



<https://jssr.ui.ac.ir/?lang=en>

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches

E-ISSN: 2423-8007

Vol. 42, Issue 2, No. 103, 2026, 51-80

Received: 07.12.2025

Accepted: 28.01.2026

### Research Paper

## Petrography, geochemistry, and provenance of the Aghajari Formation (North of Hoseynieh, Andimeshk, Khuzestan Province)

**Mohamad Mallah**

Ph.D. Student in Sedimentology and Sedimentary Rocks, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran  
mohamadmallah1992mn@gmail.com

**Behrouz Rafiei** \*

Associate professor, Department of Geology, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran  
b\_rafiei@basu.ac.ir

**Hassan Mohseni**

Professor, Department of Geology, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran  
mohseni@basu.ac.ir

### Abstract

The purpose of this study was to investigate the mineralogy, geochemistry, and provenance of clastic strata of the Aghajari Formation (Upper Miocene–Pliocene) in the north of Hoseynieh and Andimeshk. Petrographic studies and modal analyses of sandstones indicate that quartz, feldspar of igneous origin, and lithic fragments (igneous, metamorphic, and sedimentary) are the main constituents of the sandstones. It was also revealed that the sandstone intervals fall within the recycled or transitional recycled orogenic provenance field, which accumulated during the late Miocene–Pliocene under warm and semi-arid climates. The clay mineral content of these sediments is mainly chlorite and illite, of detrital origin. Th/Co versus La/Sc cross-plots indicated a siliceous source rock, and Ti/Zr versus La/Sc and La/Th versus Hf suggest andesitic source rocks for the Aghajari Formation. Furthermore, Th/Sc versus Zr/Sc showed a first-order sedimentation cycle. The orogenic events during Miocene–Pliocene (the Savian and Strian tectonic phases) in the Folded Zagros led to the erosion of a mixture of igneous–ophiolitic rocks from the Neotethyan oceanic crust and metamorphic rocks exhumed in northern Lorestan and Kermanshah regions, along with the sedimentary successions of the folded Zagros (the Amiran, Talehjang, Kashkan, Shahbazan and Asmari formations). These formations supplied the clastic sediments of the Aghajari Formation within the Hoseynieh and Andimeshk syncline.

**Keywords:** Petrography, Geochemistry, Aghajari Formation, Provenance, Zagros Basin

### Introduction

Sedimentary rocks are the main source of information about past conditions. Based on the chemical composition of sediments and siliciclastic sedimentary rocks, the provenance and other depositional processes, such as weathering, transportation, and diagenesis, can be evaluated (Dickinson and Suczek 1979; Sharafi et al. 2018; Asiedu et al. 2019; Salehi et al., 2018; Zamanian et al. 2019; Peng et al. 2020). Among the various controlling factors, the tectonic setting and lithology of the source area are the most important parameters governing the formation of siliciclastic deposits (Yan et al. 2012; Salehi et al., 2014; Khazaei et al. 2018). The tectonic setting of siliciclastic rocks can be interpreted using petrographic and geochemical data through discrimination diagrams, as these reflect

sediment-generation processes, source-area morphology, and paleoclimatic conditions (Sabbagh et al. 2018; Pourdivanbeigi Moghaddam et al., 2020). The Aghajari Formation, the youngest unit of the Fars Group, was formally introduced by James and Wynd (1965) and consists of a thick succession of syn-orogenic red molasse deposits widely distributed throughout the Zagros region. Its age ranges from Middle Miocene to Pliocene and varies spatially across the basin (Motiee 2003). In this study, mineralogical and geochemical evidence are used to investigate the provenance of the Aghajari siliciclastic strata. Since sedimentary rocks represent the main remnants of eroded ancient crust (Condie et al. 2001; Basu 2003), provenance analysis provides key insights into the Miocene–Pliocene tectonic evolution of the Zagros Fold-Thrust Belt.

\*Corresponding author

Mallah M. Rafiei B. and Mohseni H. (2026). Petrography, geochemistry, and provenance of the Aghajari Formation (North of Hoseynieh, Andimeshk, Khuzestan Province). *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 42(2): 51-80. <https://doi.org/10.22108/jssr.2026.147717.1324>



2423-8007 / © 2026 University of Isfahan

This is an open access article under the CC BY-NC-ND 4.0 License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).



<https://doi.org/10.22108/jssr.2026.147717.1324>

### Material & Methods

In this study, three stratigraphic sections of the Aghajari Formation, including Paalam (600 m), Khoshab (550 m), and Piravali (520 m), were investigated in the Hosseinieh area of the Andimeshk region. Sampling in each section was carried out based on facies variations and, in some cases, systematically. A total of 180 rock samples (60 hand specimens from each section) were collected from different facies. To investigate the provenance of the Aghajari siliciclastic strata, 60 sandstone samples (mostly coarse-grained) were selected for thin-section preparation. From these, 17 thin sections (7 from the Aghajari Formation and 10 from the Lahbari Member) were selected for modal analysis. The percentages of cement and matrix in each sample were calculated relative to the total rock framework. To determine major and trace elements, identify lithological characteristics, and evaluate the tectonic setting, 20 mudstone samples were analyzed using ICP-MS at the Zarazma Laboratory (Tehran). These samples were selected to represent the entire stratigraphic succession under study. Additionally, 10 mudstone samples were analyzed by X-ray diffraction (XRD) at the Central Laboratory of Lorestan University to identify the mineralogical composition of fine-grained deposits. Modal analysis of sandstones was performed by counting 300–500 points per thin section following the Gazzi–Dickinson method (Dickinson 1970; Ingersoll et al. 1984), and sandstone classification was carried out according to Folk (1980). Petrographic and geochemical data, together with established discrimination diagrams and the Chemical Index of Alteration (CIA) (Nesbitt & Young, 1984), were used to infer the tectonic setting, palaeoclimate, and paleocurrent patterns.

### Discussion of Results & Conclusions

The study area is located at the beginning of the Zagros folded zone. The Aghajari Formation is the main outcropping

rock unit in the study area and consists mainly of sandstone, siltstone, claystone, mudstone, and shale. The investigated sandstones are mainly composed of sedimentary rock fragments, such as chert and carbonate fragments. The studied sandstones are generally poorly sorted, as seen in the thin sections. Petrographic studies revealed that sandstones of the Aghajari Formation are mainly lithic-arenite (sed-arenite), which is mostly composed of chertarenite and calcilithite with calcite cement. The origin of the cement in these facies can be attributed to the dissolution of unstable carbonate grains, with an average composition of  $(Q_{38}R_{60}F_2)$  in the upper part (Lehbari Member) and  $(Q_{33}R_{66}F_1)$  in the lower part of the Aghajari Formation. The clay mineral content of these sediments is mainly chlorite and illite, of detrital origin. The grain size and particle geometry, as well as the degree of sorting of the studied sandstones, indicate that they are texturally immature in terms of textural maturity. Th/Co versus La/Sc cross-plots indicated a siliceous source rock, and Ti/Zr versus La/Sc and La/Th versus Hf suggest mixed acidic–basic and andesitic source signatures in the studied samples for the Aghajari Formation. Furthermore, Th/Sc versus Zr/Sc showed a first-order sedimentary cycle. The petrographic and geochemical studies of sandstones in the Aghajari Formation indicate that the investigated sediments have a transitional recycled origin, with recycling in an orogenic zone. Moreover, the results of the modal analysis indicate that the climatic conditions were semi-arid during the deposition of this formation. According to geochemical analyses, the investigated sandstones originated from intermediate or andesitic rocks. Furthermore, geochemical diagrams indicate that the studied sandstones formed in an oceanic arc-island field setting. The geochemical data in the A-CN-K triangular diagram indicate moderately weathered conditions in the source area of the Aghajari Formation.



## پetroگرافی، زمین‌شیمی و خاستگاه نهشته‌های آواری سازند آغاچاری (شمال حسینی، اندیمشک، استان خوزستان)

محمد ملاح، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

mohamadmallah1992mn@gmail.com

بهروز رفیعی<sup>\*</sup>، دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

b\_rafi@basu.ac.ir

حسن محسنی، استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

mohseni@basu.ac.ir

### چکیده

هدف از این پژوهش، بررسی پتروگرافی، زمین‌شیمی و خاستگاه نهشته‌های آواری سازند آغاچاری (میوسن بالایی - پلیوسن) در شمال حسینی و اندیمشک بوده است. مطالعات پتروگرافی و آنالیز مدال ماسه‌سنگ‌های این سازند، نشان داد کانی‌های کوارتز، فلدسپات با منشأ آذرین و خرده‌سنگ‌ها (آذرین، دگرگونی، رسوبی)، ترکیب عمده ماسه‌سنگ‌های منطقه مطالعه شده‌اند. همچنین این نتایج نشان دادند که نمونه‌های مطالعه شده در محدوده کوهزایی، با چرخه مجدد و انتقالی قرار می‌گیرند که طی بازه زمانی میوسن پسین - پلیوسن با شرایط آب و هوایی گرم و نیمه‌خشک شکل گرفته‌اند. بیشتر کانی‌های رسی این رسوبات، کلریت و ایلیت با منشأ تخریبی‌اند. مقادیر  $Th/Co$  در برابر  $La/Sc$  بیانگر سنگ مادر سیلیسی و عناصر  $Ti/Zr$  در برابر  $La/Sc$  و  $La/Th$  در برابر  $Hf$ ، بیانگر سنگ منشأ آندزیتی برای سازند آغاچاری است. رسم مقادیر  $Th/Sc$  در برابر  $Zr/Sc$  نشان داد که نمونه‌های سازند آغاچاری حاصل سیکل اول رسوب‌گذاری‌اند. حرکات کوهزایی بازه‌های زمانی میوسن - پلیوسن (فازهای کوهزایی ساوین و استرین) در زاگرس چین‌خورده، سبب فرسایش مخلوطی از سنگ‌های آذرین - افیولیتی پوسته اقیانوسی نئوتتیس و سنگ‌های دگرگونی شمال لرستان و کرمانشاه به‌همراه توالی‌های رسوبی زاگرس چین‌خورده (سازندهای امیران، تله‌زنگ، کشکان، شهبازان و آسماری) بوده است و این واحدها، تأمین‌کننده رسوبات آواری سازند آغاچاری در ناودیس منطقه حسینی و اندیمشک بوده‌اند.

واژه‌های کلیدی: پتروگرافی، زمین‌شیمی، سازند آغاچاری، خاستگاه، حوضه زاگرس..

\* نویسنده مسئول

ملاح، محمد، رفیعی، بهروز و محسنی، حسن. (۱۴۰۵). پتروگرافی، زمین‌شیمی و خاستگاه نهشته‌های آواری سازند آغاچاری (شمال حسینی، اندیمشک، استان خوزستان). پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۴۲(۲)، ۵۱-۸۰. <https://doi.org/10.22108/jssr.2026.147717.1324>



## مقدمه

با توجه به اینکه سنگ‌های رسوبی تنها شواهد موجود از پوسته قدیمی فرسایش یافته‌اند (Basu 2003; Condie et al. 2001)، مطالعات برخاستگاه اطلاعات مهمی را از سرگذشت زمین‌ساختی زون چین‌خورده زاگرس طی میوسن - پلیوسن نشان می‌دهد.

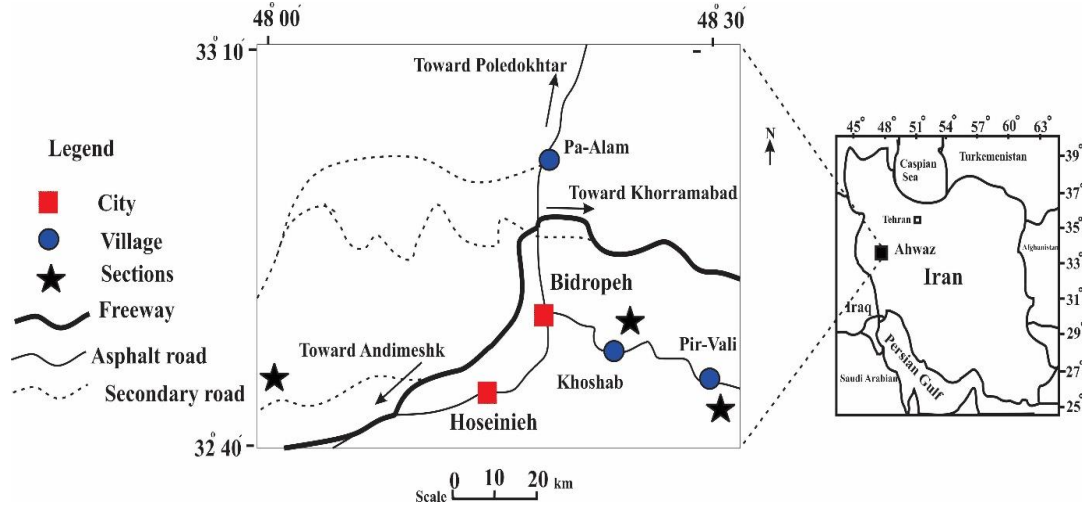
## موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه مطالعه‌شده

برش‌های مطالعه‌شده، در منطقه حسینی و بیدرویه از توابع شهرستان اندیمشک واقع شده است. این برش‌ها از طریق جاده آسفالتی خرم‌آباد به اندیمشک و یا شهرستان پلدختر به اندیمشک در دسترس‌اند. موقعیت این برش‌ها در شکل ۱ نشان داده شده است. برخورد ورقه‌های عربی - اوراسیا، به بالآمدن ورقه ایران - آناطولی و این برخورد به بسته شدن دریای نئوتتیس در زمان میوسن - پلیوسن منجر شده است (Agard et al. 2019; Verges et al. 2011). نتیجه این برخورد، تشکیل چهار زون تکتونیکی (حوضه فورلند خلیج فارس، زون زاگرس مرتفع، کمربند چین‌خورده - تراستی زاگرس و زون ارومیه دختر) در غرب ایران است. منطقه مطالعه‌شده، در ابتدای زون زاگرس چین‌خورده قرار گرفته است. از نظر زمین‌شناسی و چینه‌شناسی، در منطقه مطالعه‌شده سازندهای گچساران، آجاجاری (عضو زیرین به همراه عضو لهبری) و بختیاری رخمون دارند (شکل ۲). سازند آجاجاری در منطقه مطالعه‌شده با رخساره‌های قرمز آجری‌رنگ (تناوبی از ماسه‌سنگ، سیلت سنگ، رس سنگ، گل سنگ و شیل) به طور مستقیم با مرز تند و ناگهانی بر واحدهای ژپس‌دار سازند گچساران قرار گرفته است. سازند بختیاری نیز در برش‌های مطالعه‌شده با دگرشیبی مشخص، عضو لهبری سازند آجاجاری را می‌پوشاند (شکل ۳). سازند میشان در این بخش از حوضه رسوبی مشاهده نشده و سازند آجاجاری به طور مستقیم بر سازند گچساران قرار گرفته است (شکل ۳). سازند گچساران از نظر پتروگرافی این سازند متشکل از ژپس، انیدریت، مارن و سنگ‌های کربناته است که در یک محیط لاگون و سبخا نهشته شده‌اند (Gill and Ala 1972). سن سازند گچساران در محدوده زمانی الیگوسن - میوسن (Behroudi and Koyi 2004; Pirooz et al. 2015) تا میوسن پیشین - برآورد شده است (Jones and Racey 1994). سن قاعده

ترکیب سنگ‌های سیلیسی آواری طی تاریخ زمین‌شناسی، اطلاعات ارزشمندی را در ارتباط با موقعیت تکتونیکی ناحیه منشأ، آب و هوای دیرینه، سنگ‌شناسی منطقه منشأ، شدت هوازدگی، میزان حمل و نقل، فرآیندهای رسوب‌گذاری، دیاژنز و تکامل پوسته ارائه می‌دهد (Dickinson and Suczek 1979; Sharafi et al. 2018; Asiedu et al. 2019; Zamanian et al. 2019; Peng et al. 2020). از این میان، موقعیت تکتونیکی و سنگ‌شناسی منطقه منشأ، مهم‌ترین عوامل در تولید نهشته‌های سیلیسی آواری محسوب می‌شوند (Yan et al. 2012; Khazaei et al. 2018). موقعیت تکتونیکی سنگ‌های سیلیسی آواری بر پایه داده‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی و از طریق دیگرام‌های تفکیکی تفسیر می‌شود (Sabbagh et al. 2018). موقعیت تکتونیکی سنگ‌های سیلیسی آواری در برگیرنده همه عواملی است که نقش مهمی در تولید رسوبات و همچنین ریخت‌شناسی و شرایط اقلیمی منطقه منشأ بازی می‌کنند. سازند آجاجاری آخرین سازند از گروه فارس است که برای اولین بار (James and Wynd 1965)، آن را به صورت رسمی معرفی کرد. این سازند توالی ستبری (گاهی تا ۳۰۰۰ متر) از نهشته‌های مولاس سرخ‌رنگ و هم‌زمان با کوهزایی است که گستره‌های وسیعی از لرستان، خوزستان و فارس و حتی عراق، سوریه و ترکیه را زیر پوشش دارد (Motiee 2003). سازند آجاجاری بر سازند گچساران نهشته و مرز بالایی آن با و یا بدون بخش لهبری، با سازند کنگلومرای بختیاری تدریجی و هم‌شیب و گاه ناگهانی و دگرشیب است. سازند آجاجاری، بیشترین ضخامت را در فروافتادگی دزفول دارد؛ ولی ستبری این سازند به سمت خاور و جنوب آن، کاهش می‌یابد. البته کاهش ضخامت سازند آجاجاری با افزایش ضخامت سازند میشان همراه است؛ به همین رو، گاهی سازندهای آجاجاری و میشان هم‌زمان دانسته می‌شوند و به این سبب، سن آجاجاری از میوسن میانی تا پلیوسن برآورد می‌شود؛ اما سازند آجاجاری در همه‌جا هم‌سن نیست. سن این سازند از شمال باختر به جنوب خاور و از شمال خاور به جنوب باختر، جوان‌تر می‌شود (Motiee 2003). در این مطالعه با استفاده از شواهد کانی‌شناسی و زمین‌شیمی، خاستگاه نهشته‌های آواری سازند آجاجاری بررسی شده است.

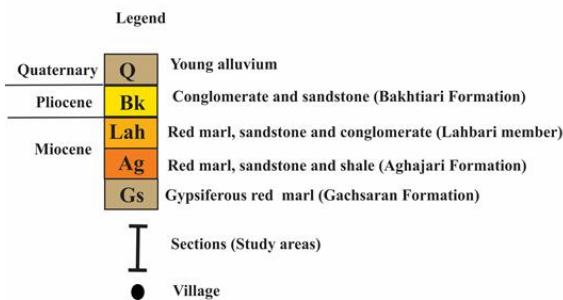
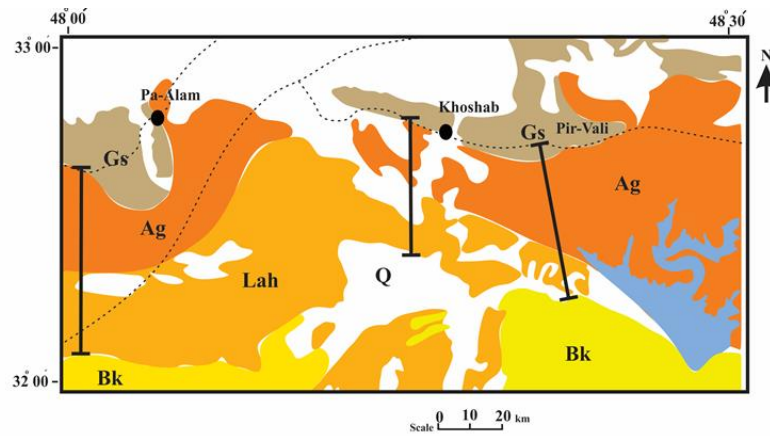
سازند آغاچاری از میوسن میانی تا میوسن پسین است (Verges et al. 2019). براساس مطالعات (James and Wynd 1965)، سن پلیوسن تعیین شده است.

سازند آغاچاری از میوسن میانی تا میوسن پسین است (Verges et al. 2019). براساس مطالعات (James and Wynd 1965)، سن پلیوسن تعیین شده است.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش‌های مطالعه‌شده

Fig 1- Geographic location and access routes to the studied sections



شکل ۲- بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ پلدختر - بالارود به‌همراه موقعیت برش‌های مطالعه‌شده و گسترش

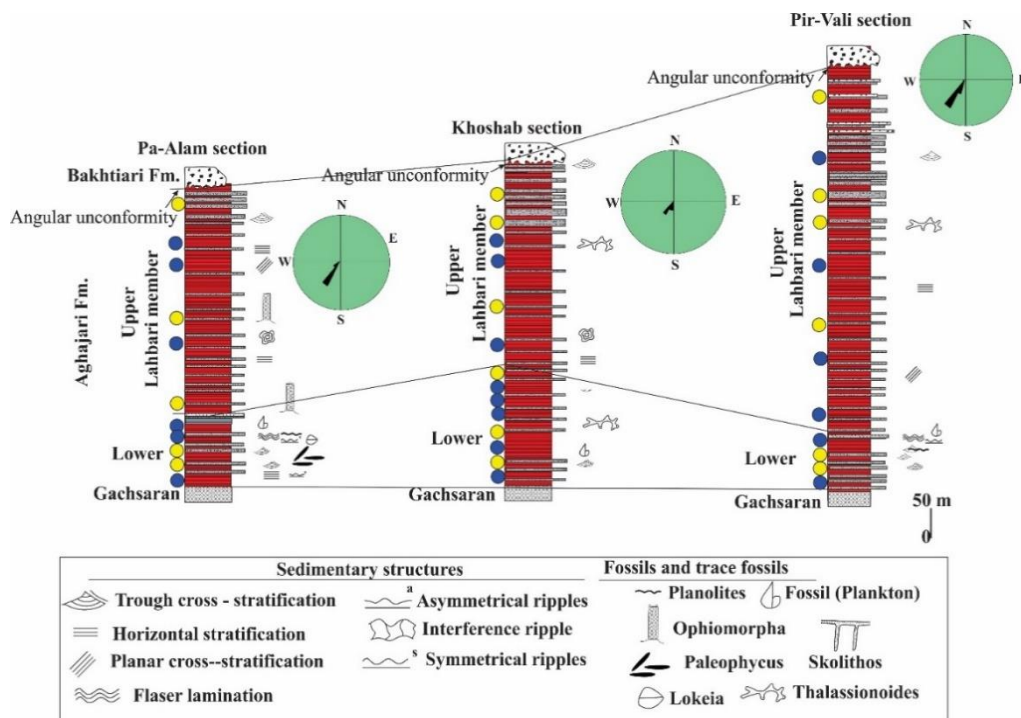
سازندهای منطقه مطالعه‌شده (after Fakhari 1985, with minor modifications)

Fig 2- A selected part of the 1:100,000 Pol Dokhtar–Balairoud geological map illustrating the location of the studied sections and the spatial distribution of formations in the study area (after Fakhari 1985, with minor modifications)

## مواد و روش‌ها

در این پژوهش، سه برش پاعلم (با ضخامت ۶۰۰ متر)، خوشاب (۵۵۰ متر) و پیروالی (۵۲۰ متر) از سازند آغاچاری در منطقه حسینیه واقع در شهرستان اندیمشک بررسی شد. نمونه‌برداری از هر برش با توجه به تغییرات رخساره‌ای و در برخی موارد به صورت سیستماتیک انجام شد؛ به طوری که از هر برش، ۶۰ نمونه برداشت و در مجموع ۱۸۰ نمونه سنگی از رخساره‌های مختلف کل برش‌ها جمع‌آوری شد. به منظور بررسی خاستگاه نهشته‌های آواری سازند آغاچاری، از میان نمونه‌های برداشت‌شده، ۶۰ نمونه ماسه‌سنگ (عمدتاً ماسه‌سنگ‌های درشت‌دانه) انتخاب و از آنها مقاطع نازک تهیه شد. از میان مقاطع نازک تهیه‌شده، تعداد ۱۷ نمونه براساس فراوانی اجزای تشکیل‌دهنده برای انجام آنالیز مدال انتخاب شد که شامل ۷ نمونه از سازند آغاچاری و ۱۰ نمونه از عضو لهبری است. درصد سیمان و ماتریکس در هر نمونه نسبت به کل زمینه سنگ محاسبه شد. به منظور تعیین عناصر اصلی و فرعی، شناخت سنگ‌شناسی و بررسی جایگاه زمین‌ساختی، تعداد ۲۰ نمونه از گلسنگ‌ها تحت آنالیز طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) در شرکت زرآزمای تهران قرار گرفت. این نمونه‌ها به گونه‌ای انتخاب شدند که کل

توالی‌های مطالعه‌شده را پوشش دهند. به منظور شناسایی کانی‌های تشکیل‌دهنده نهشته‌های ریزدانه سازند آغاچاری، تعداد ۱۰ نمونه گلسنگ نیز تحت آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD)، با استفاده از دستگاه STOE، تحت شرایط ۴۰ کیلوولت و ۳۰ میلی‌آمپر، در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان بررسی شد. آنالیز مدال ماسه‌سنگ‌ها با شمارش ۳۰۰ تا ۵۰۰ نقطه در هر مقطع نازک براساس روش گزی-دیکینسون (Dickinson 1970; Ingersoll et al. 1984) انجام و اجزای اصلی و فرعی شناسایی شد. نام‌گذاری ماسه‌سنگ‌ها براساس رده‌بندی فولک (Folk 1980) انجام شد. با توجه به اینکه فرآیندهای دیاژنزی موجب تغییر در ترکیب اولیه سنگ‌ها می‌شوند (McBride 1985)، در مرحله نقطه‌شماری، به تأثیراتی نظیر جاننشینی و انحلال دانه‌ها توجه شد. برای تعیین جایگاه تکتونیکی و شرایط آب‌وهوایی دیرینه، از داده‌های پتروگرافی و زمین‌شیمی و نمودارهای ارائه‌شده (Weltje 1994)، Roser, Pettijohn et al. (1987)، Suttner and Dutta (1986) and Korsch (1988) و شاخص هوازدگی (CIA) معرفی شده از سوی Nesbitt and Young (1984) استفاده شد. همچنین به منظور بازسازی جریان‌های دیرینه، رزیدیاگرام‌ها با استفاده از نرم‌افزار Strunet-06 ترسیم شد.



شکل ۳- ستون‌های سنگ‌چینه‌ای سازند آغاچاری در برش‌های مطالعه‌شده

Fig 3- Stratigraphic logs of the Aghajari Formation in the studied sections.

دارای مقداری فلدسپات و کانی‌های فرعی کم و مقدار ناچیزی از کانی‌های سنگین است.

نتایج آنالیز مدال برای نمونه‌های مطالعه‌شده، در جدول ۱ نشان داده شده است. با توجه به نقاط شمارش شده برای نمونه‌های بخش زیرین سازند آغاچاری، میانگین درصد  $Qm_{non}$  (کوارتز تک‌بلور بدون خاموشی موجی) ۲۵/۱۱ درصد،  $Qm_{un}$  (کوارتز تک‌بلور دارای خاموشی موجی) ۳/۱۱ درصد،  $Qp_{2-3}$  (کوارتز چند بلوری دارای دو الی سه بلور) ۱/۹۴ درصد،  $Qp_{\geq 3}$  (کوارتز چند بلوری با بیش از سه بلور) ۲/۷ درصد،  $F$  (فلدسپات) ۱/۳ درصد (پلاژیوکلاز ۰/۹۳ و اورتوکلاز ۰/۳۶)،  $L_v$  (خرده سنگ آتشفشانی) ۱/۲۷ درصد،  $L_m$  (خرده سنگ دگرگونی) ۱ درصد،  $L_{ch}$  (خرده سنگ چرتی) ۳۰/۵۵ درصد،  $L_{ca}$  (خرده سنگ کربناته) ۳۲/۳۸ درصد،  $H$  (کانی سنگین) ۰/۶۵ درصد است. میانگین ترکیب بخش زیرین سازند آغاچاری به صورت  $(Q_{33}R_{66}F_1)$  است. نقاط شمارش شده برای نمونه‌های بخش بالایی سازند آغاچاری میانگین درصد  $Qm_{non}$  (کوارتز تک‌بلور بدون خاموشی موجی) ۲۵/۵۱ درصد،  $Qm_{un}$  (کوارتز

### نتایج

#### پتروگرافی ماسه‌سنگ‌ها و آنالیز مدال

بررسی‌های پتروگرافی انجام‌شده بر ۱۷ مقطع نازک نشان می‌دهد که ماسه‌سنگ‌های سازند آغاچاری در منطقه مطالعه‌شده عمدتاً دانه‌ریز تا دانه‌درشت بوده‌اند، اندازه ذرات آنها در بازه‌ای حدود ۱/۲۵ تا ۲ میلی‌متر تغییر می‌کند. خرده‌سنگ‌های رسوبی نظیر خرده‌سنگ‌های چرتی و کربناته، فراوان‌ترین دانه‌های آواری‌اند (شکل ۴ و ۵) که فراوانی خرده‌سنگ‌های چرتی در بخش بالایی سازند (عضو لهبری) بیشتر است؛ در حالی که در بخش پایینی سازند، فراوانی خرده‌سنگ‌های کربناته بیشتر است. همچنین خرده‌سنگ‌های آتشفشانی و دگرگونی به مقدار کم در این ماسه‌سنگ‌ها وجود دارد. کوارتز دومین کانی فراوان در این ماسه‌سنگ‌ها هستند که شامل انواع کوارتز مونو کریستالین دارای خاموشی موجی و بدون آن، کوارتز پلی کریستالین دو و سه دانه و بیش از سه دانه‌اند و میانگین فراوانی آنها در ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده متغیرند و فراوان‌ترین آنها کوارتز تک‌بلور بدون خاموشی موجی است. همچنین این ماسه‌سنگ‌ها

(خرده‌سنگ کربناته)  $25/92$  درصد، H (کانی سنگین)  $1/18$  درصد است. میانگین اجزای تشکیل‌دهنده بخش بالایی سازند آغاچاری ( $Q_{38}R_{60}F_2$ ) است. ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده براساس تقسیم‌بندی فولک (Folk 1980) عمدتاً چرت آرنایت و کالک‌لیتارنایت‌اند (شکل ۶).

تک‌بلور دارای خاموشی موجی)  $5/21$  درصد،  $Q_{p2-3}$  (کوارتز چند بلوری دارای دو الی سه بلور)  $2/64$  درصد،  $Q_{p\geq 3}$  (کوارتز چند بلوری با بیش از سه بلور)  $3/78$  درصد، F (فلدسپات)  $2$  درصد (پلاژیوکلاز  $1/5$  و اورتوکلاز  $0/5$ )،  $L_v$  (خرده‌سنگ آتشفشانی)  $1/58$  درصد،  $L_m$  (خرده‌سنگ دگرگونی)  $1/71$  درصد،  $L_{ch}$  (خرده‌سنگ چرتی)  $30/42$  درصد،  $L_{ca}$

**جدول ۱- درصد داده‌های آنالیز مدال به دست آمده به روش گزی- دیکینسون (Dickinson 1970).**  $Q_{mnon}$ : کوارتز تک‌بلورین بدون خاموشی موجی؛  $Q_{mun}$ : کوارتز تک‌بلورین دارای خاموشی موجی؛  $Q_{p\geq 3}$ : کوارتزهای چندبلوری با بیش از سه بلور؛  $Q_{p2-3}$ : کوارتزهای چندبلوری دارای ۲ تا ۳ بلور؛  $Q_m$ : کوارتز تک‌بلوری؛  $Q_p$ : کوارتز چندبلوری؛  $Q_t$ : مجموع دانه‌های کوارتز؛ F: فلدسپات؛ Ls: خرده‌سنگ رسوبی؛  $L_v$ : خرده‌سنگ ولکانیکی؛  $L_m$ : خرده‌سنگ دگرگونی؛  $L_{ch}$ : خرده‌سنگ چرتی؛  $L_{ca}$ : خرده‌سنگ کربناته؛ Lt: مجموع خرده‌سنگ‌ها و H: کانی سنگین. درصد سیمان (Cem) و ماتریکس (Mat) نسبت به هم در نمونه مقطع نازک سنجیده شده است. حداکثر، حداقل و میانگین فراوانی هر کدام از ذرات نیز محاسبه شده است. درصد سیمان و ماتریکس برای هر نمونه نسبت به کل زمينه سنگ محاسبه شده است.

**Table 1-** The percentages of modal analysis data were obtained using the Gazzi–Dickinson method (Dickinson 1970).  $Q_{mnon}$ : represents monocrystalline quartz without undulatory extinction,  $Q_{mun}$ : denotes monocrystalline quartz with undulatory extinction.  $Q_{p\geq 3}$  refers to polycrystalline quartz grains composed of more than three crystals, whereas  $Q_{p2-3}$  includes polycrystalline quartz grains consisting of two to three crystals.  $Q_m$  represents total monocrystalline quartz,  $Q_p$  denotes total polycrystalline quartz, and  $Q_t$  refers to the total quartz content. F indicates feldspar. Ls,  $L_v$ ,  $L_m$ ,  $L_{ch}$ , and  $L_{ca}$  represent sedimentary, volcanic, metamorphic, chert, and carbonate lithic fragments, respectively, while Lt denotes the total lithic fragments. H represents heavy minerals. The percentages of cement (Cem) and matrix (Mat) were measured relative to each other in each thin section. In addition, the maximum, minimum, and mean abundances of each component were calculated. The proportions of cement and matrix for each sample were also calculated relative to the total rock framework.

Samples No.	$Q_{mnon}$	$Q_{mun}$	$Q_{p2-3}$	$Q_{p\geq 3}$	$Q_m$	$Q_p$	$Q_t$	P	K	F	$L_v$	$L_m$	$L_{ch}$	$L_{ca}$	Lt	H	Cem	Mat
5	23.16	3.90	1.50	2.30	27.06	3.80	30.86	1.90	0.60	2.50	1.70	1.30	42.74	19.80	65.54	1.10	5.00	12.00
6	17.90	12.60	2.30	3.50	30.50	5.80	36.30	0.80	0.40	1.20	1.30	1.10	40.90	18.70	62.00	0.50	8.00	8.00
7	31.50	3.80	1.80	5.40	35.30	7.20	42.50	1.10	0.50	1.60	1.10	1.60	21.10	30.40	54.20	1.70	6.00	4.00
8	20.12	6.50	3.60	1.80	26.62	5.40	32.02	1.80	0.60	2.40	1.90	2.10	37.60	22.48	64.08	1.50	7.00	15.00
26	22.45	5.12	4.50	2.60	27.57	7.10	34.67	1.10	0.70	1.80	2.10	1.80	25.43	33.00	62.33	1.20	15.00	10.00
27	26.10	3.41	2.10	3.70	29.51	5.80	35.31	0.80	0.50	1.30	1.80	2.30	22.49	35.80	62.39	1.00	18.00	21.00
28	22.17	7.98	3.80	2.90	30.15	6.70	36.85	2.10	0.40	2.50	1.50	2.70	33.82	21.83	59.85	0.80	12.00	16.00
29	31.50	2.65	1.75	5.10	34.15	6.85	41.00	1.10	0.60	1.70	1.20	1.50	27.75	25.15	55.60	1.70	3.00	8.00
13	22.14	3.85	2.65	3.80	25.99	6.45	32.44	3.10	0.30	3.40	1.10	1.40	33.80	27.06	63.36	0.80	5.00	17.00
14	38.15	2.34	2.40	6.70	40.49	9.10	49.59	1.60	0.30	1.90	2.10	1.30	18.60	25.01	47.01	1.50	8.00	10.00
Max	38.15	12.60	4.50	6.70	40.50	9.10	49.60	3.10	0.70	3.40	2.10	2.70	42.74	35.80	65.54	1.70	18.00	21.00
Min	17.90	2.34	1.50	1.80	26.00	3.80	30.90	0.80	0.30	1.20	1.10	1.10	18.60	18.70	47.01	0.50	3.00	4.00
Mean	<b>25.51</b>	<b>5.21</b>	<b>2.64</b>	<b>3.78</b>	<b>30.70</b>	<b>6.42</b>	<b>37.20</b>	<b>1.50</b>	<b>0.50</b>	<b>2.00</b>	<b>1.60</b>	<b>1.71</b>	<b>30.42</b>	<b>25.92</b>	<b>59.64</b>	<b>1.18</b>	<b>8.70</b>	<b>12.10</b>
30	22.10	2.50	1.80	2.20	24.60	4.00	28.60	0.80	0.40	1.20	1.10	1.10	42.00	25.10	69.30	0.90	3.00	15.00
31	21.60	2.20	1.60	2.80	23.80	4.40	28.20	1.80	0.30	2.10	1.50	0.90	25.18	41.62	69.20	0.50	2.00	18.00
9	25.12	1.80	2.50	3.50	26.92	6.00	32.92	1.10	0.70	1.80	1.30	0.80	39.20	23.28	64.58	0.70	15.00	20.00
10	30.15	3.50	3.10	3.40	33.65	6.50	40.15	0.50	0.40	0.90	1.70	1.10	25.12	29.93	57.85	1.10	8.00	12.00
11	24.10	6.20	1.80	2.70	30.30	4.50	34.80	0.80	0.30	1.10	1.40	1.20	20.30	40.60	63.50	0.60	6.00	17.00
12	22.60	2.70	1.50	2.40	25.30	3.90	29.20	0.80	0.20	1.00	0.90	0.80	40.50	27.10	69.30	0.50	2.00	14.00
25	30.10	2.90	1.30	1.90	33.00	3.20	36.20	0.60	0.10	0.70	1.02	1.10	21.60	39.08	62.80	0.30	4.00	20.00
Max	30.15	6.20	3.10	3.50	33.70	6.50	40.20	1.80	0.70	2.10	1.70	1.20	42.00	41.62	69.30	1.10	15.00	20.00
Min	21.60	1.80	1.30	1.90	23.80	3.20	28.20	0.50	0.10	0.70	0.90	0.80	20.30	23.28	57.85	0.30	2.00	12.00
Mean	<b>25.11</b>	<b>3.11</b>	<b>1.94</b>	<b>2.70</b>	<b>28.20</b>	<b>4.64</b>	<b>32.90</b>	<b>0.93</b>	<b>0.36</b>	<b>1.26</b>	<b>1.30</b>	<b>1.10</b>	<b>30.56</b>	<b>32.39</b>	<b>65.22</b>	<b>0.65</b>	<b>5.71</b>	<b>16.57</b>

اینهاست. میانگین نسبت  $(Q+Ch)/(F+L)$  (شاخص بلوغ کانی‌شناسی) برای بخش زیرین سازند آغاچاری  $0/96$  و برای بخش بالایی آن (عضو لهبری) برابر  $1/11$  است. ماسه‌سنگ‌های

از نظر بافتی این ماسه‌سنگ‌ها، جورشدگی ضعیفی دارند و در بیشتر مواقع، دانه‌ها نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه‌گردشده‌اند. وجود ماتریکس فراوان در این ماسه‌سنگ‌ها نشانگر بلوغ‌نداشتن نابالغ

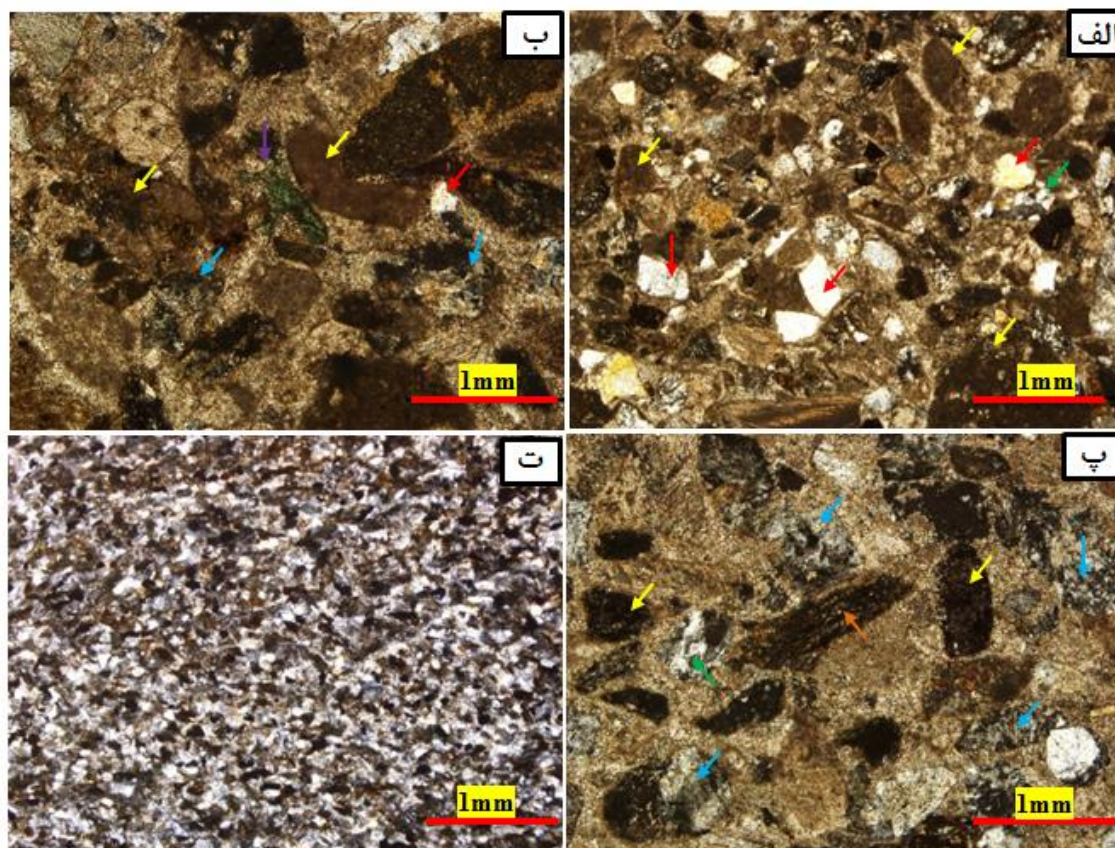
ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده، عامل این بلوغ کانی‌شناسی ضعیف است. فراوانی خرده‌سنگ‌ها معمولاً نشان‌دهنده فرسایش و رسوب‌گذاری سریع از یک منطقه منشأ فعال تکتونیکی، همچنین افزایش نسبت خرده‌سنگ‌ها در ترکیب کانی‌شناسی است.

بخش زیرین سازند آجاجاری از نظر بلوغ کانی‌شناسی نابالغ است؛ در حالی که ماسه‌سنگ‌های بخش بالایی سازند آجاجاری بالغ‌اند (جدول ۲). افزایش نسبت F+L در برابر نسبت Q+Ch بیانگر نابالغ بودن ماسه‌سنگ‌های سازند آجاجاری در منطقه مطالعه‌شده است. فراوانی خرده‌سنگ‌ها نسبت به دیگر دانه‌ها در

جدول ۲- درصد نسبت Q+Ch/F+L در نمونه‌های مطالعه‌شده برای تعیین بلوغ کانی‌شناسی Q (کوارتز)، Ch (چرت)، F (فلدسپات)، L (خرده‌سنگ)

**Table 2- Percentage of Q+Ch to F+L ratio in the studied samples for assessing the mineralogical maturity. Q = quartz, Ch = chert, F = feldspar, L = lithic fragments.**

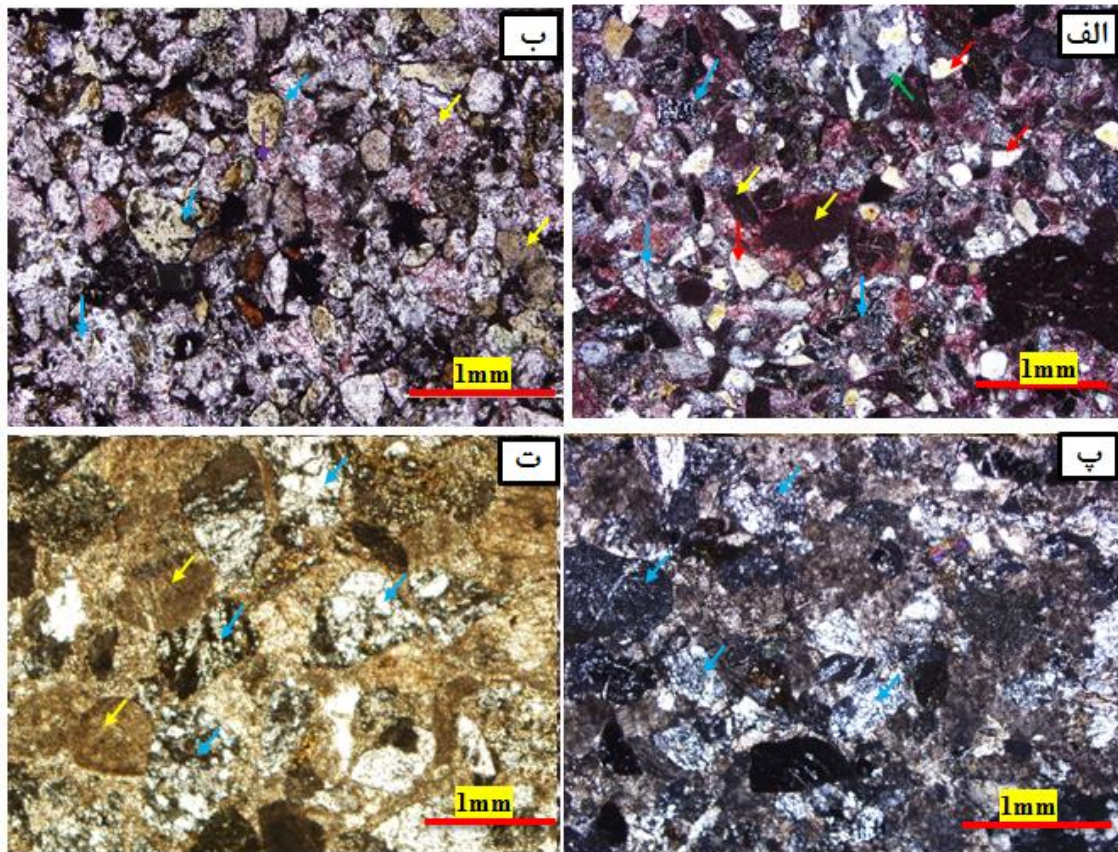
	Samples No.	Q	F	CH	L	Q+CH	F+L	Q+CH/F+L
Upper part	5	30.86	2.50	42.74	65.54	73.60	68.04	1.08
	6	36.30	1.20	40.90	62.00	77.20	63.20	1.22
	7	42.50	1.60	21.10	54.20	63.60	55.80	1.14
	8	32.02	2.40	37.60	64.08	69.62	66.48	1.05
	26	34.67	1.80	25.43	62.33	60.10	64.13	0.94
	27	35.31	1.30	22.49	62.39	57.80	63.69	0.91
	28	36.85	2.50	33.82	59.85	70.67	62.35	1.13
	29	41.00	1.70	27.75	55.60	68.75	57.30	1.20
	13	32.44	3.40	33.80	63.36	66.24	66.76	0.99
	14	49.59	1.90	18.60	47.01	68.19	48.91	1.39
	Max	49.59	3.40	42.74	65.54	77.20	68.04	1.39
	Min	30.86	1.20	18.60	47.01	57.80	48.91	0.91
	Mean	37.15	2.03	30.42	59.64	67.58	61.67	1.11
Lower part	30	28.60	1.20	42.00	69.30	70.60	70.50	1.00
	31	28.20	2.10	25.18	69.20	53.38	71.30	0.75
	9	32.92	1.80	39.20	64.58	72.12	66.38	1.09
	10	40.15	0.90	25.12	57.85	65.27	58.75	1.11
	11	34.80	1.10	20.30	63.50	55.10	64.60	0.85
	12	29.20	1.00	40.50	69.30	69.70	70.30	0.99
	25	36.20	0.70	21.60	62.80	57.80	63.50	0.91
	Max	40.15	2.10	42.00	69.30	72.12	71.30	1.11
	Min	28.20	0.70	20.30	57.85	53.38	58.75	0.75
	Mean	32.87	1.26	30.56	65.22	63.42	66.48	0.96



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی ماسه‌سنگ‌های نشان‌دهنده پتروفاسیس کالکلیتارنایت

الف، ب، پ: سیمان تشکیل‌دهنده این رخساره از جنس کربنات کلسیم است؛ ت: کالکلیتارنایت ریزدانه که بخش‌های تیره‌رنگ، خرده‌سنگ‌های کربناته و بخش‌های روشن، خرده‌سنگ‌های چرتی و دانه‌های کوارتز است (پیکان‌های زردرنگ خرده‌سنگ‌های کربناته، پیکان‌های قرمز رنگ کوارتز تک‌بلور، پیکان سبزرنگ کوارتز چندبلوری، پیکان‌های آبی‌رنگ خرده‌سنگ چرتی، پیکان بنفش دانه کلریتی و پیکان نارنجی خرده‌سنگ دگرگونی را نشان می‌دهد).

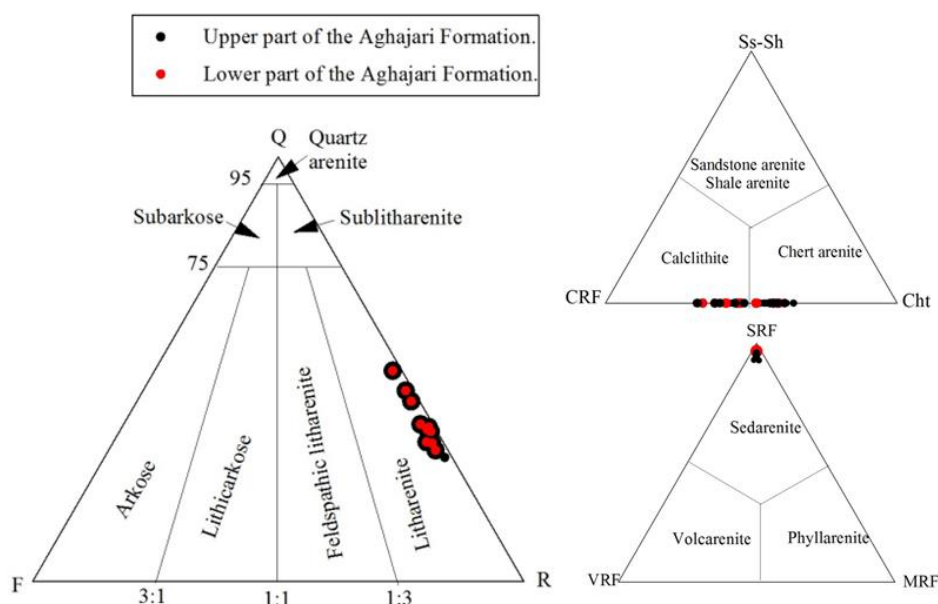
**Fig 4-** Microphotograph of sandstones showing the calcilitharnite petrofacies. A, B, C: The cement is made of calcium carbonate. C: Fine-grained calcilitharnite. Dark grains indicate carbonate fragments, and light grains indicate chert fragments and quartz. (Yellow arrows: carbonate fragments, red arrows: single-crystal quartz, green arrows: polycrystalline quartz, blue arrows: chert fragments, purple arrows: chlorite grains, and orange arrows: metamorphic fragments).



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی ماسه‌سنگ‌ها (که پتروفاسیس چرت آرنایت را نشان می‌دهد)

الف: سیمان این رخساره بیشتر از جنس کربنات کلسیم است و منشأ آن احتمالاً به انحلال دانه‌های ناپایدار کربناته مربوط می‌شود؛  
 ب: بخش‌های تیره‌رنگ سیمان اکسید آهن‌اند. بخش‌های قرمز تا صورتی از جنس کربنات کلسیم و بخش‌های شفاف از جنس سیلیس (بیشتر دانه‌های چرتی) هستند. تصویر الف و ب با آلزارین قرمز رنگ‌آمیزی شده‌اند؛ پ: سیمان غالب این رخساره از جنس سیلیس است؛ ت: سیمان این رخساره بیشتر از جنس کربنات کلسیم است (پیکان‌های زردرنگ خرده‌سنگ کربناته، پیکان‌های قرمز رنگ کوارتز تک‌بلوری و پیکان‌های سبزرنگ کوارتز چند بلوری، پیکان‌های آبی‌رنگ خرده‌سنگ‌های چرتی را نشان می‌دهند).

**Fig 5-** Microphotograph of sandstones showing the chert-arnite petrofacies. A: The cement is mainly made of calcium carbonate and is likely related to the dissolution of unstable carbonate grains. B: The dark parts are iron oxide cement. The red to pink parts are calcium carbonate, and the transparent parts are silica (mostly chert grains). Images A and B are stained with alizarin red. C: The dominant cement of this facies is silica. D: The cement is mainly calcium carbonate. (Yellow arrows: carbonate fragments, red arrows: single-crystal quartz, and green arrows: polycrystalline quartz; blue arrows: chert fragments).



شکل ۶- پتروفاسیس‌های بخش زیرین و بخش بالایی سازند آغاچاری (عضو لهبری) در نمودار مثلثی QRF فولک (Folk 1980) همه نمونه‌ها در محدوده سد آرنلیت با فراوانی خرده‌سنگ‌های چرتی و کربناته‌اند.

**Fig 6- Ternary diagrams of petrofacies of the lower and upper parts of the Aghajari Formation (Lehbari Member) (proposed after Folk 1980). All samples indicate a litharenite composition, with predominant chert and carbonate rock fragments.**

### کانی‌شناسی گل‌سنگ‌ها

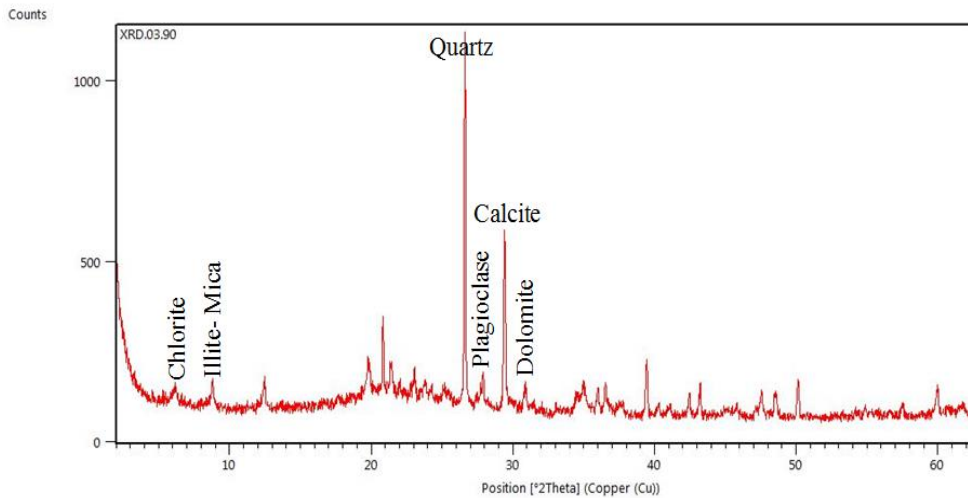
به‌منظور بررسی کانی‌شناسی نهشته‌های ریزدانه، تعداد ۱۰ نمونه از گل‌سنگ‌ها انتخاب و با استفاده از روش (XRD) آنالیز شدند. نتایج حاصل از آنالیز XRD نمونه‌های گل‌سنگی در جدول ۳ ارائه شده است. براساس این نتایج، کانی‌های کوارتز، کلسیت، دولومیت، پلاژیوکلاز و کانی‌های گروه ایلیت-میکا، اجزای اصلی کانی‌شناسی نمونه‌های ریزدانه شناسایی شدند (شکل ۷). کانی ایلیت-میکا معمولاً با پیک مشخص ۱۰ آنگستروم

تشخیص‌دانی است و حضور آن در بسیاری از نمونه‌ها، هم در بخش‌های پایینی و هم در بخش‌های بالایی برش‌های مطالعه‌شده، مشاهده می‌شود. بررسی تغییرات عمودی ترکیب کانی‌شناسی نشان می‌دهد که در نمونه‌های شماره ۱ تا ۳۲ هیچ‌گونه شواهدی از حضور کانی دولومیت وجود ندارد؛ در حالی که از نمونه شماره ۳۴ به بعد، این کانی در نتایج XRD ظاهر شده است که نشان‌دهنده تغییر شرایط رسوب‌گذاری یا دیازنزی در بخش‌های بالایی توالی مطالعه‌شده است.

جدول ۳- نتایج کانی‌شناسی نمونه‌های ریزدانه حاصل از آنالیز XRD

**Table 3- Mineralogical composition of fine-grained samples obtained from XRD analysis**

نمونه	نتایج آنالیز XRD	نمونه	نتایج آنالیز XRD
Ag-2	کوارتز، کلسیت، ایلیت	M-6	کوارتز، کلسیت، آلپیت، کلریت، ایلیت-میکا
Ag-6	مسکویت، کلسیت، آلپیت	M-9	کوارتز، کلسیت، مسکویت، دولومیت
Ag-32	کوارتز، کلسیت	M-19	کوارتز، کلسیت، آلپیت، دولومیت
Ag-34	کوارتز، کلسیت، دولومیت، ایلیت-میکا	M-22	کوارتز، کلسیت
Ag-59	کوارتز، کلسیت		
Ag-68	کوارتز، کلسیت، مسکویت		



شکل ۷ - نمودار آنالیز XRD نمونه‌های گل‌سنگی سازند آغاچاری در منطقه مطالعه شده

Fig 7- XRD analysis pattern of mudrocks taken from the Aghajari Formation in the study area

#### زمین‌شیمی

نتایج آنالیز عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در نمونه‌های سازند آغاچاری در منطقه مطالعه شده، در جدول ۴ نشان داده شده است. با استفاده از مقدار این عناصر در نمونه‌های مطالعه شده، به جایگاه زمین‌ساختی، هوازگی سنگ منشأ و تغییرات آب و هوایی دیرینه پی برده می‌شود.

#### عناصر اصلی

عناصر اصلی شامل ترکیب اکسید عناصر  $Fe_2O_3$ ،  $CaO$ ،  $Al_2O_3$ ،  $MgO$ ،  $K_2O$  و  $Na_2O$  هستند. میانگین تمرکز عناصر اصلی در نمونه‌های بخش پایینی سازند آغاچاری شامل  $Al_2O_3$  (۲۵/۹۰ درصد)،  $CaO$  (۷/۳۷ درصد)،  $Fe_2O_3$  (۱۰/۹۳ درصد)،  $MgO$  (۲ درصد)،  $K_2O$  (۴/۳۵ درصد) و  $Na_2O$  (۱/۹۶ درصد) و تمرکز این عناصر به همان ترتیب در بخش بالایی سازند آغاچاری (عضو لهبری) (۲۵/۴۶ درصد)، (۷/۵۷ درصد)، (۱۱/۰۲ درصد)، (۲/۳۹ درصد)، (۳/۹۷ درصد) و (۱۰/۹۳ درصد) هستند (جدول ۴). تمرکز عناصر اصلی در هر دو بخش سازند آغاچاری، تفاوت چشمگیری نشان نمی‌دهند و تقریباً از یک روند تبعیت می‌کنند.

#### عناصر فرعی

عناصر فرعی در نمونه‌های مطالعه شده شامل ترکیب اکسید عناصر  $TiO_2$ ،  $MnO$  و  $P_2O_5$  هستند. میانگین تمرکز عناصر فرعی در نمونه‌های بخش پایینی سازند شامل  $TiO_2$  (۰/۷۳ درصد)،  $MnO$  (۰/۱۱ درصد) و  $P_2O_5$  (۰/۲۹ درصد) می‌شوند و تمرکز این عناصر در عضو لهبری شامل  $TiO_2$  (۰/۷۲ درصد)،  $MnO$  (۰/۱۰ درصد) و  $P_2O_5$  (۰/۲۹ درصد) هستند. تمرکز عناصر فرعی نیز به مانند عناصر اصلی، در هر دو بخش سازند آغاچاری کمابیش یکسان است.

#### عناصر کمیاب

عناصر کمیاب در نمونه‌های مطالعه شده شامل عناصر  $Co$ ،  $Cr$ ،  $La$ ،  $Sc$ ،  $Zr$ ،  $Y$ ،  $Ti$  و  $Th$  هستند. میانگین تمرکز عناصر کمیاب در نمونه‌های بخش پایینی سازند شامل  $Cr$  (۱۲۰ پی‌پی‌ام)،  $Co$  (۱۹/۳۷ پی‌پی‌ام)،  $Zr$  (۸۳/۲ پی‌پی‌ام)،  $La$  (۲۵ پی‌پی‌ام)،  $Sc$  (۱۵ پی‌پی‌ام)،  $Y$  (۱۴/۱ پی‌پی‌ام)،  $Ti$  (۴۳۵۱ پی‌پی‌ام) و  $Th$  (۷/۳۹ پی‌پی‌ام) و تمرکز این عناصر در عضو لهبری، شامل  $Cr$  (۱۳۲ پی‌پی‌ام)،  $Co$  (۱۷/۷۵ پی‌پی‌ام)،  $La$  (۲۵ پی‌پی‌ام)،  $Sc$  (۱۵ پی‌پی‌ام)،  $Zr$  (۷۸/۱ پی‌پی‌ام)،  $Y$  (۱۳/۹ پی‌پی‌ام)،  $Ti$  (۴۳۲۲ پی‌پی‌ام) و  $Th$  (۷/۰۳ پی‌پی‌ام) است (جدول ۴). تمرکز عناصر کمیاب در نمونه‌های مطالعه شده هم در بخش قاعده‌ای سازند

آجاجاری و هم در بخش بالایی سازند آجاجاری (عضو لهبری)، تقریباً روند مشابهی را نشان می‌دهند.

ضرایب همبستگی بین برخی عناصر بخش بالایی سازند آجاجاری شامل (عنصر  $\text{Al}_2\text{O}_3$  با  $\text{K}_2\text{O}$  برابر  $r^2=0.95$ )، (عنصر  $\text{Al}_2\text{O}_3$  با  $\text{TiO}_2$  برابر  $r^2=0.88$ )، (عنصر  $\text{Al}_2\text{O}_3$  با  $\text{Th}$  برابر  $r^2=0.97$ )، (عنصر  $\text{Al}_2\text{O}_3$  با  $\text{La}$  برابر  $r^2=0.89$ )، (عنصر  $\text{Al}_2\text{O}_3$  با  $\text{Sc}$  برابر  $r^2=0.95$ )، (عنصر  $\text{K}_2\text{O}$  با  $\text{Sc}$  برابر  $r^2=0.93$ )، (عنصر  $\text{K}_2\text{O}$  با  $\text{La}$  برابر  $r^2=0.773$ )، (عنصر  $\text{K}_2\text{O}$  با  $\text{Zr}$  برابر  $r^2=0.899$ )، (عنصر  $\text{K}_2\text{O}$  با  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  برابر  $r^2=0.944$ )، (عنصر  $\text{TiO}_2$  با  $\text{Mg}$  برابر  $r^2=0.99$ )، (عنصر  $\text{TiO}_2$  با  $\text{Th}$  برابر  $r^2=0.77$ )، برای بخش پایینی سازند آجاجاری شامل (عنصر  $\text{Al}_2\text{O}_3$  با  $\text{K}_2\text{O}$  برابر  $r^2=0.94$ )، (عنصر  $\text{Al}_2\text{O}_3$  با  $\text{TiO}_2$  برابر  $r^2=0.97$ )، (عنصر  $\text{Al}_2\text{O}_3$  با  $\text{Th}$  برابر  $r^2=0.90$ )، (عنصر  $\text{Al}_2\text{O}_3$  با  $\text{La}$  برابر  $r^2=0.87$ )، (عنصر  $\text{Al}_2\text{O}_3$  با  $\text{Sc}$  برابر  $r^2=0.93$ )، (عنصر  $\text{K}_2\text{O}$  با  $\text{Sc}$  برابر  $r^2=0.88$ )، (عنصر  $\text{K}_2\text{O}$  با  $\text{La}$  برابر  $r^2=0.83$ )، (عنصر  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  با  $\text{K}_2\text{O}$  برابر  $r^2=0.77$ )، (عنصر  $\text{TiO}_2$  با  $\text{Th}$  برابر  $r^2=0.86$ ) است. نتایج ضرایب همبستگی بین بخش‌های پایینی و بالایی سازند آجاجاری، تفاوت چشمگیری را نشان نمی‌دهند (جدول ۵).

### بحث

پتروفاسیس ماسه‌سنگ‌های این سازند، بیشتر از چرت‌آرنایت و کالک‌لیتارنایت با سیمان کلسیتی تشکیل شده است که منشأ سیمان در این رخساره‌ها به انحلال دانه‌های ناپایدار کربناته نسبت داده می‌شود. خرده‌سنگ‌های رسوبی در این رخساره‌ها نسبت به دیگر دانه‌ها دارای فراوانی بیشتر هستند. فراوانی این خرده‌سنگ‌ها در این رخساره‌ها به دلیل فرسایش سنگ‌های رسوبی ناحیه منشأ، که شامل سازندهای کربناته تله‌زنگ، شهبازان و آسماری‌اند، در نظر گرفته می‌شوند که طی فازهای کوهزایی میوسن-پلیوسن از زون چین‌خورده زاگرس فرسایش و در منطقه مطالعه شده ته‌نشست یافته‌اند. میانگین اجزای تشکیل‌دهنده بخش زیرین سازند آجاجاری و بخش بالایی آن (عضو لهبری) متفاوت‌اند که در بخش بالایی به صورت

$(\text{Q}_{33}\text{R}_{66}\text{F}_1)$  و در بخش پایینی به صورت  $(\text{Q}_{33}\text{R}_{66}\text{F}_1)$  است. عضو لهبری در مقایسه با بخش پایینی سازند آجاجاری دارای درصد بیشتری از کوارتز، فلدسپات و درصد کمتری از خرده‌سنگ‌های سنگی است که به فراوانی و تنوع دانه‌های کوارتز در نمونه‌های ماسه‌سنگی، به‌عنوان شواهدی از سنگ منشأ توجه می‌شود. بیشتر اوقات فراوانی کوارتزهای مونوکریتالین نشان‌دهنده حمل و نقل زیاد، در محیط با انرژی بالا و یا چرخه مجدد رسوبی است که در طی آن دانه‌های کوارتز پلی‌کریتالین با پایداری کم از بین رفته و باعث افزایش فراوانی کوارتزهای مونوکریتالین شده است (Tucker 2001). افزایش خرده‌سنگ‌های کربناته در بخش زیرین سازند آجاجاری (۳۲/۳ درصد) نسبت به بخش بالایی سازند (عضو لهبری) (۲۵/۹)، نشانگر منشأ نزدیک و تأثیر بیشتر سنگ‌های رسوبی کربناته در تأمین مواد است.

میانگین نسبت  $(\text{Q}+\text{Ch})/(\text{F}+\text{L})$  برای بخش زیرین سازند آجاجاری برابر ۰/۹۶ و برای بخش بالایی سازند آجاجاری (عضو لهبری)، برابر ۱/۱۱ است. بالابودن نسبت  $(\text{Q}+\text{Ch})/(\text{F}+\text{L})$  عضو لهبری نسبت به بخش زیرین آن، بیانگر بهتر بودن و شروع بلوغ کانی‌شناسی در عضو لهبری است که در نتیجه حمل و نقل و تغییر سنگ منشأ است. به دلیل بالارفتن نسبت دانه‌های کوارتز و خرده‌سنگ‌های چرتی در عضو لهبری نسبت به عضو پایین سازند آجاجاری، نسبت  $(\text{Q}+\text{Ch})/(\text{F}+\text{L})$  بیشتر از یک است.

وجود کانی دولومیت به صورت تخریبی از پارامترهای تفکیک‌کننده عضو لهبری (بخش بالایی سازند آجاجاری)، از بخش زیرین آن است؛ به‌گونه‌ای که این کانی به صورت فراوان در عضو لهبری سازند آجاجاری مشاهده و در بخش زیرین آن به ندرت دیده شده است. این اختلاف در ترکیب کانی‌شناسی به دلیل حرکات کوهزایی میوسن-پلیوسن در منطقه است که سازند شهبازان با ترکیب غالب دولومیتی به سن ائوسن را در معرض فرسایش قرار داده است.

با استفاده از مقدار عناصر اصلی، فرعی و کمیاب، به جایگاه زمین‌ساختی، آب و هوای دیرینه و هوازدگی سنگ منشأ پی

کربناته منشأ می‌گیرند (Rahman and Suzuki 2007). البته CaO با عناصر Co و Ti همبستگی مثبت و با  $Al_2O_3$  همبستگی منفی نشان می‌دهد. این الگوی همبستگی بیانگر آن است که کلسیم علاوه بر فازهای کربناته، تا حدی با اجزای غیرکربناته و آواری نیز همراه می‌شود.

همبستگی دو به دوی عناصر و اکسیدهای اصلی نیز بررسی شده است (جدول ۴ و ۵). ارتباط مثبت بین  $Fe_2O_3$  و  $Al_2O_3$  برای بخش پایینی و بالایی سازند آجاجاری بیانگر تمرکز  $Fe_2O_3$  در کانی‌های رسی یا هوازدگی شیمیایی کم در ناحیه سنگ منشأ است (Lee 2009). ارتباط مثبت بین  $K_2O$  و  $Al_2O_3$  برای بخش پایینی و بالایی سازند آجاجاری، بیانگر وجود  $K_2O$  در کانی ایلیت (و مقدار اندکی فلدسپات پتاسیم‌دار) است (Lee 2009). ارتباط مثبت  $Al_2O_3$  با عناصر Ti برای بخش پایینی و بالایی سازند آجاجاری و همچنین ارتباط مثبت بین  $Al_2O_3$  با عناصر Co و Cs، بیانگر این است که توزیع این عناصر تحت کنترل کانی‌های رسی در نمونه‌های مطالعه‌شده است (Roy and Roser 2012).

برده می‌شود (England and Molnar 1990; Foster and John 2018; Harries et al. 1999). مقادیر CaO و  $Na_2O$  در نمونه‌های مطالعه‌شده، به وجود کلسیت ثانویه و پلاژیوکلازها در چرخه مجدد سنگ منشأ طی حمل و نقل نسبت داده می‌شود (Lee 2011; Moosavirad 2009). وجود عنصر Mg در نمونه‌ها به دلیل حضور کانی رسی کلریت در نمونه‌ها در نظر گرفته می‌شود (Zhao et al. 2007; Zhao et al. 2019). به‌منظور بررسی منشأ منیزیم در رسوبات گلی، به جدول ۵ و همبستگی عناصر با یکدیگر مراجعه می‌شود. مقدار منیزیم در بخش زیرین سازند آجاجاری از حد تفکیک دستگاه بیشتر بوده است؛ بنابراین مقادیر منیزیم با دیگر عناصر مقایسه‌شدنی نیست؛ اما در عضو لهری، همبستگی مثبت و قوی اکسید منیزیم با عناصر Co، Ti و Zr و همبستگی نداشتن این عنصر با اکسید کلسیم، تأییدکننده منشأ غیرکربناته برای عنصر منیزیم است. با توجه به حجم بالای رسوبات سیلیسی آواری ریزدانه در توالی چینه‌ای بررسی شده و حجم بسیار اندک کربنات‌ها، منطقی به نظر می‌رسد که منشأ منیزیم به‌طور عمده از کانی‌های رسی (به‌ویژه کلریت) و سهم توالی کربناته بسیار ناچیز است. مؤلفه CaO بیشتر از دانه‌های

جدول ۴- مقادیر تمرکز عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های گل‌سنگی مطالعه‌شده عناصر اصلی برحسب درصد وزنی و عناصر فرعی برحسب پی‌پی‌ام‌اند.

Table 4- Concentrations of major (in percent) and minor (ppm) elements in the mudrock samples.

	Samples No.	Hf	Th	Y	Zr	Sc	La	Co	Cr	P	Mn	Ti	Ca	Mg	Fe	K	Na	Al
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	W%	W%	W%	W%	W%	W%	W%
Upper part	M19	1.7	7.1	13.3	84	18.1	22	22.8	157	648	882	0.49	5.28	ND	4.57	1.78	0.59	7.24
	M22	1.6	6.7	13.4	79	16.1	22	19.2	119	607	773	0.44	5.89	1.91	3.94	1.70	0.53	6.55
	Ag52	1.7	6.6	14.1	81	15.2	25	19.7	182	638	877	0.44	5.34	ND	3.69	1.61	0.95	6.75
	Ag59	1.5	6.6	15.5	79	16.3	26	19.5	186	688	755	0.49	5.17	ND	3.91	1.55	1.12	6.78
	Ag67	1.8	12.3	17.6	97	21.3	34	20.1	135	808	957	0.56	4.70	ND	5.28	2.22	0.52	9.87
	L12	1.4	5.5	11.2	61	10.9	21	11.6	67	533	867	0.28	6.32	1.19	3.03	1.47	0.51	5.15
	L14	1.9	6.2	14.0	81	14.9	23	17.5	128	611	714	0.41	5.46	ND	3.62	1.68	0.67	6.48
	L15	1.6	8.0	14.0	80	15.9	27	18.7	134	634	810	0.45	5.00	1.90	4.17	1.73	0.82	7.22
	L18	1.5	5.1	13.0	66	11.2	22	13.3	123	622	687	0.37	5.44	1.68	2.87	1.24	0.81	5.11
	L22	1.5	6.2	12.9	73	13.8	23	15.1	91	573	627	0.39	5.48	1.70	3.47	1.51	0.64	6.21
	Max	1.9	12.3	17.6	97	21.3	34	22.8	186	808	957	0.56	6.32	1.91	5.28	2.22	1.12	9.87
	Min	1.4	5.1	11.2	61	10.9	21	11.6	67	533	627	0.28	4.70	1.19	2.87	1.24	0.51	5.11
	Mean	1.6	7.0	13.9	78.1	15.4	24.5	17.8	132.2	636.2	794.9	0.43	5.41	1.68	3.85	1.65	0.71	6.74
	Lower part	M6	1.9	7.1	15.4	83	15.3	24	17.1	153	623	679	0.45	5.10	ND	3.80	1.62	0.93
M9		1.5	5.5	10.6	61	9.6	21	18.1	89	516	906	0.27	5.98	ND	2.45	1.39	0.44	4.68
M14		1.7	6.2	13.3	77	14.1	21	15.7	119	619	711	0.39	5.96	ND	3.62	1.71	0.53	6.14
Ag6		1.7	9.9	14.5	99	16.0	31	32.5	103	649	663	0.5	4.80	1.42	3.23	1.98	0.82	7.92
Ag16		1.8	9.1	14.7	96	15.7	28	16.2	104	641	1313	0.48	3.91	ND	4.32	2.03	0.78	7.75
Ag32		1.4	7.1	14.0	74	16.8	23	19.5	109	616	814	0.45	5.09	ND	4.31	1.78	0.78	7.15
Ag34		1.8	9.1	17.2	105	19.2	32	22.9	149	693	1135	0.56	5.26	ND	4.83	2.23	0.76	8.50
L4		2.0	7.7	15.2	89	17.3	24	21.2	167	668	815	0.49	5.46	ND	4.40	1.93	0.78	7.22
L6		1.8	6.3	13.7	78	14.1	23	16.7	126	650	704	0.42	5.31	ND	3.70	1.71	0.91	6.56
L8		1.6	5.9	12.6	70	13.7	20	13.8	85	559	757	0.33	5.77	ND	3.59	1.71	0.54	5.95
Max		2.0	9.9	17.2	105	19.2	32	32.5	167	693	1313	0.56	5.98	1.42	4.83	2.23	0.93	8.50
Min		1.4	5.5	10.6	61	9.6	20	13.8	85	516	663	0.27	3.91	1.42	2.45	1.39	0.44	4.68
Mean		1.7	7.4	14.1	83.2	15.2	24.7	19.4	120.4	623.4	849.7	0.44	5.26	1.42	3.82	1.81	0.73	6.85

## جدول ۵- ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر در بخش پایینی و بالایی سازند آغاجاری

Table 5- Pearson correlation coefficients between elements in the lower and upper parts of the Aghajari Formation

		Lower part															
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	MgO	MnO	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Th	Co	Y	Cr	Zr	La	Sc	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1																
Na <sub>2</sub> O	.649*	1															
K <sub>2</sub> O	.943**	0.409	1														
CaO	-.682*	-0.616	-0.563	1													
MgO					1												
MnO	0.395	-0.055	0.528	-0.530		1											
TiO <sub>2</sub>	.969**	.721*	.885**	-0.607		0.324	1										
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.768**	0.502	.769**	-0.428		0.452	.781**	1									
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.870**	.746*	.806**	-0.432		0.146	.937**	.744*	1								
Th	.905**	0.515	.855**	-.750*		0.442	.856**	0.477	.699*	1							
Co	0.549	0.309	0.469	-0.251		-0.073	0.532	-0.016	0.451	.721*	1						
Y	.897**	.702*	.820**	-0.492		0.292	.959**	.837**	.915**	.723*	0.353	1					
Cr	0.436	0.579	0.355	-0.033		-0.027	0.631	0.599	.747*	0.244	0.119	.736*	1				
La	.868**	0.490	.831**	-.635*		0.470	.839**	0.432	.705*	.947**	.725*	.731*	0.271	.926**	1		
Sc	.930**	0.590	.885**	-0.491		0.304	.922**	.903**	.844**	.722*	0.384	.913**	0.551	.799**	.666*	1	
		Upper part															
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	MgO	MnO	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Th	Co	Y	Cr	Zr	La	Sc	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1																
Na <sub>2</sub> O	-0.149	1															
K <sub>2</sub> O	.953**	-0.372	1														
CaO	-.765*	-0.334	-0.567	1													
MgO	0.764	0.449	0.481	-0.722	1												
MnO	0.569	-0.182	0.623	-0.173	-0.408	1											
TiO <sub>2</sub>	.881**	0.163	.756*	.839**	.990**	0.415	1										
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.960**	-0.195	.944**	-.695*	0.723	0.598	.897**	1									
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.856**	0.157	.705*	.827**	0.843	0.500	.896**	.794**	1								
Th	.968**	-0.248	.934**	-.700*	0.645	0.601	.768**	.903**	.823**	1							
Co	.700*	0.143	.659*	-0.605	.887*	0.421	.879**	.809**	0.619	0.526	1						
Y	.875**	0.216	.731*	.833**	.977**	0.388	.878**	.770**	.949**	.827**	0.600	1					
Cr	0.384	.703*	0.213	-0.602	.880*	0.279	.700*	0.408	0.584	0.207	.755*	0.573	1				
Zr	.947**	-0.052	.899**	.771**	.910*	0.459	.933**	.930**	.827**	.848**	.841**	.864**	0.552	1			
La	.889**	0.073	.773**	.794**	0.600	0.492	.731*	.754*	.857**	.924**	0.412	.908**	0.333	.766**	1		
Sc	.955**	-0.135	.927**	-.710*	0.800	0.520	.932**	.985**	.805**	.868**	.853**	.810**	0.477	.967**	.737*	1	

\*\*. Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

\*. Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

## جایگاه زمین‌ساختی

شرایط و جایگاه زمین‌ساختی، تأثیر مستقیمی بر ترکیب ماسه‌سنگ‌ها دارد؛ بنابراین با توجه به ترکیب کانی‌شناسی ماسه‌سنگ‌ها، جایگاه زمین‌ساختی مشخص می‌شود

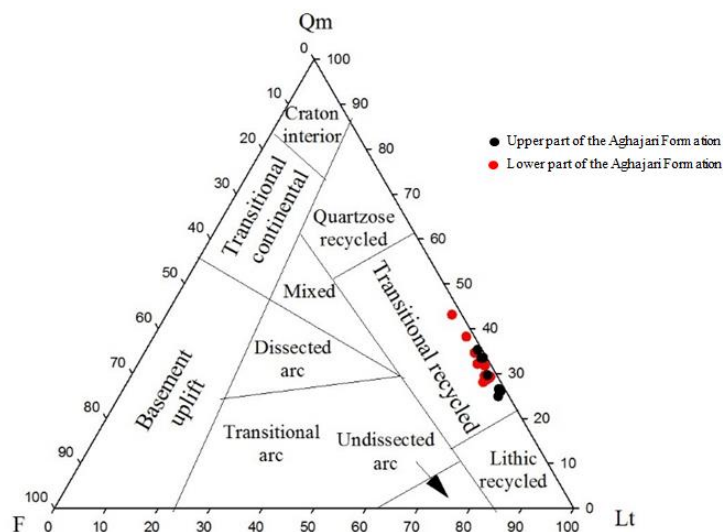
(Dickinson and Suczek 1979; Dickinson 1985). بررسی‌های

زمین‌شیمیایی سنگ‌های سیلیسی آواری (برای نمونه ماسه‌سنگ‌های غنی از ماتریکس)، ابزاری ارزشمند در مطالعات منشأ و آب و هوای دیرینه به کار برده می‌شود (McLennan et



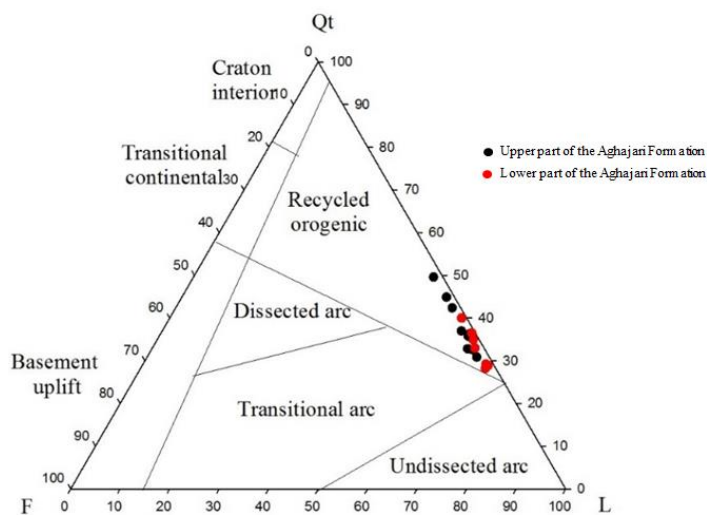
منعکس‌کننده انواع مختلف کوهزایی است (به‌طور کلی برخورد قاره با قاره یا برخورد قاره با اقیانوس). ممکن است رسوبات حاصل از سیکل‌های مجدد کوهزایی، حوضه‌های مجاور خشکی و حوضه‌های اقیانوسی باقی‌مانده را پر کنند یا به‌وسیله سیستم‌های رودخانه اصلی به حوضه‌های دورتری در موقعیت‌های تکتونیکی غیر وابسته حمل شوند. اکثریت دانه‌ها در بسیاری از ماسه‌سنگ‌های حاصل از سیکل مجدد کوهزایی با دانه‌های سنگی است و آنهایی که از رشته‌کوه‌های حاصل از برخورد قاره‌ها سرچشمه می‌گیرند، اکثریت دانه‌ها با کوارتز و خرده‌سنگ‌های رسوبی است و همان‌طور که سطوح عمیق‌تر طی کوهزایی بالا می‌آید، معادل دگرگون‌شده خرده‌سنگ‌های رسوبی فراوان می‌شود؛ بنابراین ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده سازند آجاجاری بیشتر از دانه‌های کوارتزی-خرده‌سنگی با مقدار کمی فلدسپات و خرده‌سنگ‌های آتشفشانی تشکیل شده‌اند. حرکات کوهزایی بازه‌های زمانی میوسن-پلیوسن (فازهای کوهزایی ساوین و استرین) در زاگرس چین‌خورده، سبب فرسایش مخلوطی از سنگ‌های آذرین-افیولیتی پوسته اقیانوسی نئوتتیس و سنگ‌های دگرگونی شمال لرستان و کرمانشاه به‌همراه توالی‌های رسوبی زاگرس چین‌خورده (سازندهای امیران، تله‌زنگ، کشکان، شهبازان و آسماری) بوده است و این واحدها تأمین‌کننده رسوبات آواری سازند آجاجاری در ناودیس منطقه حسینی اندیمشک بوده‌اند. آنالیز جهت جریان دیرینه در نهشته‌های مطالعه‌شده، هم برای بخش پایینی سازند آجاجاری و هم برای بخش بالایی سازند، جهت شمال شرق به جنوب غرب را تأیید می‌کند (شکل ۳)؛ بنابراین منشأ رسوبات سازند آجاجاری به نواحی بالادستی مربوط می‌شود که بیشتر برگرفته از فرسایش رسوبات شمال لرستان و کرمانشاه در جهت شیب حوضه است.

al. 1983) برخی از پژوهشگران مانند باتیا (Bhatia 1983) و کروونبرگ (Kroonenberg 1994)، استفاده از زمین‌شیمی عناصر اصلی و فرعی را ابزاری سودمند در تشخیص جایگاه زمین‌ساختی معرفی کرده‌اند. هرچند ارمسترانگ و ورما (Armstrong-Altrin and Verma 2005) نیز به دلیل ابهام در نمودارهای تفکیکی، استفاده از زمین‌شیمی در تفسیر جایگاه زمین‌ساختی را با احتیاط پیشنهاد کرده‌اند؛ اما با این حال کاربرد عناصر اصلی برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی، در سال‌های اخیر همچنان به کار می‌رود (Yan et al. 2012; Alessandretti et al. 2013; Tao et al. 2013; Salehi et al. 2014; Armstrong-Altrin et al. 2015; Garzanti 2019) عناصر فرعی نیز برای تحلیل منشأ رسوبات بسیار مناسب‌اند؛ زیرا این عناصر نامحلول و معمولاً تحت شرایط سطحی بی‌تحرك اند (McLennan et al. 1983; Von Eynatten et al. 2003)؛ بنابراین عناصر فرعی نشانه‌های آشکاری را از منشأ و موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های سیلیسی-آواری مطالعه‌شده در اختیار قرار می‌دهند (McLennan et al. 1980). عناصر فرعی مانند Ti, Nb, Sc, Th, Zr، ابزاری مفید در تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی به شمار می‌روند (Taylor and McLennan 1985). تعداد اجزای دانه‌های آواری موجود در ماسه‌سنگ‌ها، کلیدهای اساسی را درباره محیط تکتونیکی آشکار می‌کنند (Dickinson and Suczek 1979; Dickinson 1985). نتایج آنالیز مدال ماسه‌سنگ‌های منطقه مطالعه‌شده بر دیاگرام‌های مثلثی (Q<sub>t</sub>FL) و (Q<sub>m</sub>FL<sub>t</sub>) (Dickinson and Suczek 1979; Dickinson et al. 1983) نشان می‌دهند که نمونه‌های مطالعه‌شده در محدوده کوهزایی با چرخه مجدد، چرخه مجدد انتقالی و به مقدار کمتر در محدوده چرخه مجدد سنگی قرار می‌گیرند (شکل ۸ و ۹). ذرات آواری که از سیکل‌های مجدد کمرندهای کوهزایی سرچشمه گرفته‌اند، دارای ترکیب بسیار متغیری‌اند که



شکل ۸- قرارگیری داده‌های حاصل از نقطه‌شماری در محدوده چرخه مجدد انتقالی (Dickinson and Suczek 1979; Dickinson et al. 1983). QmFLt در نمودار (Qm: Monocry stalline quartz; F: Total feldspar; Lt: Lithic fragments+ polycrystalline quartz+ chert)

Fig 8- Point-counting data on the QmFLt diagram for transitional recycled origin (Dickinson and Suczek 1979; Dickinson et al. 1983). (Qm: Monocry stalline quartz; F: Total feldspar; Lt: Lithic fragments+ polycrystalline quartz+ chert)



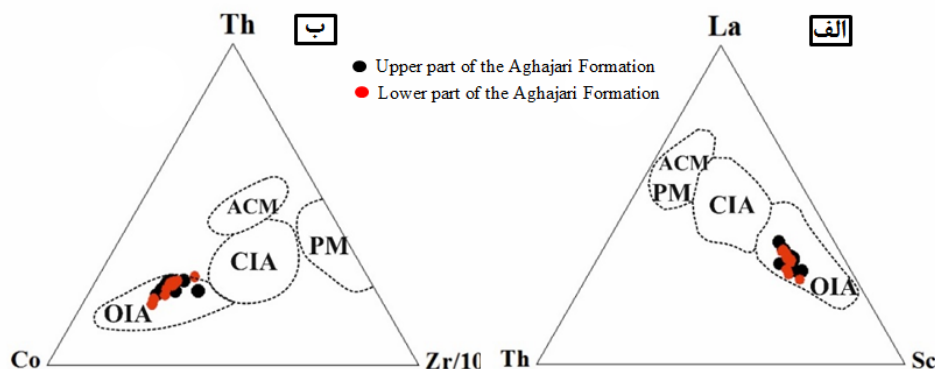
شکل ۹- قرارگیری داده‌های حاصل از نقطه‌شماری در محدوده کوهزایی با چرخه مجدد در نمودار QtFL

(Dickinson and Suczek 1979; Dickinson et al. 1983). (Qt: Total quartz (Qm+Qp); F: Total feldspar; L: Lithic fragments (Lv+Ls+Lm))

Fig 9 - QtFL ternary diagram of point-count data shows an orogenic zone with recycling (Dickinson and Suczek 1979; Dickinson et al. 1983). (Qt: Total quartz (Qm+Qp); F: Total feldspar; L: Lithic fragments (Lv+Ls+Lm))

بررسی نتایج حاصل از آنالیز ژئوشیمیایی عناصر کمیاب، نقش مهمی در بررسی جایگاه تکتونیکی نمونه‌های مطالعه‌شده دارد و برخی عناصر کمیاب و نسبت‌های آنها نیز، اطلاعاتی درباره شرایط نهشت و محیط تکتونیکی فراهم می‌آورند؛ زیرا تحرک نسبتاً پایینی در طول فرآیندهای رسوبی دارند

بررسی نتایج حاصل از آنالیز ژئوشیمیایی عناصر کمیاب، نقش مهمی در بررسی جایگاه تکتونیکی نمونه‌های مطالعه‌شده دارد و برخی عناصر کمیاب و نسبت‌های آنها نیز، اطلاعاتی درباره شرایط نهشت و محیط تکتونیکی فراهم می‌آورند؛ زیرا تحرک نسبتاً پایینی در طول فرآیندهای رسوبی دارند



شکل ۱۰- الف- ترسیم داده‌ها بر نمودار مثلثی La-Th-Sc در محدوده جزایر کمانی اقیانوسی قرار می‌گیرند؛ ب- ترسیم داده‌ها بر نمودار مثلثی Th-Co-Zr/10 در محدوده جزایر کمانی اقیانوسی قرار می‌گیرند (Bhatia and Crook 1986).

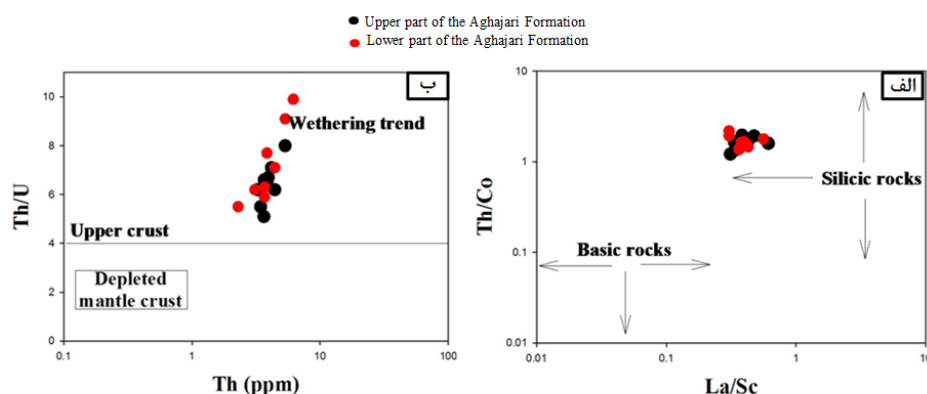
Fig 10- a) Data plotted on the La-Th-Sc triangular diagram, falling within the oceanic arc island field. b) Data plotted on the Th-Co-Zr/10 triangular diagram, also within the oceanic arc island field (Bhatia and Crook 1986).

### خاستگاه و سنگ منشأ

می‌شود (Alavi 1994; Allen et al. 2003). افزایش ضخامت و دانه‌بندی درشت‌تر رسوبات در بخش‌های بالایی سازند آجاجاری (که با فازهای کوهزایی قوی‌تر هم‌زمان است)، نشان‌دهنده ارتباط مستقیم بین فعالیت‌های تکتونیکی و نهشت رسوبات تخریبی است. به عبارت دیگر، هرچه کوهزایی شدیدتر بوده است، فرسایش بیشتر و در نتیجه نهشت رسوبات تخریبی در سازند آجاجاری نیز افزایش یافته است.

رسم مقادیر La/Sc در برابر Th/Co برای نمونه‌های سازند آجاجاری، نشان داد که سنگ مادر (سنگ منشأ) نهشته‌های آواری سازند آجاجاری در منطقه مطالعه‌شده دارای ماهیتی سیلیسی (اسیدی) هستند (McLennan et al. 1980; McLennan and Taylor 1991) (شکل ۱۱-الف). رسم مقادیر Th/U در برابر Th برای نمونه‌های سازند آجاجاری، نشان داد که سنگ منشأ این نهشته‌ها بخش بالایی پوسته، قاره‌ای بوده است (شکل ۱۱-ب).

رشته‌کوه‌های زاگرس، حاصل برخورد قاره‌ای بین صفحه عربستان و صفحه اوراسیا، یکی از برجسته‌ترین کمربندهای کوهزایی فعال در جهان است. این برخورد که از اواخر کرتاسه تا اوایل پالئوژن آغاز شده است، به چین‌خوردگی، گسلش و بالآمدگی توده‌های عظیم رسوبی منجر شده است. در طول بازه زمانی میوسن تا پلیوسن، فعالیت‌های کوهزایی در زاگرس شدت یافته و مراحل مختلفی را پشت سر گذاشته است که با فازهای کوهزایی آلپ (مانند فازهای ساوین و استرین در اروپا) مقایسه می‌شود (Alavi 1994; Allen et al. 2003). فازهای کوهزایی در بازه زمانی میوسن-پلیوسن، نقش کلیدی در شکل‌دهی به زاگرس چین‌خورده و نهشت سازند آجاجاری داشته‌اند. این سازند تخریبی، محصول فرسایش کوه‌های در حال رشد، سندی ارزشمند از دینامیک تکتونیکی و فرسایشی در این دوره زمانی مهم در تاریخ زمین‌شناسی زاگرس محسوب



شکل ۱۱- الف: رسم مقادیر  $La/Sc$  در برابر  $Th/Co$  برای نمونه‌های سازند آغاچاری

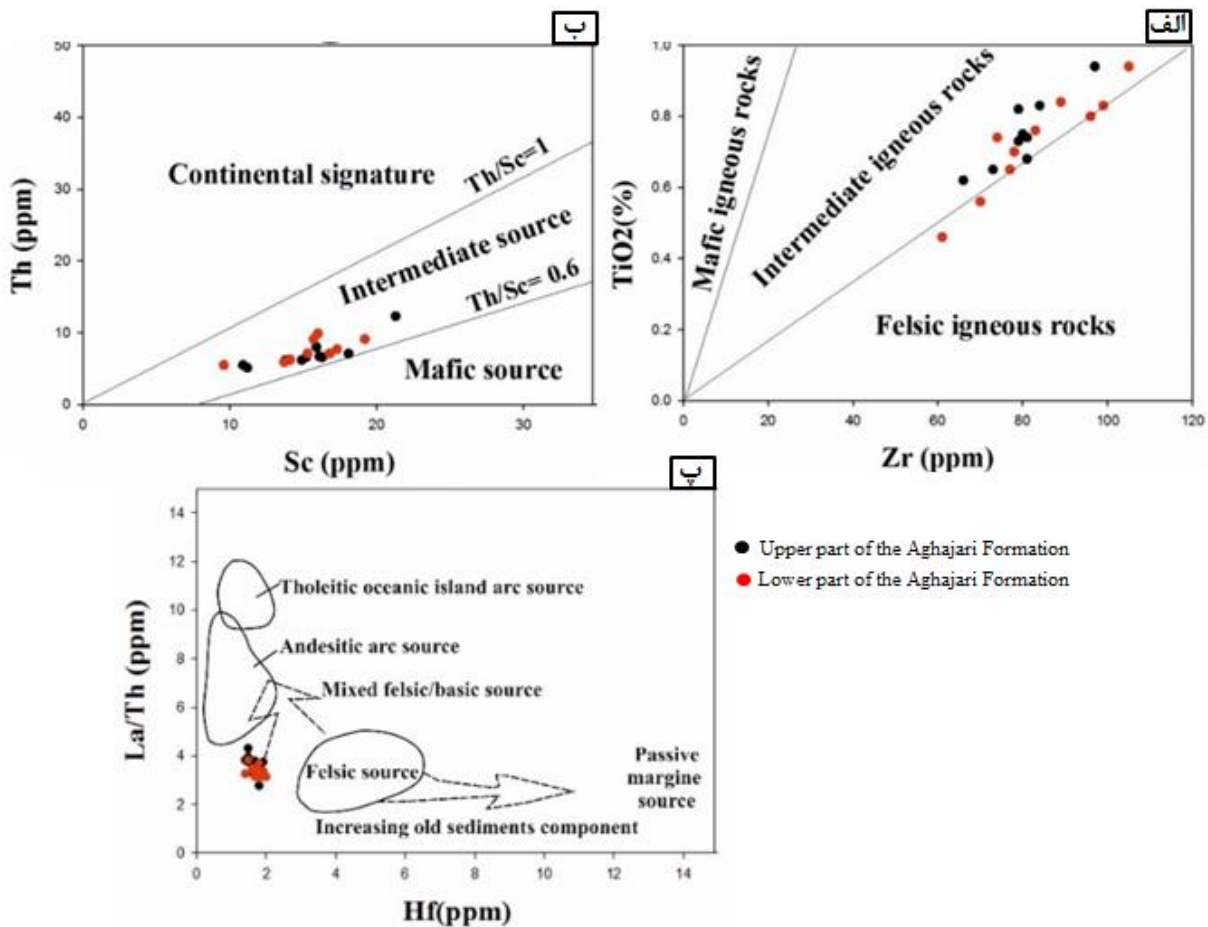
نمونه‌های سازند آغاچاری دارای ماهیت سنگ مادر (سنگ منشأ) سیلیسی‌اند (McLennan et al. 1980): ب:

رسم مقادیر  $Th/U$  در برابر  $Th$  برای نمونه‌های سازند آغاچاری، بیانگر منشأ بخش بالایی پوسته قاره‌ای‌اند.

**Fig 11- A:** Plot of  $La/Sc$  versus  $Th/Co$  for samples from the Aghajari Formation, indicating a siliceous nature for the source rocks (McLennan et al. 1980). **B:** Plot of  $Th/U$  versus  $Th$  for the Aghajari Formation, suggesting derivation from the upper continental crust.

را از هم متمایز و ترکیب سنگ منشأ را منعکس می‌کنند (McLennan et al. 1993; Cullers 2000). این عناصر عمدتاً در کانی‌های رسی جمع و به‌صورت مکانیکی از منطقه منشأ به حوضه رسوبی حمل می‌شوند (McLennan et al. 1993; Cullers 2000; Von Eynatten et al. 2003). بر نمودار  $Th$  در مقابل  $Sc$  که (McLennan et al. 1993) پیشنهاد داده است، نمونه‌های گل‌سنگی مطالعه‌شده در ناحیه سنگ منشأ آذرین حد واسط قرار دارند (شکل ۱۲-ب). نمودار (Floyd and Leveridge 1987) دوبعدی  $La/Th$  در مقابل  $Hf$  به‌طور گسترده‌ای، برای شناسایی نوع سنگ منشأ استفاده شده است (Lang et al. 2008; Sun et al. 2012; Tao et al. 2013; Bai et al. 2015; Armstrong-Altrin et al. 2015; Moradi et al. 2016; Wang et al. 2018; Zaheri et al. 2021). ترسیم داده‌های نسبت عناصر کمیاب در نمودارهای  $La/Th$  در مقابل  $Hf$ ، بیانگر منشأهای مخلوط اسیدی/بازیک و آندزیتی در نمونه‌های مطالعه‌شده (شکل ۱۲-پ). در مجموع، نمودارهای تفکیک منشأ نشان می‌دهند که تمام نمونه‌های گل‌سنگ در منطقه مطالعه‌شده از سنگ‌های منشأ حد واسط یا آندزیتی مشتق شده‌اند.

استفاده از نمودارهای تفکیکی برای مطالعات منشأ با استفاده از ژئوشیمی، عناصر اصلی را (Armstrong-Altrin and Verma 2005) نشان داده‌اند؛ از این رو، برخی اکسیدهای اصلی به‌ویژه  $TiO_2$  و  $Al_2O_3$  و عناصر کمیاب نظیر  $Th$ ,  $Co$ ,  $Zr$ ,  $Cs$ ،  $La$  به‌دلیل تحرک نسبتاً پایین خود در طول فرآیندهای رسوبی و تأثیرپذیری از دیاژنز و دگرگونی، برای مطالعه منشأ گل‌سنگ‌ها مناسب‌ترند (McLennan et al. 1983; Bhatia and Crook 1986; Tao et al. 2013; Moradi et al. 2016; Wang et al. 2018; Allègre and Rousseau 2018). نسبت  $TiO_2/Zr$ ، به‌عنوان یک شاخص از سنگ‌های منشأ آذرین اسیدی تا مافیک استفاده می‌شود. این نسبت از سنگ‌های منشأ آذرین مافیک به حد واسط و سپس اسیدی کاهش می‌یابد (Hayashi et al. 1997). نسبت‌های  $TiO_2/Zr$  کمتر از ۵۵، بین ۵۵ تا ۲۰۰ و بیشتر از ۲۰۰ به ترتیب نشانگر سنگ‌های آذرین اسیدی، حد واسط و مافیک‌اند (Hayashi et al. 1997; Moradi et al. 2016). گل‌سنگ‌های حاصل از نهشته‌های نئوزن در منطقه مطالعه‌شده، دارای نسبت‌های  $TiO_2/Zr$  بین ۶۰ تا ۱۱۰ هستند که در محدوده سنگ‌های آذرین حد واسط قرار می‌گیرند (شکل ۱۲-الف). محتوا و نسبت‌های عناصر کمیاب، منشأهای مافیک و اسیدی



شکل ۱۲- الف) نمودار  $TiO_2$  در برابر  $Zr$ ؛ ب) نمودار  $Th$  در برابر  $Sc$  بیانگر سنگ منشأ حد واسط برای نمونه‌های مطالعه‌شده‌اند؛ پ) نمودار  $La/Th$  در مقابل  $Hf$  بیانگر منشأهای مخلوط اسیدی/بازیک و آندزیتی در نمونه‌های مطالعه‌شده است.

**Fig 12-** a)  $TiO_2$  versus  $Zr$  plot and b)  $Th$  versus  $Sc$  plot indicating an intermediate source rock for the studied samples. c)  $La/Th$  versus  $Hf$  plot showing mixed acidic–basic and andesitic source signatures in the studied samples.

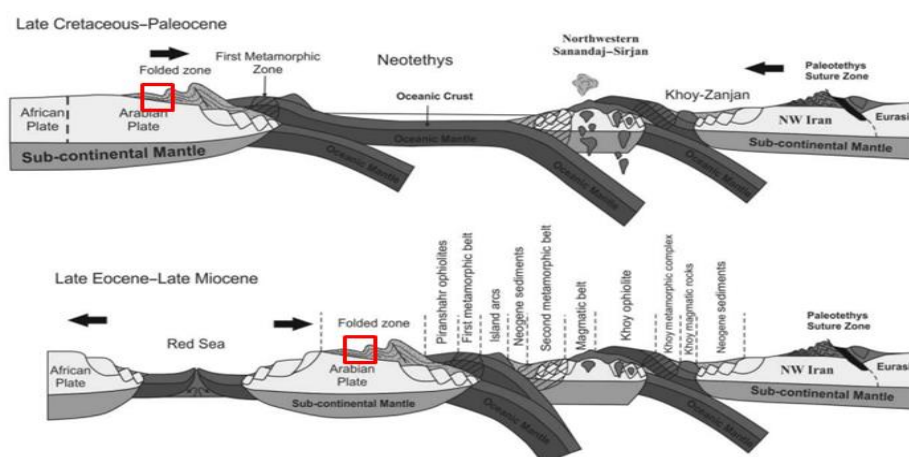
### جغرافیای دیرینه

(1981; Alavi 1996). پس از بسته‌شدن لیتوسفر اقیانوسی و رانده‌شدن افیولیت‌ها بر حاشیه صفحه عربستان، فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس میان کمان‌های جزیره‌ای و زون سنندج-سیرجان تا میوسن پسین ادامه یافت. برخورد قاره‌ای ایران و عربستان، موجب ایجاد ارتفاعات گسترده و آغاز فرسایش شدید آنها شد که حجم عظیمی از مواد آواری را به حوضه کم‌عمق باقی‌مانده نئوتتیس منتقل کرد. در این شرایط، نهشته‌های آواری زاگرس چین‌خورده شامل فلیش‌های سازند امیران و به‌دنبال آن سازندهای کشکان و آغاچاری شکل گرفتند (شکل ۱۳). کنگلومراهای سازند امیران با سن ماستریشتین-پالئوسن و حضور خرده‌های افیولیتی، نشان می‌دهند که

در طی پرمین پیشین تا میانی و تریاس پیشین، گسترش اقیانوس نئوتتیس میان ایران و صفحه عربی آغاز شد (Agard et al. 2011)؛ اما با بسته‌شدن حوضه پالئوتتیس در پایان تریاس پسین، فرورانش‌های اقیانوسی-اقیانوسی به سمت شمال شرق شکل گرفت که تا کرتاسه پسین تداوم داشت. این فرورانش در نئوتتیس جنوبی میان صفحات عربستان و ایران مرکزی، موجب ایجاد یک رژیم کششی در حدفاصل زون سنندج-سیرجان و ایران مرکزی شد و در نتیجه یک حوضه پشت‌کمانی توسعه یافت. بسته‌شدن این حوضه در کرتاسه پسین به جایگیری افیولیت‌های زاگرس درونی انجامید (Berberian and King

سازند آغاچاری دارند. در مقابل، منشأهای نزدیک‌تر شامل سازندهای رسوبی زاگرس، به‌ویژه سازند امیران و واحدهای جوان‌تر، نقش اصلی در تأمین رسوبات داشته‌اند. خرده‌های چرتی عمدتاً از سازند امیران (و احتمالاً افیولیت‌های دورتر کمان اقیانوسی) و خرده‌های آهکی از سازندهای شهبازان و آسماری منشأ گرفته‌اند. فراوانی خرده‌سنگ‌های رسوبی، بیانگر نزدیکی منشأ و چرخه مجدد کوهزایی است؛ در حالی که نتایج آنالیز مدال و شیمیایی عناصر غیرمتحرک به ترتیب چرخه مجدد رسوبی و منشأ اولیه مرتبط با کمان اقیانوسی را نشان می‌دهند. همچنین جهت جریان‌های دیرینه، وجود منشأ رسوبات در شمال تا شمال شرق (مناطق بروجرود و نورآباد) و انتقال مواد به سمت بخش‌های جنوبی حوضه آغاچاری را تأیید می‌کند.

جایگیری افیولیت‌ها پیش از ماستریشتین انجام شده است. وجود ناپوستگی کرتاسه بالایی، پوشیده‌شدن افیولیت کرمانشاه از طریق سنگ‌آهک‌های کم‌عمق ائوسن و سنگ‌های آتشفشانی پالئوسن، همگی مؤید بسته‌شدن حوضه پشت‌قوس نئوتتیس و پایان فرورانش اقیانوسی-اقیانوسی در کرتاسه بالایی‌اند. به‌دنبال این رویداد، افیولیت‌های درونی و بیرونی جایگیری یافت و یک حوضه پیش‌بوم در جلوی کمربند افیولیتی بیرونی تشکیل شد که مواد آواری لازم برای نهشته‌گذاری فلیش‌های امیران را فراهم کرد (Salehi et al. 2018; Ajirlu et al. 2016). از دیدگاه منشأ رسوبات، خرده‌سنگ‌های آذرین وابسته به کمان اقیانوسی، از زون سنندج-سیرجان منشأ گرفته است که به دلیل فاصله زیاد از حوضه رسوبی آغاچاری، سهم محدودی در ترکیب رسوبات



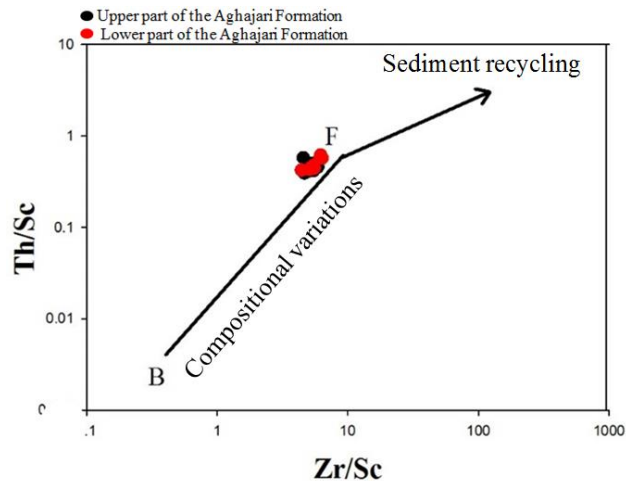
شکل ۱۳- مراحل تکامل و تاریخچه تکتونیکی زاگرس مرتفع (منطقه خاستگاه) (اقتباس از Ajirlu et al. 2016) (موقعیت زاگرس چین‌خورده و منطقه مطالعه‌شده با کادر قرمز رنگ بر شکل نشان داده شده است).

**Fig 13- Evolutionary stages and tectonic history of the High Zagros (source region) (After Ajirlu et al. 2016). The folded Zagros and the study area are indicated in the figure by a red box.**

نمونه‌های پلات‌شده بر این نمودار نشان می‌دهد که این نمونه‌ها در ادامه روند اول بوده و کمتر با جورشدگی و چرخه مجدد رسوب‌گذاری متأثر شده‌اند؛ بنابراین این موضوع بیانگر این است که نهشته‌های سازند آغاچاری در منطقه مطالعه‌شده حاصل سیکل اول رسوب‌گذاری بوده و هنوز تحت تأثیر فرسایش و چرخه مجدد رسوب‌گذاری قرار نگرفته‌اند.

### تأثیر چرخه‌های مجدد رسوب‌گذاری

نسبت  $Th/Sc$  در برابر  $Zr/Sc$  نمونه‌های مطالعه‌شده، در نمودار (McLennan et al. 1993; Cox et al. 1995) نشان می‌دهد که این نمونه‌ها حاصل چرخه اول رسوب‌گذاری‌اند (شکل ۱۴). با توجه به شکل ۱۴، روند اول مربوط به رسوبات مشتق‌شده از سنگ‌های آذرین و روند دوم تجمع کانی‌های سنگین با جورشدگی و چرخه مجدد رسوب‌گذاری را نشان می‌دهد.



شکل ۱۴- رسم مقادیر  $\text{Th/Sc}$  در برابر  $\text{Zr/Sc}$  نمونه‌های مطالعه شده نمونه‌ها در محدوده چرخه اول رسوب گذاری اند: B (سنگ‌های بازالتی) و F (سنگ‌های آذرین اسیدی) (McLennan et al. 1993).

**Fig 14-** Plot of  $\text{Th/Sc}$  versus  $\text{Zr/Sc}$  for the studied samples, indicating placement within the first sedimentary cycle. B = basaltic rocks, F = acidic igneous rocks. (McLennan et al. 1993)

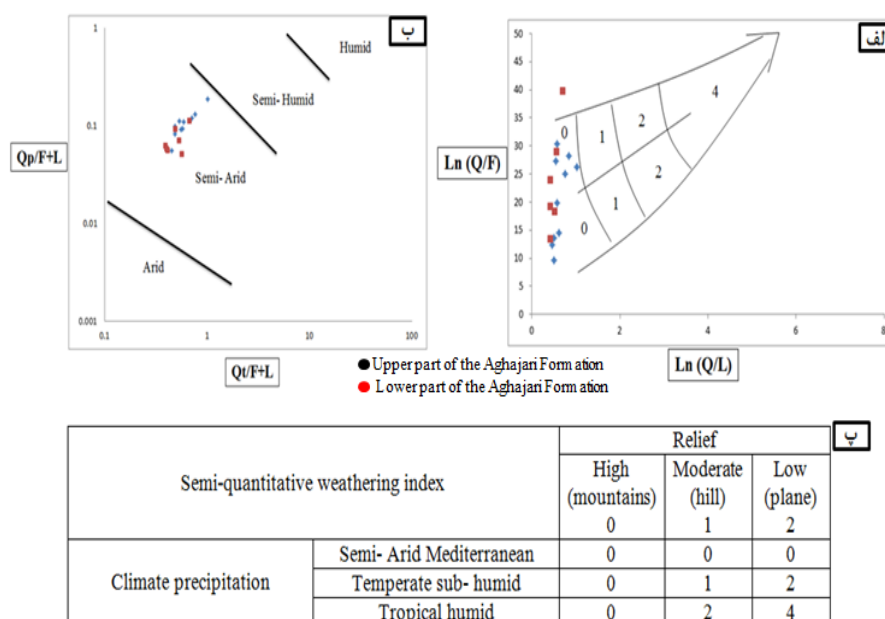
Dutta 1986 از تقابل نسبت  $(\text{Qt}/\text{F}+\text{RF})$  با  $(\text{Qp}/\text{F}+\text{RF})$  همگی داده‌ها در ناحیه، با شرایط آب و هوایی نیمه‌خشک قرار می‌گیرند (شکل ۱۵). شدت هوازدگی سنگ‌های منشأ بیشتر با ترکیب سنگ مادر، مدت هوازدگی، شرایط آب و هوایی و نرخ بالآمدگی زمین‌ساختی ناحیه منشأ کنترل می‌شود (Wronkiewicz and Condie 1987) درجه هوازدگی در سنگ‌های ناحیه منشأ با مطالعات سنگ‌نگاری و اندیس‌های زمین‌شیمیایی بررسی می‌شود. حضور سازند گچساران با سنگ‌شناسی ژئوس، انیدریت، مارن و میان لایه‌های کربناته در مرز زیرین سازند آغاچاری در منطقه مطالعه شده، نشان‌دهنده آب و هوای نیمه‌خشک است. تعیین میزان هوازدگی در سنگ‌های رسوبی با استفاده از داده‌های زمین‌شیمیایی، از ارتباط بین عناصر قلیایی با قلیایی خاکی انجام می‌گیرد (Nesbitt and Young 1982).

#### آب و هوای دیرینه

ترکیب ماسه‌سنگ‌ها به‌طور نسبی، بیانگر تأثیرات آب و هوایی است. (Suttner and Dutta 1986; Weltje 1994) ضریب هوازدگی را به‌صورت زیر تعریف کرده‌اند:

$$W_i = c.r$$

در این معادله،  $c$  نرخ و سرعت هوازدگی (آب و هوا)،  $r$  مدت‌زمان اقامت رسوبات در شرایط هوازدگی و  $W_i$  (ضریب هوازدگی) است. در سیستم‌های رسوبی قدیمه، میزان  $c$  و  $r$  بر پایه نمودار ارائه شده از سوی (Weltje 1994) محاسبه می‌شود. داده‌های نقطه‌شماری به‌صورت استاندارد در نمودار  $\text{Ln}(\text{Q}/\text{F})$  در مقابل  $\text{Ln}(\text{Q}/\text{L})$ ، همگی در محدوده ضریب هوازدگی شماره 0 قرار گرفته‌اند (شکل ۱۵- الف) که نشان‌دهنده شرایط آب و هوای نیمه‌خشک است. همچنین در نمودار Suttner and



شکل ۱۵- داده‌های نقطه‌شماری به صورت استاندارد در نمودار  $\ln(Q/F)$  در مقابل  $\ln(Q/L)$ ، همه نمونه‌ها در محدوده ضریب هوازدگی شماره ۰ قرار گرفته‌اند:

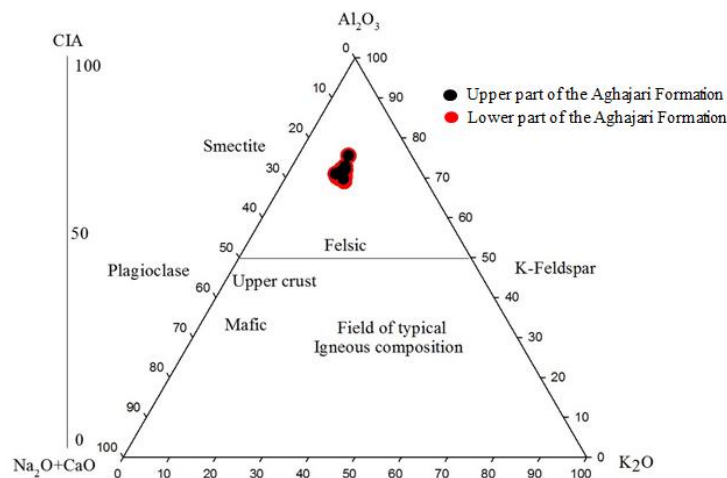
الف) نمودار (Suttner and Dutta 1986؛ ب) نمودار (Weltje 1994؛ پ) شاخص‌های آب و هوایی در نمودار (Weltje 1994)

**Fig 15-** Standardized point-counting data plotted on the  $\ln(Q/F)$  versus  $\ln(Q/L)$  diagram, with all samples falling within weathering coefficient 0. a) Suttner and Dutta (1986) plot, b) Weltje (1994) plot, c) Climatic indices according to Weltje (1994) plot.

### هوازدگی سنگ منشأ

از اندیس‌های معمول هوازدگی، به اندیس هوازدگی (Nesbitt and Young 1984)  $CIA: [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) \cdot 100]$  و یا هارنویز (Harnois 1988)  $IW: [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O) \cdot 100]$  اشاره می‌شود. نکته درخور توجه در محاسبه اندیس هوازدگی، قرارگیری مقادیر  $CaO$  موجود در کانی‌های سیلیکاتی در این فرمول‌هاست. شرایط هوازدگی دیرینه با استفاده از نمودار مثلثی (Nesbitt and Young 1984) ارزیابی می‌شود. در نمودار مثلثی (A-CK-K) متوسط قرار می‌گیرند (شکل ۱۶).

خط اتصال پلاژیوکلاز-فلدسپار و سنگ‌های هوازده در بالای خط اتصال پلاژیوکلاز-فلدسپات پتاسیم‌دار قرار می‌گیرند (Nesbitt and Young 1984, Akarish and El-Gohari 2008). همه نمونه‌های آنالیزشده سازند آجاجاری در این مطالعه، از خط مرکز به سوی رأس A قرار می‌گیرند. نمونه‌های سازند آجاجاری در نمودار مثلثی A-CN-K نزدیک به کانی‌هایی با هوازدگی



شکل ۱۶- نسبت مولکولی  $Al_2O_3$ -  $[CaO+Na_2O]$ -  $[K_2O]$  نمونه‌های آواری

سازند آغاجاری در نمودار مثلثی (Nesbitt and Young 1984) A-CN-K.

همه نمونه‌های مطالعه‌شده در بالاتر از خط اتصال پلاژیوکلاز- فلدسپات پتاسیم‌دار و نزدیک به کانی‌هایی با هوازدگی متوسط قرار می‌گیرند.

**Fig 16- Molecular ratio  $Al_2O_3$ -  $[CaO+Na_2O]$ -  $[K_2O]$  for detrital samples of the Aghajari Formation in the A-CN-K triangular diagram (Nesbitt and Young 1984). All the studied samples are located above the plagioclase-potassium feldspar junction and are close to moderately weathered minerals.**

## نتیجه

عنصری، نهشته‌های آواری سازند آغاجاری نزدیک به محدوده جزایر کمانی اقیانوسی قرار می‌گیرند. در مجموع نتایج حاصل از بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده این است که حرکات کوهزایی بازه‌های زمانی میوسن- پلیوسن (فازهای کوهزایی ساوین و استرین) در زاگرس چین‌خورده، سبب فرسایش مخلوطی از سنگ‌های آذرین- افیولیتی پوسته اقیانوسی نئوتیس، سنگ‌های دگرگونی و توالی‌های رسوبی شده است و این واحدها تأمین‌کننده، رسوبات آواری سازند آغاجاری در منطقه حسینییه اندیمشک بوده‌اند. بررسی‌های زمین‌شیمی عنصری نشان داد شرایط آب و هوایی تشکیل سازند آغاجاری در زمان میوسن- پلیوسن، نیمه‌خشک بوده است. حضور سازند گچساران با سنگ‌شناسی ژپس، انیدریت، مارن و میان‌لایه‌های کربناته در مرز زیرین سازند آغاجاری در منطقه مطالعه‌شده، آب و هوای نیمه‌خشک را در زمان تشکیل این سازند ثابت می‌کند.

از تحلیل ویژگی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی ماسه‌سنگ‌ها و گل‌سنگ‌های سازند آغاجاری نتایج زیر حاصل شده است. از نظر پتروگرافی، ماسه‌سنگ‌های عضو زیرین و عضو بالایی (لهبری) سازند آغاجاری عمدتاً چرت‌آرنایت و کالک‌لیت‌آرنایت‌اند. متوسط ترکیب مدال عضو زیرین  $(Q_{33}R_{66}F_1)$  و عضو لهبری  $(Q_{38}R_{60}F_2)$  است. کانی‌های رسی این سازند بیشتر از نوع اپلیت- میکا و کلریت‌اندند. نتایج آنالیز مدال نمونه‌های مطالعه‌شده نشان دادند که این نمونه‌ها در محدوده کوهزایی با چرخه مجدد و چرخه مجدد انتقالی قرار گرفته‌اند. نتایج زمین‌شیمی عنصری نشان داد که در هر دو بخش سازند آغاجاری، تفاوت چشمگیری در تمرکز عناصر اصلی، فرعی و کمیاب نشان نمی‌دهند. رسم مقادیر  $Th/Co$  در برابر  $La/Sc$  بیانگر سنگ مادر سیلیسی برای نهشته‌های سازند آغاجاری است. براساس داده‌های حاصل از آنالیز زمین‌شیمی

## تشکر و قدردانی

کلیه هزینه‌های این پژوهش در چارچوب پژوهانه، از سوی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه بوعلی سینا تأمین شد. بخشی از این پژوهش در چارچوب پشتیبانی مالی دانشگاه حلب (سوریه) تأمین شده است. از همراهی و زحمات‌های بی‌دریغ آقای دکتر یدالله عظام‌پناه (گروه زمین‌شناسی دانشگاه بوعلی سینا) و آقای دکتر مصطفی صداقت‌نیا (گروه زمین‌شناسی دانشگاه لرستان) هنگام بررسی‌های صحرائی و نمونه‌برداری سپاسگزاری می‌شود. بررسی دقیق، نقد و موشکافی مقاله و ارائه پیشنهادهای ارزشمند از سوی داوران ناشناس، سبب بهبود کیفیت علمی مقاله شده است.

## References

- Mountains Iran. The Circum-Mediterranean Mountains an Overview 105–119.
- Allègre C.J. and Michard G. 2020. Introduction to geochemistry. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-94-010-2261-3>
- Armas P. Moreno C. Sánchez M.L. and González F. 2014. Sedimentary palaeoenvironment petrography provenance and diagenesis of the Anacleto Formation Neuquén Basin Late Cretaceous Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 53:59–76. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.04.005>
- Armstrong-Altrin J.S. Nagarajan R. Balaram V. and Natalhy-Pineda O. 2015. Petrography and geochemistry of sands from Chachalacas and Veracruz beaches western Gulf of Mexico. *Journal of South American Earth Sciences* 64:199–216. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.10.005>
- Armstrong-Altrin J.S. and Verma S.P. 2005. Critical evaluation of tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments. *Sedimentary Geology* 177:115–129. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.02.002>
- Asiedu D.K. Agoe M. Amponsah P.O. Nude P.M. and Anani C.Y. 2019. Geochemical constraints on provenance and weathering of metasedimentary rocks Wa-Lawra Belt West African Craton. *Geodinamica Acta* 31:27–39. <https://doi.org/10.1080/09853111.2019.1596864>
- Bai S. Wu C. Li T. and Zhang C. 2015. Provenance discrimination of clastic rocks using geochemical indicators in sedimentary basins. *Sedimentary Geology* 329:1–12. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.09.004>
- Basu A. 1985. Reading provenance from detrital quartz. *Provenance of Arenites* 231–247.
- Basu A. 2003. A perspective on quantitative provenance analysis. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia* 61:11–22.
- Basu A. Young S.W. Suttner L.J. James W.C. and Mack G.H. 1975. Re-evaluation of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz. *Journal of Sedimentary Petrology* 45:873–882.
- Behroudi F. and Koyi H. 2004. Tectono-stratigraphic evolution of the Zagros Fold–Thrust Belt (Gachsaran evaporites). *Journal of Petroleum Geology* 27(4):351–366. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2004.tb00067.x>
- Berberian M. and King GCP. 1981. Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can J Earth Sci* 18:210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Bhatia M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology* 91:611–627. <https://doi.org/10.1086/628815>
- Bhatia M.R. and Crook K.A.W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92:115–128.
- Agard P. Omrani J. Jolivet L. Whitechurch H. Vrielynck B. Spakman W. Monié P. Meyer B. and Wortel R. 2011. Zagros orogeny a subduction-dominated process. *Geological Magazine* 148:692–725. <https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>
- Ajirlu M. S. Moazzen M. and Hajialioghli R. 2016. Tectonic evolution of the Zagros orogen in the realm of the Neotethys between the Central Iran and Arabian Plates: an ophiolite perspective. *Central European Geology* 59(1–4):1–27. <https://doi.org/10.1556/24.59.2016.1-4.1>
- Akarish A.I.M. and El-Gohary A.M. 2008. Petrography and geochemistry of Lower Paleozoic sandstones East Sinai Egypt implications for provenance and tectonic setting. *Journal of African Earth Sciences* 52:43–54. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2008.02.002>
- Alavi M. 1994. Tectonostratigraphic synthesis of the Zagros orogen Iran. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 99:17877–17907. <https://doi.org/10.1029/94JB00474>
- Alavi M. 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran. *JGeodyn* 21:1–33. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00009-7](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00009-7)
- Alessandretti L. Philipp R.P. Chemale F. Jr Brückmann M.P. Zvirtes G. Matté V. and Ramos V.A. 2013. Provenance volcanic record and tectonic setting of the Paleozoic Ventania Fold Belt and the Claromecó Foreland Basin. *Journal of South American Earth Sciences* 47:12–31. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.05.005>
- Allen M.B. Ghasemi P. and Shabankhah A. 2003. Deformation and lithospheric structure of the Zagros

- Reviews, 198, 102924.  
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102924>
- Han S. Löhr S.C. and Abbott A.N. 2020. Authigenic clay mineral evidence for restricted evaporitic conditions during emergence of the Ediacaran Doushantuo Biota. *Communications Earth & Environment* 3:165. <https://doi.org/10.1038/s43247-020-00063-5>
- Harnois L. 1988. The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology* 55:319–322. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(88\)90025-7](https://doi.org/10.1016/0037-0738(88)90025-7)
- Harries L.D. Herman F. and Willett S.D. 2018. Tectonics–climate interplay in exhumation of the Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 484:21–30. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.12.021>
- Hayashi K. Fujisawa H. Holland H. D. and Ohmoto H. 1997. Geochemistry of ~2.7 Ga sediments from the Fortescue Group Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61:4115–4137. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00243-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00243-8)
- Ingersoll R. V. Fullard 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 Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology* 54:103–116. <https://doi.org/10.1306/212F83C6-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- James G.A. and Wynd J.G. 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium area. *AAPG Bulletin* 49:2182–2245. <https://doi.org/10.1306/A663388A-16C0-11D7-8645000102C1865D>
- Jones S. M. and Racey A. 1994. Biostratigraphy and depositional history of the Gachsaran Formation Zagros Basin. *Journal of Sedimentary Research / Geological Society Special Publication* 77: 273-289.
- Khazaei E. Mahmoudy-Gharaie M.H. Mahboubi A. Moussavi-Harami R. and Taheri J. 2018. Petrography and geochemistry of Ordovician–Silurian siliciclastics north Tabas Block Central Iran. *Journal of Sciences Islamic Republic of Iran* 29:129–142.
- Kroonenberg S.B. 1994. Effects of provenance sorting and weathering on geochemistry of fluvial sands. 29th International Geological Congress Kyoto 69–81.
- Lang X. Zhou M. F. Yan D. and Wei W. 2008. Provenance and tectonic setting of Permian sedimentary rocks from the eastern Qilian Mountains northwest China. *Sedimentary Geology* 208:1–16. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.04.006>
- Lee Y.I. 2009. Geochemistry of Upper Cretaceous Hayang Group shales SE Korea. *Sedimentary Geology* 215:1–12. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.12.001>
- Mahavaraju J. 2015. Geochemistry of Late Cretaceous rocks of Cauvery Basin South India. *Petrology* 92:181–193. <https://doi.org/10.1007/BF00375292>
- Condie K.C. Lee D. and Farmer G. 2001. Tectonic setting and provenance of the Neoproterozoic Unit Mountain and Big Cottonwood Group northern Utah. *Sedimentary Geology* 142:443–464. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00057-2](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00057-2)
- Cox R. Lowe D. R. and Cullers R. L. 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59:2919–2940. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00185-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00185-9)
- 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. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00061-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00061-0)
- Dickinson W. R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology* 40:695–707. <https://doi.org/10.1306/74D72018-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Dickinson W. R. 1983. Provenance of arenites. In: Zuffa G. G. (Ed.) *Provenance of arenites*:1–18. <https://doi.org/10.1306/2F9188FB-16CE-11D7-8645000102C1865D>
- Dickinson W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *Provenance of Arenites* 333–363.
- Dickinson W.R. and Suczek C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG Bulletin* 63:2164–2182. <https://doi.org/10.1306/2F9188FB-16CE-11D7-8645000102C1865D>
- England P. and Molnar P. 1990. Surface uplift uplift of rocks and exhumation of rocks. *Geology* 18:1179–1182. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<1179:SUUOAR>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<1179:SUUOAR>2.3.CO;2)
- Fakhari M. 1985. Poldokhtar–Balarud Geological Compilation Map 1/100,000 (Sheet 20817W). National Iranian Oil Company, Tehran.
- Floyd P. A. and Leveridge B. E. 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho Basin south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society* 144:531–542. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.3.0531>
- Folk E. 1980. *Petrography of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company 182p.
- Foster D.A. and John B.E. 1999. Quantitative resolution of timing of unroofing of Sierra Nevada batholith California by apatite fission track. *Journal of Geology* 107:59–71. <https://doi.org/10.1086/314329>
- Gill W. D. and Ala M. A. 1972. Sedimentology of the Gachsaran Formation Southwest Iran. *A.A.P.G. Bulletin* 56(7):1302–1315.
- Garzanti E. 2019. Petrographic and geochemical methods for provenance analysis. *Earth-Science*

- Implications for the northern Gondwana continental margin during the late Neoproterozoic. *Journal of African Earth Sciences*, 161: 103670.
- Rahman M.J.J. and Suzuki S. 2007. Composition of Neogene shales Surma Group Bengal Basin. *Austrian Journal of Earth Sciences* 100:54–64.
- Rieser A.B. Neubauer F. Liu Y. and Ge X. 2005. Provenance of sandstones in Qaidam Basin western China tectonic vs climatic control. *Sedimentary Geology* 177:1–18. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.12.002>
- Roser B.P. and Korsch R.J. 1988. Provenance signature of sandstone-mudstone suite determined using discriminate function analysis of major element data. *Chemical Geology* 67: 119-139.
- Roy D. and Roser B.P. 2012. Geochemistry of Tertiary sequence Shahbajpur-1 well Bengal Basin. *Journal of Life and Earth Sciences* 7:1–13.
- Sabbagh M. Bajestani M. Mahboubi A. Moussavi-Harami R. and Nadjafi M. 2018. Petrography and geochemistry of sandstone succession Qal'eh Dokhtar Formation Middle–Upper Jurassic Central Iran. *Journal of African Earth Sciences* 147:523–535. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.07.020>
- Salehi M.A. Mazroei Sebdani Z. Pakzad H.R. Bahrami A. Franz T. Fürsich F. and Heubeck C.H. 2018. Provenance and palaeogeography of Upper Triassic–Lower Cretaceous terrigenous rocks Central Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 288:49–77. <https://doi.org/10.1127/njgpa/2018/0727>
- Salehi M.A. Moussavi-Harami S.R. Mahboubi A. Wilmsen M. and Heubeck C. 2014. Tectonic and paleogeographic implications Ab-Haji Formation Lower Jurassic Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 271:21–48. <https://doi.org/10.1127/0077-7749/2014/0387>
- 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.
- Sun J. Sheykh M. Ahmadi N. Cao M. Zhang Z. Tian S. Sha J. Jian Z. Windley B. and Talebian M. 2021. Permanent closure of the Tethyan Seaway in the northwestern Iranian Plateau driven by cyclic sea-level fluctuations in the late Middle Miocene. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 564:110172. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.110172>
- Sun Y. Zhang Y. and Liu J. 2012. Provenance of Mesozoic sediments in northeastern China based on REE geochemistry. *Sedimentary Geology* 256–257:1–10. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.010>
- Suttner L. J. and Dutta P. K. 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate. I. Framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology* 56:185–214. [10.1515/chemostr-2015-0007](https://doi.org/10.1515/chemostr-2015-0007)
- McBride E. F. 1985. Diagenetic processes that modify detrital grains in sandstones. In: Middleton G. V. (Ed.) *Sedimentology and Diagenesis* SEPM Special Publication, 95-114.
- McLennan S. M. Hemming S. McDaniel D. K. and Hanson G. N. 1993. Geochemical approaches to sedimentation provenance and tectonics. *Geological Society London Special Publication* 284:21–40. [10.1130/SPE284-p21](https://doi.org/10.1130/SPE284-p21)
- McLennan S.M. and Nance W.B. 1980. Rare earth element-thorium correlations and crust composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44:1833–1839. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90222-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90222-0)
- McLennan S.M. Taylor S.R. and Eriksson K.A. 1983. Geochemistry of Archean shales from Pilbara Supergroup, Western Australia; *Geochim. Cosmochim. Acta* 74: 1211–1222.
- McLennan S.M. and Taylor S.R. 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution tectonic setting and secular trends. *Journal of Geology* 99:1–21. <https://doi.org/10.1086/629470>
- Moosavirad S.M. Janardhana M.R. Sethumadhav M.S. Moghadam M.R. and Shankara M. 2011. Geochemistry of Lower Jurassic shales Shemshak Formation Central Iran. *Geochemistry* 71:279–288. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2010.10.002>
- Moradi A. Aftabi A. and Ahmadi H. 2016. Geochemical characteristics and provenance of shale units in Zagros Basin. *Iranian Journal of Geosciences* 13(2):145–160.
- Motiee H. 2003. The stratigraphy of Zagros. *Geological Survey of Iran* 572p.
- Nesbitt H.W. and Young G.M. 1984. Prediction of weathering trends based on thermodynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48:1523–1534. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90230-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90230-7)
- Peng Y. Zhang Y. Xing E. and Wang L. 2020. Provenance and tectonic significance of the Zhongwunongshan Group China. *Open Geoscience* 12:25–43. <https://doi.org/10.1515/geo-2020-0003>
- Pettijohn F. J. Potter P. E. and Siever R. 1987. *Sand and Sandstone*. 2nd edition. Springer-Verlag New York, 553p.
- Piper D.J.W. Hudert T. Pe-Piper G. and Okwese A.C. 2009. Pedogenesis and diagenesis in clay minerals Lower Cretaceous Nova Scotia. *Sedimentary Geology* 213:51–63. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.11.006>
- Pirooz M. Aghanabati S. A. and Rahmani F. 2015. Stratigraphy and depositional environment of the Gachsaran Formation in Zagros Basin. *Iranian Journal of Earth Sciences* 7(2):120–133.
- Pourdivanbeigi Moghaddam S. Salehi M.A. Jafarzadeh M. and Zohdi A. 2020. Provenance, palaeoweathering and tectonic setting of the Ediacaran Bayandor Formation in NW Iran:

- area weathering and provenance. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51(9):2401–2416. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90293-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90293-5)
- Yan Z. Wang Z. Yan Q. Wang T. and Guo X. 2012. Geochemical constraints on the provenance and depositional setting of the Devonian Liuling Group East Qinling Mountains Central China implications for tectonic evolution of the Qinling Orogenic Belt. *Journal of Sedimentary Research* 82:9–24. <https://doi.org/10.2110/jssr.2012.2>
- Young S.W. 1979. Petrographic textures of detrital polycrystalline quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks. *Journal of Sedimentary Petrology* 46:595–603.
- Zaheri M. Rafiei B. and Alipoor R. 2021. Petrography and geochemistry of the Neogene continental redbeds in the Eshtehard area, Alborz Province, Iran: insights into tectonic setting, provenance and paleoclimate *Arabian Journal of Geosciences* (2021) 14:1946. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-08236-3>
- Zamanian E. Khanehbad M. Moussavi-Harami R. and Mahboubi A. 2019. Geochemistry of shales of the Qadir Member Nayband Formation Upper Triassic East Central Iran Tabas Block implications for provenance and palaeogeography. *Geological Quarterly* 63:603–618. <https://doi.org/10.7306/gq.1494>
- Zhang H. Peng J. Lin X. Li B. and Xia Q. 2018. Diagenesis and its controlling factors of Lower Donghetang Formation tight sandstone reservoir in Bachu area Tarim Basin China. *Geosciences Journal* 22:327–336. <https://doi.org/10.1007/s12303-017-0047-3>
- Zhao L. Wang Z. and Liu S. 2007. Major element geochemistry of mudstones: Implications for chlorite content and provenance. *Sedimentary Geology* 202:213–226. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.02.004>
- Zhao W. Zhang Z. Li Y. and Chen J. 2019. Geochemistry and provenance of clay-rich sedimentary rocks and implications for clay mineral composition. *Journal of Asian Earth Sciences* 170:93–108. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2018.10.016>
- Zhou L. Wang Z. Gao W. Zhang K. Li H. and Zhang L. 2019. Provenance and tectonic setting of the Lower Cambrian Niutitang Formation shales Yangtze Platform South China implications for depositional setting of shales. DOI: [10.1016/j.chemer.2019.05.001](https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.05.001)
- 56(3):329–345. <https://doi.org/10.1306/212F890E-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Tao H. Wang Q. Yang X. and Jiang L. 2013. Provenance and tectonic setting of Late Carboniferous clastic rocks in West Junggar Xinjiang China a case from the Hala-alat Mountains. *Journal of Asian Earth Sciences* 64:210–222. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2012.12.015>
- Taylor S.R. and McLennan S.M. 1985. *The Continental Crust its Composition and Evolution*. Blackwell Oxford 312p.
- Trombetta M.C. Guadagnin F. Kumaira S. Caron F. and Gonçalves G. 2019. Composition and diagenesis of Neoproterozoic Guaritas Group sandstones in the Minas do Camaquã fault zone Camaquã Basin. *Journal of South American Earth Sciences*. DOI: [10.1016/j.jsames.2018.12.003](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.12.003)
- Tucker M.E. 2001. *Sedimentary Petrology*. 3rd edition Blackwell Science Ltd 262p.
- Vergés J. Emami H. Garcés M. Beamud E. Homke S. and Skott P. 2019. Zagros foreland fold belt timing across Lurestan to constrain Arabia–Iran collision. In *Tectonic and Structural Framework of the Zagros Fold-Thrust Belt*. Elsevier 29–52. DOI: [10.1016/B978-0-12-815048-1.00003-2](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815048-1.00003-2)
- Von Eynatten H. Barceló-Vidal C. and Pawlowsky-Glahn V. 2003. Composition and discrimination of sandstones a statistical evaluation of different analytical methods. *Journal of Sedimentary Research* 73:47–57. <https://doi.org/10.1306/062902730047>
- Wang H. Zhao L. and Chen Y. 2018. Rare earth and trace element geochemistry of fine-grained sediments: Implications for provenance. *Sedimentary Geology* 375:30–45. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.07.006>
- Weltje G. J. 1994. Inverse modeling of detrital sand compositions and their diagenetic modification. *Sedimentary Geology* 90:201–212. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)90045-0](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90045-0)
- Worden R.H. and Morad S. 2003. Clay minerals in sandstones Controls on formation distribution and evolution. In *Clay Mineral Cements in Sandstones International Association of Sedimentologists Special Publication* 34:3–41. [10.1002/9781444304336.ch1](https://doi.org/10.1002/9781444304336.ch1)
- Wronkiewicz D. J. and Condie K. C. 1987. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup South Africa: Source

