری را در نمونه‌های مطالعه‌شده نشان می‌دهد و بیشتر از نوع میکروکلین است (شکل ۵، B). خرده‌سنگ‌های تشکیل‌دهنده این ماسه‌سنگ‌ها بیشتر از نوع خرده‌سنگ رسوبی چرت هستند و خرده‌سنگ ولکانیکی و دگرگونی به میزان بسیار کم در برخی مقاطع مشاهده می‌شود (شکل ۵، C). سیمان تشکیل‌دهنده این ماسه‌سنگ‌ها به‌ترتیب فراوانی عبارتست از: سیمان کرناته (به‌طور متوسط ۱۴/۷ درصد از کل اجزا)، سیمان سیلیسی (به‌طور متوسط ۵/۲۵ درصد کل اجزا) (شکل ۵، D)، سیمان اکسید آهن (به‌طور

جدول ۱- نتایج نقطه‌شماری ماسه‌سنگ‌های سازند پادها؛ نشانه‌های اختصاری در جدول: **Stright**: خاموشی مستقیم، **Undulouse**: خاموشی موجی، **Plg**: پلاژیوکلاز، **Kf**: فلدسپات پتاسیم‌دار، **Sed**: خرده‌سنگ رسوبی، **Vol**: خرده‌سنگ آتشفشانی، **Met**: خرده‌سنگ دگرگونی، **Met**: چرت، **Mtx**: زمینه

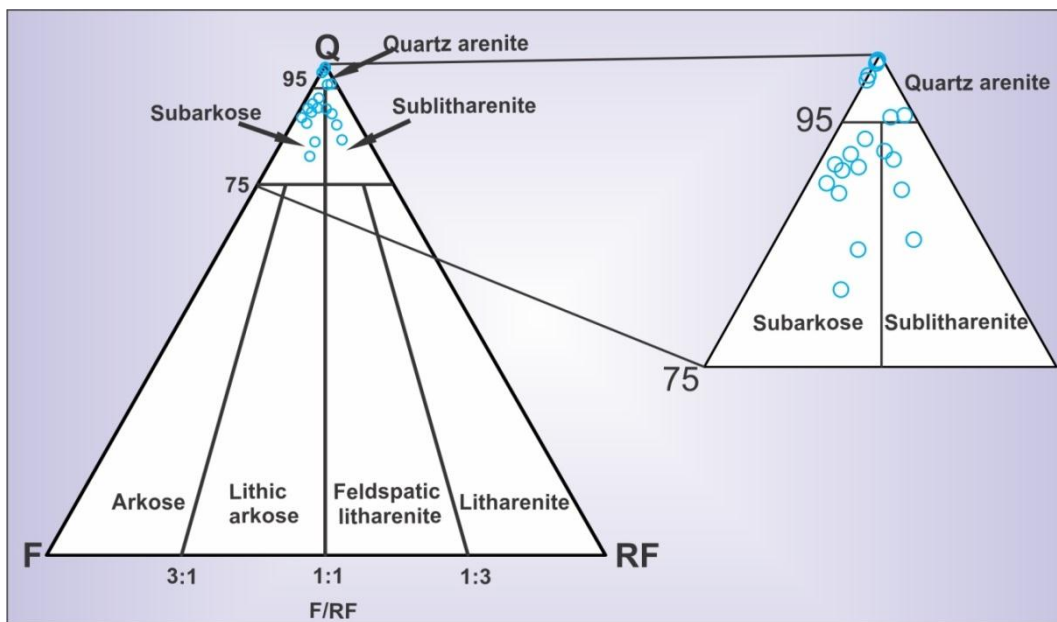
Sample no.	Quartz		Feldspar		Rock Fragment							Cement			Mtx	Acc	Sum
	Monocrystal		Polycrystal		Kf	Plg	Cht	Sed	Vol	Met	Calcite	Fe Oxide	Silica	Clay			
	Stright	Undulouse	< or = 3 Crystal	> 3 Crystal													
Ps 11	125	82	0	5	2	0	0	0	0	0	0	0	55	0	0	5	274
Ps 12	132	87	2	4	3	0	0	0	0	0	15	3	35	3	0	4	288
Ps 13	120	91	2	4	1	0	0	0	0	0	12	5	33	2	0	3	273
Ps 14	110	63	1	5	3	0	6	0	0	0	63	10	20	10	0	7	296
Ps 15	115	77	0	2	2	0	8	0	0	0	28	14	35	0	0	4	285
Ps 16	135	98	2	4	1	0	0	0	0	0	15	0	25	12	0	2	294
Ps 17	139	88	2	5	1	0	0	0	0	0	23	3	22	0	0	2	285
Ps 18	102	53	0	9	7	3	12	2	5	0	91	20	14	0	0	1	319
Ps 19	101	58	2	5	10	5	4	0	0	0	94	5	5	0	0	2	291
Ps 20	103	61	2	5	8	4	5	0	0	0	72	25	5	4	0	3	297
Ps 21	98	53	0	6	9	4	2	0	0	0	80	16	10	0	0	6	284
Ps 22	110	62	2	8	5	3	14	0	0	0	78	20	0	0	0	4	306
Ps 23	107	54	3	5	15	10	14	0	0	0	51	30	5	0	28	5	327
Ps 24	112	56	0	9	12	8	10	0	0	3	70	17	5	5	0	2	309
Ps 25	135	75	5	7	13	8	3	0	0	0	29	10	5	0	0	0	290
Ps 26	122	72	0	8	6	2	9	0	0	0	30	8	12	3	15	1	288
Ps 27	129	80	0	5	9	8	4	0	0	0	29	0	8	0	0	1	273
Ps 28	125	83	0	0	9	5	4	0	0	0	24	18	0	10	25	1	304
Ps 29	134	79	0	5	8	3	12	0	0	0	20	0	4	4	15	1	282
Ps 30	122	69	2	6	10	5	5	0	0	0	35	9	10	0	10	1	279
Mean	118	69	1.3	5.8	8.2	4	6.5	0.1	0.3	0.2	49.4	12	8.6	2.5	6	2	295



شکل ۵- A. کوارتزهای تک‌بلوری یا خاموشی مستقیم (پیکان‌های قرمز رنگ) در ماسه‌سنگ‌های کوارتز آرنایتی سازند پادها، B. کوارتز تک‌بلوری با خاموشی موجی (پیکان قرمز رنگ) و سیمان سیلیسی رو رشدی (پیکان زرد رنگ) و کربناته حفره پرکن (پیکان سفید رنگ) در ماسه‌سنگ‌های سازند پادها، C. نمونه‌ای از فلدسپات‌های پتاسیم‌دار از نوع میکروکلین (پیکان زرد رنگ) در ماسه‌سنگ‌های دارای سیمان کربناته سازند پادها، D. دانه چرت با گردش‌گی نسبتاً خوب (پیکان زرد رنگ) در میان دانه‌های کوارتز که با سیمان کربناته و اکسید آهن سیمانی شده است.

جدول ۲- درصد‌های محاسبه‌شده از نتایج نقطه‌شماری برای استفاده در نمودارهای فولک (Folk 1980) و دیکینسون (Dickinson 1985)؛ نشانه‌های اختصاری در جدول: Qm: کوارتزهای تک‌بلوری، Qt: کل دانه‌های کوارتز تک‌بلوری و چندبلوری به همراه چرت، Lt: کل خرده‌سنگ‌ها به همراه کوارتزهای چندبلوری، L: خرده‌سنگ‌ها بجز چرت، R: کل خرده‌سنگ‌ها به همراه چرت، F: کل فلدسپات‌ها، Q: کل کوارتزهای تک‌بلوری و چندبلوری

Sample no.	QmFLt (%)				QtFL (%)			QFR (%)	
	Qm	F	Lt	Qt	F	L	Q	F	R
P.s 11	96.73	0.93	2.34	99.07	0.93	0.00	99.07	0.93	0.00
P.s 12	96.05	1.32	2.63	98.68	1.32	0.00	98.68	1.32	0.00
P.s 13	96.79	0.46	2.75	99.54	0.46	0.00	99.54	0.46	0.00
P.s 14	92.02	1.60	6.38	98.40	1.60	0.00	95.21	1.60	3.19
P.s 15	94.12	0.98	4.90	99.02	0.98	0.00	95.10	0.98	3.92
P.s 16	97.08	0.42	2.50	99.58	0.42	0.00	99.58	0.42	0.00
P.s 17	96.60	0.43	2.98	99.57	0.43	0.00	99.57	0.43	0.00
P.s 18	80.31	5.18	14.51	91.19	5.18	3.63	84.97	5.18	9.84
P.s 19	85.95	8.11	5.95	91.89	8.11	0.00	89.73	8.11	2.16
P.s 20	87.23	6.38	6.38	93.62	6.38	0.00	90.96	6.38	2.66
P.s 21	87.79	7.56	4.65	92.44	7.56	0.00	91.28	7.56	1.16
P.s 22	84.31	3.92	11.76	96.08	3.92	0.00	89.22	3.92	6.86
P.s 23	77.40	12.02	10.58	87.98	12.02	0.00	81.25	12.02	6.73
P.s 24	80.00	9.52	10.48	89.05	9.52	1.43	84.29	9.52	6.19
P.s 25	85.37	8.54	6.10	91.46	8.54	0.00	90.24	8.54	1.22
P.s 26	88.58	3.65	7.76	96.35	3.65	0.00	92.24	3.65	4.11
P.s 27	88.94	7.23	3.83	92.77	7.23	0.00	91.06	7.23	1.70
P.s 28	92.04	6.19	1.77	93.81	6.19	0.00	92.04	6.19	1.77
P.s 29	89.50	3.36	7.14	96.64	3.36	0.00	91.60	3.36	5.04
P.s 30	89.25	4.67	6.07	95.33	4.67	0.00	95.22	4.67	2.34
Mean	87.35	5.81	6.83	93.85	5.81	0.33	90.88	5.81	3.45



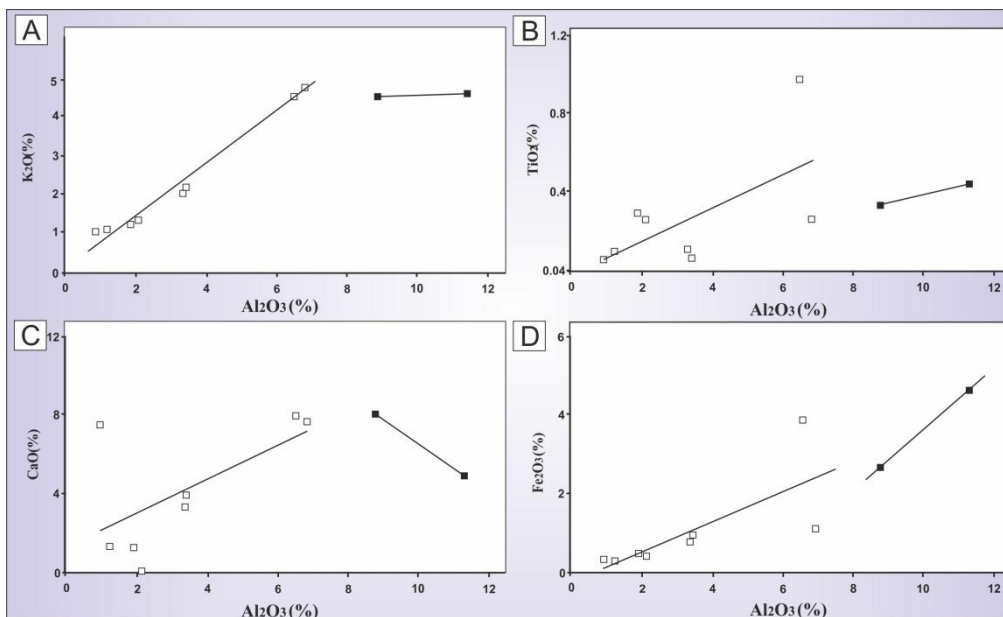
شکل ۶- نمودار مثلثی فولک (Folk 1980) به منظور طبقه‌بندی نمونه‌های ماسه‌سنگی سازند پادها در برش خوش بیلاق

### ژئوشیمی

#### عناصر اصلی

میانگین ۱۰/۱ درصد) متغیر است. میانگین  $K_2O$  و  $CaO$  در ماسه‌سنگ‌ها به ترتیب ۴/۱ و ۱/۷ درصد و در شیل‌ها به ترتیب ۶/۵ و ۴/۶ درصد است. غنی‌تر بودن شیل‌ها از نظر اکسیدهای آلومینیوم و پتاسیم، وجود فازهای رسی بیشتر در آنها را نشان می‌دهد (Cardenas et al. 1996)؛ سایر اکسیدها مقادیر کمتری در نمونه‌های ماسه‌سنگی و شیلی دارند. ارتباط مثبت بین  $K_2O$  و  $Al_2O_3$  در نمونه‌های مطالعه‌شده، تأثیر کانی‌های غنی از پتاسیم مانند ایلیت، فلدسپات و میکاها را بر توزیع آلومینیوم در نمونه‌ها نشان می‌دهد (شکل ۷، A)؛ همچنین ارتباط مثبت بین  $Al_2O_3$  با  $TiO_2$  در رسوبات سیلیسی - آواری معمولاً با همراهی اکسیدتیتانیم با فیلسیلیکات‌ها مانند ایلیت مرتبط است (McLennan et al. 1993) (شکل ۷، B). ارتباط مثبت اکسید آلومینیوم با  $CaO$  و  $Fe_2O_3$  نیز به وجود و فراوانی سیمان‌های آهکی و سیمان اکسید آهن در نمونه‌های مطالعه‌شده نسبت داده می‌شود (شکل ۷، C و D).

تعداد ۱۰ نمونه از ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های سازند پادها در برش خوش بیلاق (۸ نمونه ماسه‌سنگ و ۲ نمونه شیل) برای مطالعه‌های ژئوشیمیایی انتخاب و تجزیه و تحلیل ICP-MS شدند. نتایج تجزیه و تحلیل عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های سازند پادها در برش مطالعه‌شده در جدول‌های ۳ تا ۵ دیده می‌شوند. همان‌طور که در جدول‌های یادشده مشاهده می‌شود میزان  $SiO_2$  در ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده از ۶۶/۹ تا ۹۴/۵ درصد (میانگین ۸۳/۷ درصد) و در شیل‌های مطالعه‌شده از ۵۳/۹ تا ۵۵/۱ درصد (میانگین ۵۴/۵ درصد) متغیر است. میزان  $SiO_2$  زیاد در این ماسه‌سنگ‌ها را بیشتر می‌توان به حضور کانی کوارتز نسبت داد.  $Al_2O_3$  در ماسه‌سنگ‌ها از ۱/۲ تا ۶/۸ درصد (میانگین ۳/۵ درصد) و در شیل‌های مطالعه‌شده از ۸/۸ تا ۱۱/۳ درصد



شکل ۷- تغییرات اکسیدهای مختلف در برابر اکسید آلومینوم در ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های سازند پادها

### عناصر فرعی

جدول ۴ مقادیر عناصر فرعی ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در برش خوش‌ییلاق را نشان می‌دهد. بررسی نتایج تجزیه و تحلیل‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهند مقدار عناصر با قدرت میدان زیاد (HFSE) مانند عنصر زیرکیم در نمونه‌های ماسه‌سنگی مطالعه‌شده از ۱۴ تا ۹۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۴۳/۶ پی‌پی‌ام) و در شیل‌های مطالعه‌شده از ۶۱ تا ۷۵ پی‌پی‌ام (میانگین ۶۸ پی‌پی‌ام) متغیر است. میزان هافنیم نیز در ماسه‌سنگ‌های برش خوش‌ییلاق از ۰/۵ تا ۲/۱ پی‌پی‌ام (میانگین ۱/۰ پی‌پی‌ام) و در شیل‌های مطالعه‌شده از ۱/۶ تا ۱/۸ پی‌پی‌ام (میانگین ۱/۷ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند. عنصر اسکاندیم در ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده از ۰/۶ تا ۵/۱ پی‌پی‌ام (میانگین ۱/۵ پی‌پی‌ام) متغیر است و در شیل‌ها مقادیری از ۵/۷ تا ۸/۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۶/۹ پی‌پی‌ام) را نشان می‌دهد. از میان عناصر فرعی حدواسط (transition trace elements) مانند وانادیم، کبالت و نیکل نیز عنصر وانادیم در برش مطالعه‌شده از ۱۳ تا ۶۴ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۱/۱ پی‌پی‌ام) و در شیل‌ها از ۴۲ تا ۵۹ پی‌پی‌ام (میانگین ۵۰/۵ پی‌پی‌ام) متغیر

است. نیکل در ماسه‌سنگ‌های برش خوش‌ییلاق مقادیری از ۴ تا ۹ پی‌پی‌ام (میانگین ۵/۹ پی‌پی‌ام) دارد و در شیل‌ها مقادیری از ۱۶ تا ۳۲ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۴/۰ پی‌پی‌ام) را نشان می‌دهد. عناصر لیتوفیل درشت یون (LILE) مانند روبیدیم، استرانسیم و باریم مقادیر نسبتاً بیشتری را در مقایسه با سایر عناصر فرعی نشان می‌دهند؛ برای نمونه، استرانسیم در برش مطالعه‌شده از ۱۵/۹ تا ۱۲۰/۶ پی‌پی‌ام (میانگین ۶۴/۲ پی‌پی‌ام) و در شیل‌ها از ۱۰۲/۵ تا ۱۱۰/۹ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۰۶/۷ پی‌پی‌ام) متغیر است.

### عناصر نادر خاکی

مقادیر عناصر نادر خاکی ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در برش خوش‌ییلاق در جدول ۵ آمده است. میزان مجموع عناصر نادر خاکی تقریباً در ماسه‌سنگ‌های برش خوش‌ییلاق از ۳۷/۱ تا ۱۱۰/۶ پی‌پی‌ام (میانگین ۶۰/۳ پی‌پی‌ام) و در نمونه‌های شیلی مطالعه‌شده از ۱۲۴/۲ تا ۱۹۴/۷ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۵۹/۴ پی‌پی‌ام) متغیر است.

جدول ۳- درصد اکسیدهای اصلی ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های انتخابی از سازند پادها در برش خوش ییلاق (S. نمونه‌های ماسه‌سنگ و SH. نمونه‌های شیلی)

Samples	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	LOI
P-S-13	94.57	2.13	0.19	0.43	0.68	0.09	0.05	0.85	0.05	0.25	0.82
P-S-14	92.55	1.93	1.32	0.49	0.60	0.08	0.05	0.62	0.05	0.28	1.95
P-S-16	93.86	1.25	1.38	0.30	0.41	0.05	0.05	0.68	0.05	0.09	1.81
P-S-17	81.75	0.94	7.51	0.33	0.32	0.07	0.06	0.77	0.05	0.05	7.85
P-S-23	66.98	6.52	7.88	3.86	4.41	0.48	0.05	0.45	0.11	0.95	8.23
P-S-26	85.76	3.34	3.36	0.82	1.56	0.31	0.05	0.48	0.05	0.10	4.21
P-S-28	70.10	6.84	7.62	1.09	4.72	0.57	0.06	0.53	0.06	0.25	8.03
P-S-29	84.31	3.44	3.95	0.93	1.68	0.18	0.05	0.51	0.05	0.06	4.93
P-SH-3	55.12	8.85	8.47	2.62	4.59	4.86	0.12	0.51	0.07	0.35	14.37
P-SH-5	53.96	11.36	4.67	4.71	4.64	7.94	0.05	0.75	0.11	0.43	11.39

جدول ۴- مقادیر عناصر فرعی ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های انتخابی از سازند پادها در برش خوش ییلاق بر حسب پی‌پی‌ام (S. نمونه‌های ماسه‌سنگ، SH. نمونه‌های شیلی)

Samples	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	Hf	Ta	Th	U	Sc	V	Cr	Co	Ni
P-S-13	15	15.9	0.5	63	3.5	0.6	45	1.51	0.19	2.61	0.5	0.6	16	11	1.1	5
P-S-14	14	37.5	0.6	70	4.6	0.5	1952	1.71	0.28	2.66	0.4	1.1	15	7	1.0	5
P-S-16	11	29.5	0.5	22	3.1	0.5	1509	0.5	0.19	0.85	0.2	0.7	16	8	1.2	7
P-S-17	10	120.6	5.7	14	2.7	0.5	3418	0.5	0.18	0.46	0.2	1	14	8	1.0	6
P-S-23	60	87.5	6.9	90	6.7	1.8	802	2.05	0.44	3.63	1.4	5.1	64	88	3.6	9
P-S-26	31	66.5	1.8	29	3.2	0.7	913	0.5	0.25	0.72	0.5	0.8	13	11	2.4	5
P-S-28	76	91.3	4.3	43	6.5	1.1	630	0.9	0.27	2.14	0.7	1.5	18	11	1.3	6
P-S-29	36	65.1	2.3	18	3	0.8	701	0.5	0.2	0.64	0.5	0.8	13	10	1.1	4
P-SH-3	94	110.9	9	61	7.9	4.8	549	1.62	0.57	5.93	1.4	5.7	42	26	6.1	16
P-SH-5	95	102.5	11.2	75	15.7	3.7	496	1.76	1.14	8.34	2.4	8	59	40	12.6	32

جدول ۵- مقادیر عناصر نادر خاکی ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های انتخابی از سازند پادها در برش خوش ییلاق بر حسب پی‌پی‌ام (S. نمونه‌های ماسه سنگ و SH. نمونه‌های شیلی)

Samples	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
P-S-13	15	24	2.51	7.1	0.56	0.14	0.2	0.19	0.96	0.11	0.31	0.11	0.4	0.09
P-S-14	12	20	1.58	4.2	1.27	0.59	0.31	0.2	1	0.10	0.34	0.09	0.4	0.09
P-S-16	8	11	0.91	2.6	0.93	0.49	0.34	0.2	0.9	0.11	0.27	0.10	0.3	0.11
P-S-17	7	11	0.89	4.8	3.84	1.57	2.53	0.45	2.3	0.09	0.76	0.12	0.7	0.09
P-S-23	18	35	2.76	9.9	2.23	0.73	1.93	0.41	2.29	0.11	1.07	0.17	0.9	0.11
P-S-26	7	12	0.84	2.7	0.81	0.46	0.33	0.23	1.11	0.12	0.43	0.11	0.5	0.09
P-S-28	12	23	1.97	6.7	1.58	0.70	1.17	0.32	1.74	0.12	0.74	0.13	0.7	0.11
P-S-29	7	12	0.69	2.1	0.65	0.42	0.3	0.22	1.18	0.13	0.46	0.11	0.6	0.9
P-SH-3	19	38	3.74	13.5	2.78	0.82	2.33	0.45	2.66	0.2	1.37	0.21	1.2	0.16
P-SH-5	32	60	5.9	21	3.85	1	3.22	0.54	3.24	0.35	1.66	0.26	1.7	0.24



بحث

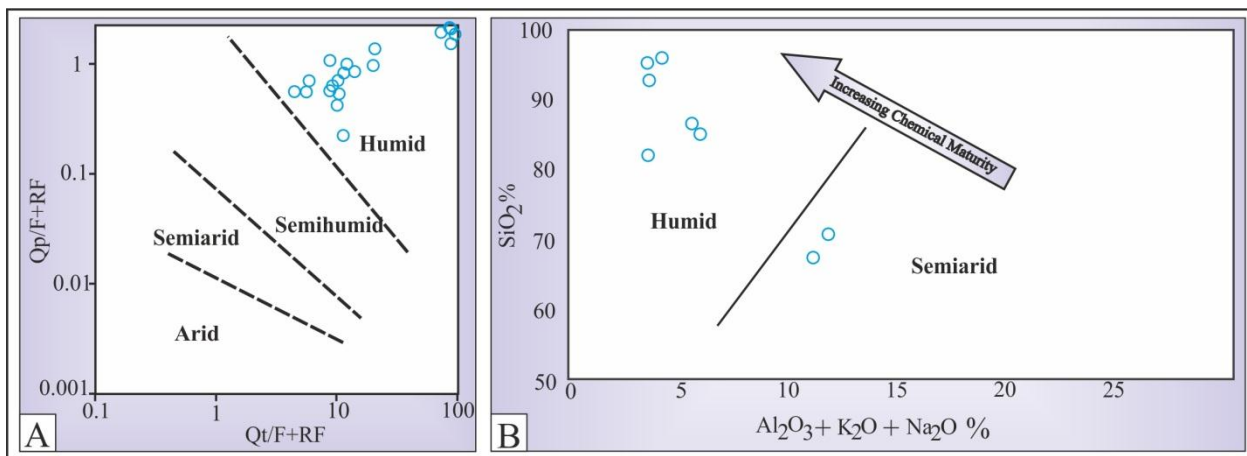
تعیین هوازدگی دیرینه و آب‌وهوا در منطقه منشأ

آب‌وهوا با تأثیر بر فرایندهای هوازدگی اثر مهمی در ترکیب نهایی ماسه‌سنگ‌ها و در نتیجه، تفسیرهای خاص‌نگاه دارد (Suttner and Dutta 1986)؛ آب‌وهوای گرم و مرطوب باعث توسعه دگرسانی و تخریب کانی‌های ناپایدار و خرده‌سنگ‌ها و آب‌وهوای سرد و خشک سبب حفظ این اجزای ناپایدار می‌شود. نسبت مجموع کوارتز به میزان فلدسپات و خرده‌سنگ (Qt/F+RF) در برابر کوارتز پلی‌کریستالین و چرت روی فلدسپات و خرده‌سنگ (Qp/F+RF) شاخصی برای تعیین نوع آب‌وهوا در زمان ایجاد و تنش رسوبات است (Suttner and Dutta 1986). در مطالعه حاضر، نمودار ساتنر و دوتا (Suttner and Dutta 1986) به منظور بررسی شرایط آب‌وهوایی در منطقه منشأ استفاده شد. در این نمودار (شکل ۸)، نمونه‌های ماسه‌سنگی سازند پادها در محدوده مرطوب قرار گرفتند که شرایط آب‌وهوایی مرطوب را در منطقه منشأ سازند پادها نشان می‌دهد. ساتنر و دوتا (Suttner and Dutta 1986) شرایط آب‌وهوایی منطقه منشأ را با استفاده از مقادیر  $SiO_2$  در برابر مجموع  $Al_2O_3$ ،  $K_2O$  و  $Na_2O$  نیز بررسی کردند. بیشتر نمونه‌های ماسه‌سنگی سازند پادها با استفاده از

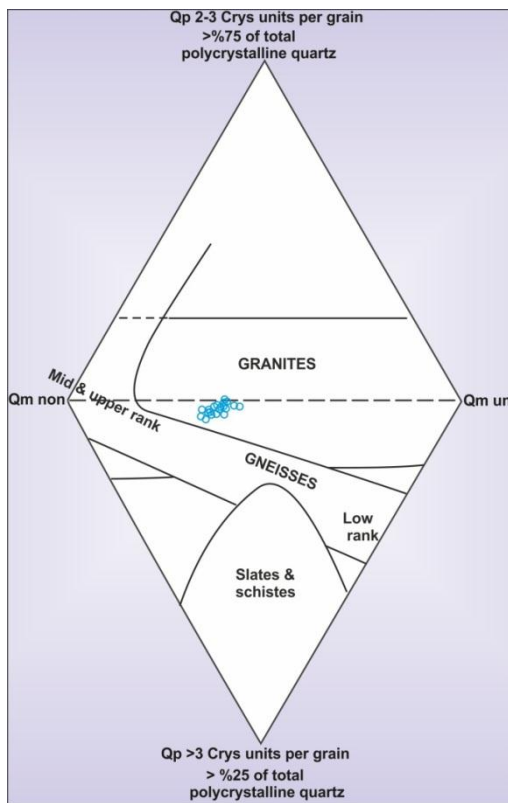
این نمودار در محدوده آب‌وهوای مرطوب قرار گرفتند؛ بجز دو نمونه P-S-23 و P-S-28 که به علت میزان کمتر  $SiO_2$  در محدوده نیمه‌خشک قرار گرفتند. دو نمونه شیلی بررسی شده نیز در محدوده آب‌وهوایی نیمه‌خشک قرار گرفتند. به منظور تعیین درجه هوازدگی رسوبات، اندیس‌های متفاوتی بر پایه نسبت‌های مولکولی اکسیدهای عناصر متحرک ( $Na_2O$ ،  $K_2O$ ،  $CaO$  و  $MgO$ ) به اکسیدهای عناصر غیرمتحرک مانند  $Al_2O_3$  (Chittleborough 1991; Shao et al. 2012). کولرز (Cullers 2000) اندیسی را برای تعیین هوازدگی ماسه‌سنگ‌های دارای  $CaO$  زیاد و متغیر ارائه کرده است که به شکل زیر تعریف می‌شود:

$$CIW' = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O)] \times 100$$

در این رابطه، اکسیدها باید به شکل نسبت مولکولی در نظر گرفته شوند و به این ترتیب، میزان  $CIW'$  برای ماسه‌سنگ‌های سازند پادها به طور متوسط ۷۳/۶۹ و برای شیل‌های مطالعه شده ۹۰/۷۷ به دست آمد؛ این اعداد، میزان هوازدگی متوسط تا زیاد را برای این نهشته‌ها نشان می‌دهند و در نتیجه می‌توان آب‌وهوای مرطوب را برای نمونه‌های سازند پادها پیشنهاد کرد (Nesbitt and Young 1982).



شکل ۸- A. نمودار تغییرات نمایی  $Qp/(F+RF)$  و  $Qt/(F+RF)$  (Suttner and Dutta 1986). بر اساس این نمودار، داده‌های حاصل از نقطه‌شماری ماسه‌سنگ پادها در محدوده آب‌وهوای مرطوب قرار می‌گیرند. B. نمودار دوتایی  $SiO_2$  در برابر مجموع  $Al_2O_3 + K_2O + Na_2O$  ساتنر و دوتا (Suttner and Dutta 1986) برای تعیین وضعیت آب‌وهوای دیرینه



شکل ۹- نمودار تورتوزا و همکاران (Tortosa et al. 1991) به منظور تعیین منشأ ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در برش خوش ییلاق

استفاده از ترکیب شیمیایی رسوبات کل یکی دیگر از عوامل مورداستفاده در تشخیص انواع سنگ‌شناسی نواحی خاستگاه است (برای نمونه Roser and Korsch 1988; McLennan et al. 2003; Jafarzadeh and Hosseini-Barzi 2008; Taheri et al. 2018). نسبت  $Al_2O_3/TiO_2$  از نسبت‌های مهم در تشخیص نوع سنگ مادر رسوبات سیلیسی - آواری است؛ چنانچه این نسبت در رسوبات کمتر از ۱۴ باشد، از سنگ مادرهای مافیک مشتق شده‌اند و اگر این نسبت حدود ۱۹ تا ۲۸ باشد، رسوبات به سنگ مادرهای فلسیک مربوط هستند (Anderson et al. 2004). بر اساس نظر هایاشی و همکاران (Hayashi et al. 1997) چنانچه این نسبت بیش از ۲۱ باشد، رسوبات به سنگ مادرهای فلسیک مربوط هستند؛ این نسبت در ماسه‌سنگ‌های سازند پادها اکثراً بیشتر از ۱۹ و در شیل‌های سازند پادها بین ۲۵ و ۲۶ است که نشان از مشتق شدن آنها از سنگ مادرهای فلسیک دارد. هایاشی و

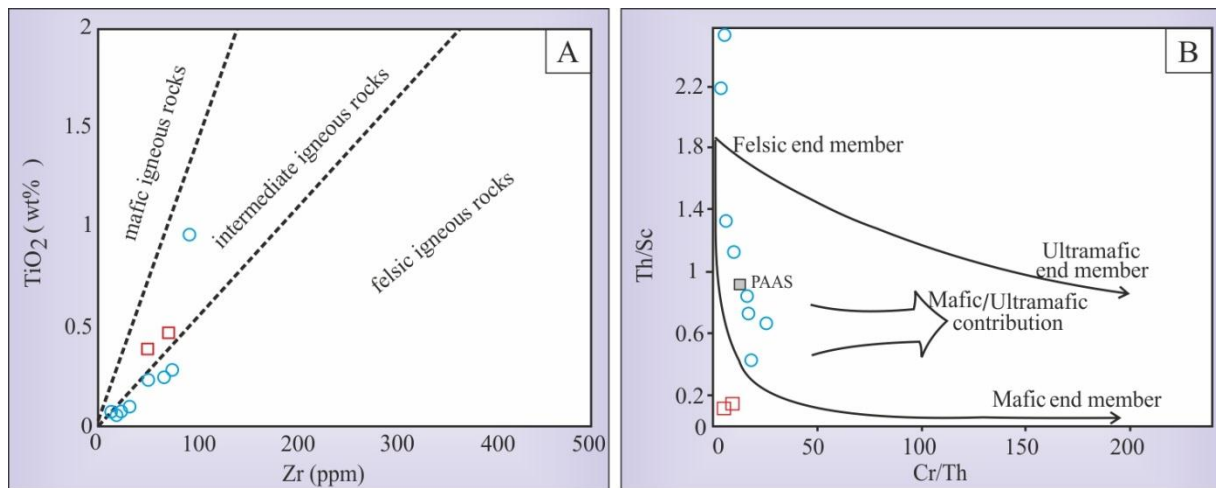
## ترکیب سنگ مادر

کوارتز یکی از کانی‌های بسیار مهم ماسه‌سنگ‌ها در تعیین خاستگاه است و معمولاً در بررسی خاستگاه ماسه‌سنگ‌ها از روش‌های تجزیه و تحلیل مختلف روی دانه‌های کوارتز استفاده می‌شود. میزان زیاد کوارتزهای تک‌بلوری با خاموشی مستقیم نسبت به کوارتزهای با خاموشی موجی و چندبلوری بیان‌کننده منشأ پلوتونیک ماسه‌سنگ‌هاست (Basu 1985; Tortosa et al. 1991). با توجه به مقادیر زیاد کوارتز در ماسه‌سنگ‌های سازند پادها، در مطالعه حاضر از نمودار چهارتایی تورتوزا و همکاران (Tortosa et al. 1991) برای بررسی نوع سنگ مادر این ماسه‌سنگ‌ها استفاده شد. بر اساس این نمودار و با تکیه بر ویژگی‌های دانه‌های مختلف کوارتز موجود، سنگ منشأ ماسه‌سنگ‌های سازند پادها از نوع گرانیته تعیین شد (شکل ۹). وجود فلدسپات‌های پتاسیم‌دار از نوع میکروکلین (شکل ۴، C) در نمونه‌های ساب‌آرکوزی تا ساب‌لیتارنایتی و فراوان‌تر بودن آنها نسبت به پلاژیوکلازها نیز نشان‌دهنده سنگ مادر آذرین فلسیک برای نمونه‌های مطالعه شده است.

میزان نسبت کوارتز به مجموع فلدسپات و کوارتز در ماسه‌سنگ‌ها مشخص‌کننده سنگ‌شناسی سنگ مادر است (Johnsson 1993). این مقدار در سنگ مادر مافیک حدود صفر تا ۰/۱، در سنگ مادرهای حدواسط حدود ۰/۱ تا ۰/۳ و در سنگ مادرهای فلسیک بیشتر از ۰/۳ است (Van De Kamp 2010). با توجه به اینکه میانگین این نسبت در ماسه‌سنگ‌های سازند پادها ۰/۹۵ است، می‌توان سنگ منشأ آذرین فلسیک را سنگ مادر اصلی این نهشته‌ها در نظر گرفت. اگرچه ترکیب ماسه‌سنگ‌ها بیان‌کننده منشأ سنگ‌های آذرین درونی مانند گرانیته برای آنهاست، حضور مقادیر فراوان کوارتزهای با گردش‌دگی خوب و به‌ویژه خرده‌های چرت، روتیل و زیرکن گردش‌دهنده منشأ سنگ‌های رسوبی قدیمی را نیز پیشنهاد می‌کند (Johnsson 1993).

همکاران (Hayashi et al. 1997) نشان دادند مقادیر  $TiO_2$  در برابر زیرکونیوم می‌تواند باعث تفکیک سنگ منشأهای فلسیک، حدواسط و مافیک شود؛ با قراردادن نمونه‌های سازند پادها در این نمودار (شکل ۱۰، A) مشخص می‌شود بیشتر نمونه‌های سازند پادها در محدوده سنگ منشأ فلسیک قرار دارند؛ بجز یک نمونه ماسه‌سنگی و دو نمونه شیلی که در محدوده سنگ‌های آذرین حدواسط قرار می‌گیرند. علاوه بر موارد یادشده، نسبت‌های بین برخی از عناصر فرعی از جمله

همکاران (Hayashi et al. 1997) نشان دادند مقادیر  $TiO_2$  در برابر زیرکونیوم می‌تواند باعث تفکیک سنگ منشأهای فلسیک، حدواسط و مافیک شود؛ با قراردادن نمونه‌های سازند پادها در این نمودار (شکل ۱۰، A) مشخص می‌شود بیشتر نمونه‌های سازند پادها در محدوده سنگ منشأ فلسیک قرار دارند؛ بجز یک نمونه ماسه‌سنگی و دو نمونه شیلی که در محدوده سنگ‌های آذرین حدواسط قرار می‌گیرند. علاوه بر موارد یادشده، نسبت‌های بین برخی از عناصر فرعی از جمله

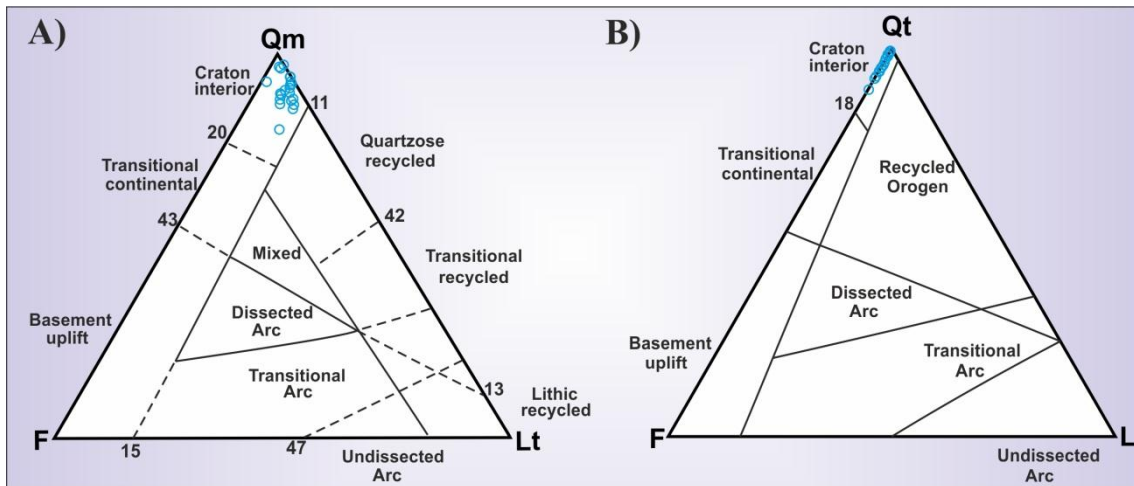


شکل ۱۰- A. نمودار مقادیر  $TiO_2$  در برابر زیرکونیوم (Hayashi et al. 1997) که سنگ منشأهای فلسیک تا حدواسط را برای نمونه‌های سازند پادها در برش خوش‌بیلاق نشان می‌دهد، B. نمودار دوتایی  $Cr/Th$  در برابر  $Th/Sc$  (Wronkowics and Condie 1987) و موقعیت نمونه‌های سازند پادها که روی آن مشخص شده است.

ماسه‌سنگ‌های قدیمی، چهار ناحیه منشأ اصلی شامل کراتون‌های پایدار، بالآمدگی پی‌سنگ، قوس‌های ماگمایی و کوه‌زایی‌های با چرخه دوباره را تعیین و به شکل دو نمودار مثلثی  $QmFLt$  و  $QtFL$  ارائه کردند. انتقال داده‌های به دست آمده از نقطه‌شماری مقاطع نازک سازند پادها (جدول ۲) در نمودار  $QmFLt$  و  $QtFL$  (شکل ۱۱) خاستگاه زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌های سازند پادها را کراتون‌های پایدار نشان می‌دهد.

### جایگاه زمین‌ساختی

مدهای آواری ماسه‌سنگ‌ها (کوارتز، فلدسپات و انواع خرده‌سنگ‌ها) یکی از اصلی‌ترین روش‌ها برای بررسی جایگاه‌های تکتونیکی مناطق خاستگاه است که به علت ارتباط نزدیک بین ترکیب ماسه‌سنگ‌ها و جایگاه تکتونیکی نواحی خاستگاه ماسه‌سنگ‌ها و به منظور کمک به شناسایی جایگاه تکتونیکی منطقه خاستگاه حوضه‌های دیرینه استفاده می‌شود (Dickinson and Suczek 1979; Dickinson 1985). دیکینسون و همکاران (Dickinson et al. 1983) با مطالعه روی



شکل ۱۱- نمودارهای دیکینسون و همکاران (Dickinson et al. 1983) به منظور تعیین نوع خاستگاه زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در برش خوش بیلاق

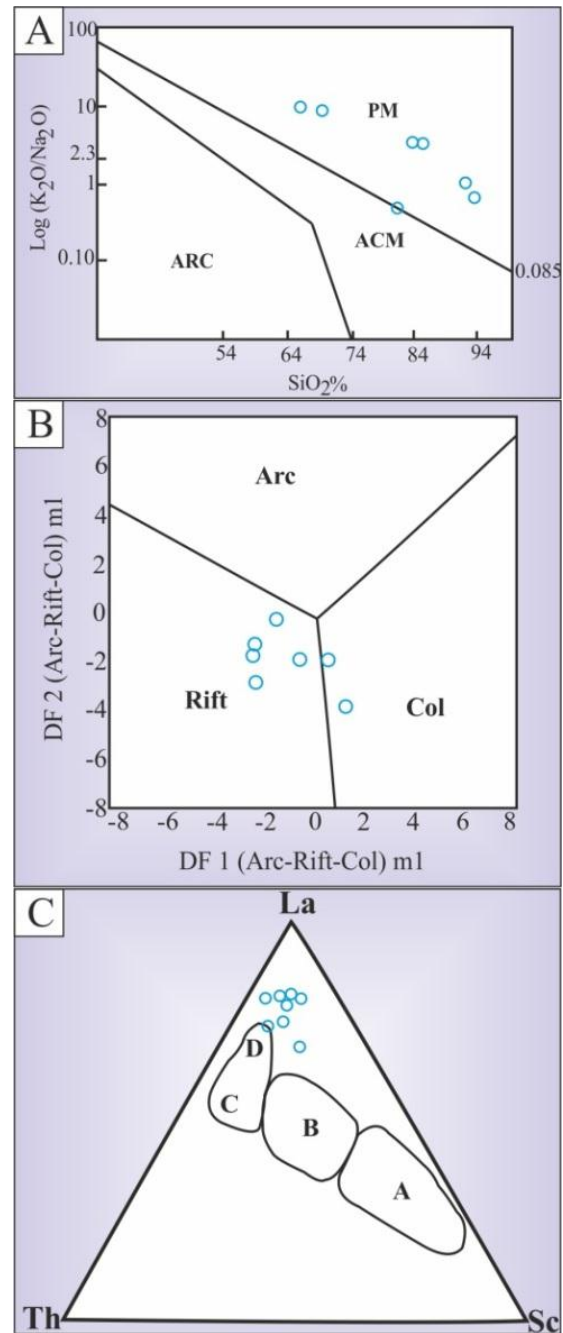
سازند پادها بیشتر در محدوده حاشیه غیرفعال قاره‌ای و ریفتی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۲، B).

عناصر فرعی و نادر حاکی معمولاً داده‌های معتبرتری را نسبت به عناصر اصلی برای تشخیص جایگاه تکتونیکی ارائه می‌کنند. درحقیقت، تحرک‌نداشتن و زمان اقامت کم این عناصر در آب اقیانوس و رودخانه باعث می‌شود این عناصر به بخش تخریبی رسوبات وارد شوند و در نتیجه، نقش مهمی را در تفکیک مناطق منشأ و جایگاه‌های تکتونیکی ایفا کنند (Taylor and McLennan 1985; McLennan et al. 2003). در پژوهش حاضر، نمودارهای مثلثی باتیا و کروک (Bhatia and Crook 1986) بر اساس عناصر فرعی لانتانیم، توریم و اسکاندیم استفاده شدند و ماسه‌سنگ‌های سازند پادها بیشتر در نزدیکی محدوده غیرفعال قاره‌ای قرار گرفتند.

استفاده از ژئوشیمی شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌ها نیز ابزار سودمندی در به‌دست آوردن جایگاه تکتونیکی است و نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و نادر حاکی برای تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های سیلیسی-آواری استفاده می‌شوند (Bathia 1983; Roser and Korsch 1986; Verma and Armstrong-Altrin 2013). محتوای  $SiO_2$  و نسبت  $K_2O/Na_2O$  در ماسه‌سنگ‌ها از حساس‌ترین نشانگرهای تفکیک جایگاه‌های تکتونیکی‌اند؛ از این رو، روسر و کورش (Roser and Korsch 1986) نموداری ارائه کردند که بر اساس عوامل یادشده، تفکیک سه جایگاه تکتونیکی غیرفعال قاره‌ای (Passive margin)، جایگاه فعال قاره‌ای (Active margin) و حواشی جزایر کمانی اقیانوسی (Oceanic island arc) امکان‌پذیر باشد؛ با قراردادن نمونه‌های سازند پادها در این نمودار مشخص می‌شود ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در محدوده حاشیه غیرفعال قاره‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۱۲، A). ورما و آرمسترانگ آلتین (Verma and Armstrong-Altrin 2013) با استفاده از مقادیر اکسیدهای مختلف، نمودار تفکیکی جدیدی را برای جایگاه‌های تکتونیکی ریفتی، برخورداری و کمان ولکانیکی ارائه کردند؛ همان‌گونه که مشاهده می‌شود در این نمودار نیز نمونه‌های

### جغرافیای دیرینه

در زمان‌های پرکامبرین پسین و پالئوزوئیک، صفحه ایران همراه با قطعه‌های مختلفی از کشورهای مجاور به صفحه‌های آفریقا و عربستان متصل بوده و در حاشیه شمالی ابرقاره گندوانا قرار داشته است (Husseini 1991; Ruban et al. 2007). پوسته قاره‌ای ایران در زمان نئوپروتروزوئیک تا اوایل کامبرین منعکس‌کننده وجود کمان قاره‌ای با عنوان «کادومین» (Cadmian continental arc) در حاشیه شمالی گندواناست که بعدها تحت تأثیر ریف‌زایی قرار گرفته است (Moghaddam et al. 2017). باتوجه به زمان بازشدگی اقیانوس پالئوتتیس از اوایل اردوویسین، رسوبات هم‌زمان با ریف‌ت در فواصل زمانی اردوویسین و سیلورین تشکیل شده‌اند (Berberian and King 1981; Derakhshi and Ghasemi 2015). مراحل تشکیل اقیانوس پالئوتتیس بر اساس نظر اشتامفلی (Stampfli 1978) و بولین (Boulin 1991) به سه بخش بالآمدگی حرارتی پوسته در پروتروزوئیک پسین، ریف‌تینگ در پالئوزوئیک پیشین و فرونشینی حرارتی در دونین میانی و فوقانی تقسیم‌بندی می‌شوند؛ از این رو، نهشته‌های سازند پادها به سن دونین زیرین - میانی ممکن است در حدفاصل تبدیل حاشیه ریف‌تی به حاشیه غیرفعال پالئوتتیس تشکیل شده باشند. به عقیده زند مقدم (Zand-Moghadam 2013) گسل‌های مختلف مورب‌لغز نرمال (strike-slip) که در حوضه ریف‌تی پالئوتتیس طی زمان‌های اردوویسین تا اوایل دونین ایجاد شده‌اند، بالآمدگی و فرورفتگی‌های مشخص نزدیک به یکدیگر را سبب شده‌اند (block faulting) و هر قطعه بالآمده می‌تواند نقش سنگ مادر را در رسوبات سازند پادها ایفا کند. فراوانی بسیار زیاد دانه‌های زیرکن آواری با سن ۵۰۰ میلیون سال در ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در برش خوش‌بیلاق (Moghaddam et al. 2017) تأییدکننده این بالآمدگی‌های تکتونیکی بستر گرانیتی کادومین و فرسایش این سنگ‌ها به عنوان سنگ مادر رسوبات سازند پادهاست؛ هرچند وجود دانه‌های زیرکن آواری با سن ۶۰۰ تا ۷۰۰ میلیون سال در ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در برش خوش‌بیلاق نشان‌دهنده ورود مواد آواری از سنگ‌های گرانیتی کراتون عربستان

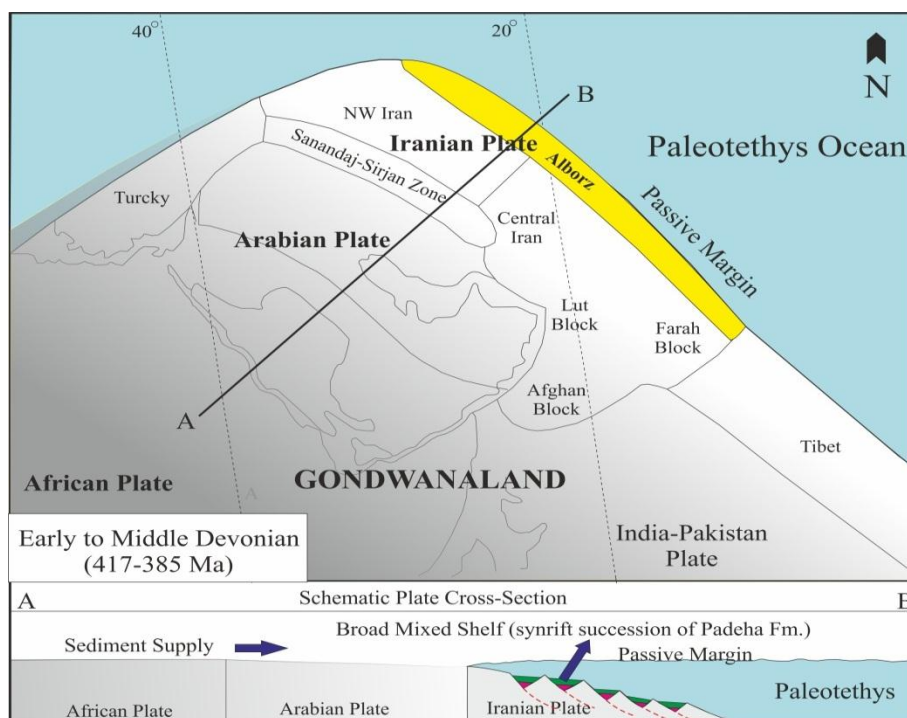


شکل ۱۲- A. نمودار محتوای  $SiO_2$  در برابر  $K_2O/Na_2O$  (Roser and Korsch 1986)؛ ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در محدوده حاشیه غیرفعال قاره‌ای قرار گرفته‌اند، B. نمودار تفکیکی ورما و آرمسترانگ (Verma and Armstrong-Altrin 2013) برای تفکیک جایگاه‌های تکتونیکی ریف‌تی، برخوردی و کمان ولکانیکی، C. نمودار مثلثی Th-La-Sc (Bhatia and Crook 1986) که جایگاه تکتونیکی غیرفعال قاره‌ای را برای ماسه‌سنگ‌های سازند پادها نشان می‌دهد. نشانه‌های اختصاری در شکل: A: جزایر کمانی اقیانوسی، B: جزایر کمانی قاره‌ای، C: حاشیه فعال قاره‌ای، D: حاشیه غیرفعال قاره‌ای



تأییدکننده این سنگ مادر برای رسوبات کنگلومرایی سازند پادهاست؛ هرچند هیچ‌گونه خرده‌سنگ آذرینی در ماسه‌سنگ‌های بخش سه سازند پادها مشاهده نشد. داده‌های به‌دست‌آمده از هوازدگی ناحیه منشأ بیان‌کننده تأثیر آب‌وهوای گرم و مرطوب تا کمی مرطوب است. تفسیر آب‌وهوایی به‌دست‌آمده هماهنگی خوبی با داده‌های جغرافیای دیرینه نشان می‌دهد؛ به‌گونه‌ای که خردصفحه ایران در فواصل زمانی دونین زیرین تا میانی در حاشیه شمالی قاره گندوانا، در عرض‌های جغرافیایی ۱۵ تا ۳۰ درجه قرار داشته است (Cocks and Torsvik 2002; Bagheri and Stampfli 2008). این تفسیر با شواهد پتروگرافی که بیان‌کننده مچوریتی ترکیبی و بافتی زیاد ماسه‌سنگ‌ها که عمدتاً دارای کوارتزهای رسوبی و جور شده و مقادیر بسیار اندک خرده‌های ناپایدارند، منطبق است. وجود نهشته‌های مردابی و وجودنداشتن کانی‌های تبخیری در رخساره‌های سازند پادها (Aharipour et al. 2010) تأییدکننده وجود آب‌وهوای نیمه‌مرطوب در زمان ته‌نشست سازند پادهاست.

به‌عنوان سنگ مادر دیگر رسوبات سازند پادهاست (Moghaddam et al. 2017). تجزیه و تحلیل جهت جریان دیرینه در زون البرز طی زمان دونین توسط پژوهشگران مختلف از جمله شرفی و همکاران (Sharafi et al. 2018) نیز ورود رسوبات از کراتون عربستان را تأیید می‌کند. نتایج مطالعه حاضر بر اساس داده‌های ژئوشیمی و پتروگرافی ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در برش خوش ییلاق نیز سنگ منشأ فلسیک، جایگاه تکتونیکی ریفتی و حاشیه غیرفعال را برای منطقه خاستگاه این ماسه‌سنگ‌ها تأیید می‌کند. با توجه به مشاهده زیرکن‌های آواری به سن حدود ۴۵۰ میلیون سال در ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در برش خوش ییلاق توسط مقدم و همکاران (Moghaddam et al. 2017)، فرسایش سنگ‌های پیش از دونین به‌ویژه سنگ‌های ماگمایی اوایل اردوویسین (سازند سلطان‌میدان) و به دنبال آن رسوب‌گذاری در حاشیه پالتوتیس نیز می‌تواند سنگ مادر دیگر ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در نظر گرفته شود (شکل ۱۳). وجود قطعه‌های بازالتی و گرانیتی در کنگلومراهای بخش پایینی سازند پادها



شکل ۱۳- نقشه جغرافیای دیرینه و مدل شماتیک ورود رسوب در زمان ته‌نشست سازند پادها (اوایل تا اواسط دونین) (برگرفته با تغییرات از Cocks and Torsvik 2002; Aharipour et al. 2010)

## نتیجه

دیرینه و قراردادن ایران در عرض‌های جغرافیایی ۱۵ تا ۳۰ درجه هماهنگی خوبی دارد.

نتایج نقطه‌شماری و درصد‌های محاسبه‌شده به‌منظور تعیین سنگ‌شناسی ماسه‌سنگ‌های سازند پادها، ترکیب سنگ‌شناسی کوارتز آرنایت، ساب‌آرکوز و ساب‌لیتارنایت را برای ماسه‌سنگ‌های بخش دو سازند پادها مشخص کرد. باتوجه‌به میزان نسبت کوارتز به مجموع فلدسپات و کوارتز در ماسه‌سنگ‌های سازند پادها که ۰/۹۵ است و همچنین ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های سازند پادها از جمله نسبت  $Al_2O_3/TiO_2$  و مقادیر  $TiO_2$  در برابر زیرکیم می‌توان سنگ منشأ آذرین فلسیک را سنگ مادر اصلی این نهشته‌ها در نظر گرفت. داده‌های حاصل از نقطه‌شماری مقاطع نازک ماسه‌سنگ‌های سازند پادها و استفاده از نمودارهای  $QtFL$  و  $QmFLt$ ، خاستگاه زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌های سازند پادها را کراتون‌های پایدار نشان می‌دهند. استفاده از ژئوشیمی ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های سازند پادها نیز اکثراً جایگاه تکتونیکی حاشیه غیرفعال قاره‌ای و ریفتی را برای این نمونه‌ها تأیید می‌کند. باتوجه‌به مطالعه‌های جغرافیای دیرینه در منطقه، بالآمدگی‌های تکتونیکی و فرسایش بستر گرانیتی کادومین و همچنین ورود مواد آواری از سنگ‌های گرانیتی کراتون عربستان را می‌توان سنگ مادر دیگر رسوبات سازند پادها در نظر گرفت. نقطه‌شماری ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده و مشخص کردن نسبت مجموع کوارتز به میزان فلدسپات و خرده‌سنگ ( $Qt/F+RF$ ) در برابر کوارتز پلی‌کریستالین و چرت روی فلدسپات و خرده‌سنگ ( $Qp/F+RF$ ) برای بررسی شرایط آب‌وهوایی در منطقه منشأ نشان‌دهنده شرایط آب‌وهوایی مرطوب در منطقه منشأ سازند پادهاست. ژئوشیمی نمونه‌ها و استفاده از اندیس 'CIW' در نمونه‌های سازند پادها به‌طور متوسط اعداد ۷۳/۶۹ و ۹۰/۷۷ را به‌ترتیب برای ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های مطالعه‌شده نشان می‌دهد؛ این اعداد، هوازگی متوسط تا زیاد را به‌ترتیب برای نهشته‌های یادشده مشخص و وجود شرایط آب‌وهوایی مرطوب را در زمان تشکیل سازند پادها تأیید می‌کنند که با داده‌های جغرافیای

## References

- 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. 1993. Paleozoic Stratigraphy of Iran: Treatise on the Geology of Iran 5: Tehran, Geological Survey of Iran. 492 p. [in Persian].
- Anderson P.O.D. Worden R.H. Hodgson D. and Flint S. 2004. Provenance evolution and chemostratigraphy of a Paleozoic submarine fan complex: Tanqua Karoo Basin, South Africa. *Marine and Petroleum Geology*, 21: 555–577.
- 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: 279-294.
- Armstrong-Altrin J.S. 2015. Evaluation of two multidimensional discrimination diagrams from beach and deep-sea sediments from the Gulf of Mexico and their application to Precambrian clastic sedimentary rocks. *International Geology Review*, 57(11-12): 1446-146.
- Armstrong-Altrin J.S. Lee Y.I. Kasper-Zubillaga J.J. Carranza-Edwards A. Garcia D. Eby N. Balaram V. and Cruz-Ortiz N.L. 2012. Geochemistry of beach sands along the western Gulf of Mexico, Mexico: implication for provenance. *Chemie der Erde*, 72: 345-362.
- Bagheri S. and 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(1-4): 123-155.
- Basu A. 1985. Reading provenance from detrital quartz. In: Zuffa, G.G. (Eds.), *Provenance of Arenites*. Dordrecht, NATO ASI Series, C148, D. Reidel Publishing Company, 231–247.
- Basu A. Bickford M.E. and Deasy R. 2016. Inferring tectonic provenance of siliciclastic rocks from their chemical compositions: A dissent. *Sedimentary Geology*, 336: 26-35.

- Publishing Company, Dorderchet, the Netherlands: 333-363.
- Dickinson W.R. and Suczek C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 63: 2164-2182.
- Dickinson W.R. Beard L.S. Brakenridge G.R. Evjavec J.L. Ferguson R.C. Inman K.F. Knepp R.A. Lindberg F.A. and Ryberg P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 222-235.
- Fardoust, F. Jafarzadeh, M. Zand-Moghaddam, H. and Abedini Moghanaki, F. 2018. Geochemical comparison of Padeha Formation sandstones in north of Tabas and Lut Blocks: implication for paleogeography. *Sedimentary Facies*, 11 [in Persian with English abstract]. (doi.org/10.22067/sed.facies.v11i1.64695).
- Folk R.L. 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Co., Austin, Texas, 182p.
- Garzanti E. and Resentini A. 2016. Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands). *Sedimentary Geology*, 336: 81-95.
- 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 micropaléontologie*, 50(1):129-144.
- Hayashi K. Fujisawa H. Holland H.D. and Ohmoto H. 1997. Geochemistry of 1.9 Ga Sedimentary Rocks from Northeastern Labrador, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61: 4115-4137.
- Hosseini-Barzi M. and Saeedi M. 2011. Tectonic Provenance of Padeha Formation Sandstones in Samirkooh Section, Central Iran: with Refrence to Influence of Diagenetic Processes on Sandstones Composition. *Scientific Quarterly Journal Geosciences*, 20 (78): 147-158. [in Persian with English abstract].
- Husseini M.I. 1991. Tectonic and depositional model of the Arabian and adjoining plates during the Silurian-Devonian. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75: 108-120.
- Ingersoll R.V. Bullard T.F. Ford R.L. Grimm J.P. Pickle J.D. and Sares S.W. 1984. The effect of grain size on detrital modes: A test of the Berberian M. and King G.C.P. 1981. Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Bhatia M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91:611-627.
- Bhatia M.R. and Crook K.A.W. 1986. Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92: 181-193.
- Boulin J. 1991. Structures in southwest Asia and evolution of the eastern Tethys, *Tectonophysics*, 196: 211-268.
- Clittleborough D.J. 1991. Indices of weathering for soils and paleosols formed on silicate rocks. *Australian Journal of Earth Sciences*, 38: 115- 120.
- Critelli S. 2018. Provenance of Mesozoic to Cenozoic circum-Mediterranean sandstones in relation to tectonic setting. *Earth-Science Review*, 185: 624-648.
- Critelli S. Muto F. Peri F. and Tripodi V. 2017. Interpreting provenance relations from sandstone detrital modes, southern Italy foreland region: Stratigraphic record of the Miocene tectonic evolution. *Marine and Petroleum Geology*, 87: 47-59.
- 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: 631-644.
- Cullers R.L. 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian – Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, 51: 181-203.
- Cullers R.L. and Podkovyrov V.N. 2000. Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: Implications for mineralogical and provenance control, and recycling. *Precambrian Research*, 104 (1-2): 77-93.
- Darvishzadeh A. 1991. *Geology of Iran*. Tehran University Inc. 908 p. [in Persian].
- Derakhshi M. and Ghasemi H. 2015. Soltan Maidan Complex (SMC) in the eastern Alborz structural zone, northern Iran: magmatic evidence for Paleotethys development. *Arabian Journal of Geosciences*, 8: 849-866.
- Dickinson W.R. 1985. Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G., (Eds.), *Provenance of Arenites*. Reidel

- suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of Geology*, 94: 635–650.
- Roser B.P. and Korsch R.J. 1988. Provenance signatures of sandstone–mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67: 119–139.
- Ruban D.A. Al-Husseini M. and Iwasaki Y. 2007. Review of Middle East Paleozoic plate tectonics. *GeoArabia*, 12: 35–56.
- Ruttner A. Nabavi M.H. and Hajian J. 1968. Geology of Shirgesht area (Tabas area, East Iran). Geological Society of Iran. No. 4, 133 p.
- Shao J. Yang S. and Li C. 2012. Chemical indices (CIA and WIP) as proxies for integrated chemical weathering in China: Inferences from analysis of fluvial sediments. *Sedimentary Geology*, 265:110-120.
- Sharafi M. Moussavi-Harami, S.R. Mahboubi, A. and Jafarzadeh M. 2018. Petrography and Geochemistry of the sandstones of the Geirud Formation in the Central Alborz: Application for Provenance and Tectonic setting. *Journal of Applied Sedimentology*, 6: 1-24. [in Persian with English abstract].
- Stampfli G. Marcoux J. and Baud A. 1991. Tethyan margins in space and time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleocology*, 87: 373–409.
- Stöcklin J. 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52: 1229–1258.
- Stampfli G.M. 1978. Etude geologic general de L Elburz oriental au sud de Gonbad-e Quabus, Iran N-E. These, Univ. Geneve, 328p.
- Suttner L.J. and Dutta P.K. 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 329–345.
- Taheri A. Jafarzadeh M. Armstrong-Altrin J.S. and Mirbagheri S.R. 2018. Geochemistry of siliciclastic rocks from the Shemshak Group (Upper Triassic–Middle Jurassic), north eastern Alborz, northern Iran: implications for palaeoweathering, provenance, and tectonic setting. *Geological Quarterly*, 62 (3): 522–535.
- Taylor S.R. and McLennan S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford, Blackwell, 312 p.
- Tortosa A. Palomares M. and Arribas J. 1991. Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds.), *Gazzi-Dickinson point-counting method. Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 0103–0116.
- Jafarzadeh M. and Hosseini-Barzi M. 2008. Petrography and geochemistry of Ahwaz Sandstone Member of Asmari Formation, Zagros, Iran: implications on provenance and tectonic setting. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25: 247–260.
- Johnsson M.J. 1993. The system controlling the composition of clastic sediments. In: Johnsson, M.J., and Basu, A., (Eds.), *Processes controlling the composition of clastic sediments. Geological Society of American Special*, 284: 1–19.
- McLennan S.M. Bock B. Hemming S.R. Hurowitz J.A. Lev S.M. and McDaniel D.K. 2003. The role of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks, In: Lentz, D.R., (Eds.), *Geochemistry of Sediment and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments, Geological Association of Canada, Geo text4*: 7-31.
- McLennan S.M. Hemming S. McDaniel D.K. and Hanson G.N. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: Johnsson, M.J. Basu, A., (Eds.), *Processes controlling the composition of clastic sediments. Geological Society of American Special Paper*, 284: 21–40.
- Moghadam H.S. Li X.H. Griffin W.L. Stern R.J. Thomsen T.B. Meinhold G. Aharipour R. and O'Reilly S.Y. 2017. Early Paleozoic tectonic reconstruction of Iran: Tales from detrital zircon geochronology. *Lithos*, 268: 87-101.
- Nesbitt H.W. and Young G.M. 1996. Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy. *Sedimentology*, 43: 341–358.
- Nesbitt H.W. and Young G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715–717.
- Poursoltani M.R. 2017. Petrography and diagenesis of Padeha Formation sandstones (Lower-Middle Devonian) at Bujhan section, Binalud Basin, NE Iran. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 32: 87-112. [in Persian with English abstract].
- Roser B.P. and Korsch R.J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone

- source-area weathering and provenance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 2401–2416.
- Zand-Moghadam H. Moussavi-Harami R. Mahboubi A. and Bavi H. 2013a. Comparison of tidalites in siliciclastic, carbonate, and mixed siliciclastic-carbonate Systems: examples from Cambrian and Devonian deposits of East-Central Iran. *ISRN Geology*, 1-21.
- Zand-Moghadam H. Moussavi-Harami R. Mahboubi A. and Rahimi, B. 2013b. Petrography and geochemistry of the Early-Middle Devonian sandstones of the Padeha Formation the north of Kerman, SE Iran: Implication for provenance *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología*, 83: 1-14.
- Zand-Moghadam H. Moussavi-Harami R. and Mahboubi A. 2014. Sequence stratigraphy of the Early-Middle Devonian succession (Padeha Formation) in Tabas Block, East-Central Iran: Implication for mixed tidal flat deposits. *Palaeoworld*, 23: 31-49.
- Zimmermann S. and Hall R. 2019. Provenance of Cretaceous sandstones in the Banda Arc and their tectonic significance. *Gondwana Research*, 67: 1-20.
- Developments in Sedimentary Provenance Studies, Special Publication-Geological Society, 57: 47– 54.
- Van De Kamp P. 2010. Arkose, subarkose, quartz sand, and associated muds derived from felsic plutonic rocks in glacial to tropical humid climates. *Journal of Sedimentary Research*, 80(10): 895–918.
- Verma S.P. and Armstrong-Altrin J.S. 2013. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Pre-Cambrian basins. *Chemical Geology*, 355: 117-180.
- Weltje G.J. 2002. Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology. *Earth–Science Reviews*, 57: 211–253.
- Wendt J. Kaufmann B. Belka Z. Farsan N. and Karimu-Bavandpur A. 2005. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran Part II. Northern and central Iran. *Acta Geologica Polonica*, 55: 31-97.
- Wronkiewicz D. J. and Condie K. C. 1987. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa:



