



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

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
Vol. 36, Issue 2, No. 79, Summer 2020
pp. 23-50
Received: 30.12.2019 Accepted: 11.03.2020

Sedimentary characteristics, sequence stratigraphy and geochemistry of the Tiz Kuh Formation in the Pol-e-Zoghal section (South of Chalus)

Boshra Soleimani Porlak

*M.Sc. Student of Sedimentology and Sedimentary Petrology, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran
boshra.soleimani21@gmail.com*

Mohammad Hossein Adabi*

*Professor, Department of Sedimentary Basin and Petroleum, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran
m-adabi@sbu.ac.ir*

Ehsan Dehyadegari

*Assistant Professor, Department of Sedimentary Basin and Petroleum, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran
e_dehyadegari@sbu.ac.ir*

Abstract

In this study, the Tiz Kuh Formation of Aptian age in the Pol-e-Zoghal section (south of Chalus) with a thickness of 113 m was evaluated for depositional environment, sequence stratigraphy, and elemental geochemistry. The Tiz Kuh Formation in this section with disconformity lies on the Lower Cretaceous volcanic unit and associated disconformity of the Upper Cretaceous volcanic subdivision. According to calcimetric studies, the Tiz Kuh Formation in this section is composed of limestone and argillaceous limestone. Field and laboratory investigations led to the identification of eight microfacies belonging to 3 sub-environments of lagoon, shoal, and shallow open marine. Gradual microfacies changes and the absence of large barrier reefs, oncoids, pisoids, aggregate grains, and slump structure along with the presence of dasycladaceae family algae (e.g. *Terquemella* sp. and *Bakalovaella elitzae*.) and gymnocodiaceae (*Permocalculus* sp.) confirm the existence of a ramp-type carbonate platform. This evidence may indicate warm marine shallow very saline environment; These conditions highlight the shallow sedimentary and aragonitic environment. Sequence stratigraphic studies in this section identified three third order sedimentary sequences associated with the HST and TST with SB1 and SB2 sequence boundaries depositional sequence. In this study, sedimentary depth resulted in variation of orbitolinid shape. The results of the geochemical analysis, of major and minor elements, Sr / Na values of more than one, Sr / Mn values (mean 7) and plotting of Sr / Ca values against Mn indicate that the primary mineralogy was aragonite and have been affected by non-marine diagenesis in a closed to slightly open diagenetic systems. Variation of elements along the stratigraphic section shows that the amount of Sr in the upper part decreases as the Mn content increases; These conditions indicate the greater impact of meteoric diagenesis on the upper part.

Keywords: Tiz Kuh Formation, Alborz sedimentary basin, Sedimentary characteristics, Sequence stratigraphy, Geochemistry.

Introduction

The Tiz Kuh Formation is introduced by Assereto and Ippolito (1964), derived from the Tiz Kuh near Pleur, which contains two clastic and carbonate lithological units. At the type locality, this formation is located between the Lar Formation and the Cenomanian Rows (Aghanabati 2010). Cartier (1971) defined the Chalus Formation and described it as consisting of Lower Volcanic, Lower Limestone, Middle Volcanic, Upper Limestone, and Upper Volcanic units (Aghanabati 2010). The second member of the Chalus Formation in the Pol-e-Zoghal section is known as the Tiz Kuh Formation and is of Aptian age (Yarjoo et al. 2010). Since few studies have been done on sedimentary properties of the Tiz Kuh Formation in Alborz Zone, In the present study, microfacies, sedimentary characteristics, elemental geochemistry and sequence stratigraphy of the Tiz Kuh Formation were studied in the Pol-e-Zoghal section south of Chalus city.

Material & Methods

For the present study, one surface section of the Tiz Kuh Formation in the south of the Chalus city (Pol-e-Zoghal section) has been studied. The section measured a total thickness of 113 m and consists of limestone, argillaceous limestone, calcareous marl, and marl. During the fieldwork studies, 135 rock samples from carbonate deposits and 3 marl have been taken for petrographic studies. To accurately determine the lithology of the Tiz kuh Formation in this section on all samples, calcimetric analysis was performed and the results were compared with Pettijohn 1975 classification. To differentiate ferroan and non-ferroan calcite from ferroan and non-ferroan dolomite in thin sections, the staining method of Dickson (1965) was applied. Sedimentary sequences were determined based on the concepts of sequence stratigraphy (Haq et al. 1987; Catuneanu 2006). Elemental geochemistry analysis was performed from 38

*Corresponding author

samples of carbonates at the geochemistry laboratory of Shahid Beheshti University, Iran.

Discussion of Results & Conclusions

Based on the field and petrographic studies, the microfacies and depositional environment of the Tiz Kuh Formation were recognized. This formation in the Pol-e-Zoghal section has been made of eight microfacies which occur in three facies belts. The lagoon facies belt consists of four microfacies; mudstone, benthic foraminifera wackestone, bioclast wackestone, and interaolast orbitolina packstone. Presence of benthic foraminifera (such as miliolids and Orbitolina) and dasycladacea, represent restricted conditions in the lagoon environment (Bachmann and Hirsch 2006). Shoal facies belt is composed of bioclast orbitolina grainstone microfacies. Grainstone's texture with an abundance of benthic foraminifera and echinoderms indicates that the environment's energy has been moderate and high (Flügel 2010). The open marine facies belt includes bioclast orbitolina wackestone\packstone, orbitolina wackestone\packstone, and bioclast packstone microfacies. One of the major elements in the shallow open marine facies category is the presence of long shape orbitholinid. The presence of this orbitholinid

indicates the normal and open marine environment (Simmons et al. 2000; Tasli et al. 2006). Gradual microfacies change, the absence of calciturbidites, aggregate grains, and slump structure, confirms a carbonate ramp. Based on the sequence stratigraphic studies, three depositional sequences were identified in the studied sequence. The lower boundary of sequence 1 characterized by disconformity. The upper boundary of this sequence and the sequence 2 are determined by the mudstone microfacies. The upper boundary of the sequence 2 and sequence 3 are also characterized by mudstone microfacies and the upper boundary of sequence 3 is marked by disconformity. The MFS in these sequences is determined by bioclast packstone microfacies. Geochemical analysis in limestone parts of the formation including Ca (36.17–39.2%), Mg (0.2–1.5%), Sr (397–1075 ppm), Na (40–160 ppm), Mn (55–250 ppm) and Fe (122–3407 ppm), and their variations indicate that the original carbonate mineralogy is aragonite and closed to slightly open diagenetic systems. Variation of elements along stratigraphic section shows that the amount of Sr in the upper part decreases as the Mn content increases; These conditions indicate the greater impact of meteoric diagenesis on the upper part.

شرایط رسوب‌گذاری، چینه‌نگاری سکانسی و ژئوشیمی سازند تیزکوه در برش پل زغال (جنوب چالوس)

بشری سلیمانی پورلک، دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران

boshra.soleimani21@gmail.com

محمد حسین آدابی*، استاد، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران

m-adabi@sbu.ac.ir

احسان ده‌یادگاری، استادیار، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران

e_dehyadegari@sbu.ac.ir

چکیده

در مطالعه حاضر، سازند تیزکوه به سن آپتین در برش پل زغال (جنوب چالوس) به ضخامت ۱۱۳ متر از نظر شرایط رسوب‌گذاری، چینه‌نگاری سکانسی و ژئوشیمی عنصری ارزیابی شد. سازند تیزکوه در برش یادشده با ناپیوستگی هم‌شیب روی واحد آتشفشانی کرتاسه زیرین و با ناپیوستگی هم‌شیب زیر واحد آتشفشانی کرتاسه بالایی قرار گرفته است. بر اساس مطالعه‌های کلسی‌متری انجام‌شده، سازند تیزکوه در این برش اغلب از آهک و آهک آرژیلی تشکیل شده است. بررسی‌ها و مطالعه‌های صحرایی و آزمایشگاهی به شناسایی هشت ریزرخساره متعلق به سه زیرمحیط لاگون، پشته و دریای باز کم‌عمق در این سازند منجر شدند. تغییرات تدریجی ریزرخساره‌ها و نبود ریف‌های سدی بزرگ، آنکوئیدها، پیژوئیدها، دانه‌های آگرگات و ساختارهای ریزی و لغزشی وجود پلت‌فرم کربناته‌ای از نوع رمپ را تأیید می‌کنند؛ همچنین حضور جلبک‌های خانواده داسی‌کلادسه‌آ (مانند *Terquemella* sp. و *Bakalovaella elitzae*) و ژیمنوکوداسیا (*Permocalculus* sp.) در برش مطالعه‌شده نشان‌دهنده محیط دریایی گرم لب‌شور و بسیار شور با عمق کم است؛ این موضوع تأکیدی بر محیط رسوبی کم‌عمق و آراگونیتی سازند مطالعه‌شده است. مطالعه‌های چینه‌نگاری سکانسی در برش یادشده موجب شناسایی سه سکانس رسوبی رده سوم همراه با دسته رخساره‌های HST و TST با مرزهای سکانسی SB1 و SB2 شد. نتایج آزمایش‌های ژئوشیمیایی، بررسی عناصر اصلی و فرعی، مقادیر Sr/Na بیشتر از ۱، مقادیر Sr/Mn (میانگین ۷) و ترسیم مقادیر Sr/Ca در برابر Mn نشان دادند ترکیب کانی‌شناسی اولیه سازند تیزکوه آراگونیتی است و تحت‌تأثیر دیاژنز غیردریایی در محیط بسته تا کمی باز دیاژنتیکی قرار گرفته است. روند تغییرات عناصر فرعی در طول این برش به‌گونه‌ای است که در بخش بالایی، مقدار استرانسیم کاهش و مقدار منگنز افزایش می‌یابد؛ این شرایط بیان‌کننده تأثیر بیشتر دیاژنز متاوریکی در بخش بالایی است.

واژه‌های کلیدی: سازند تیزکوه، حوضه رسوبی البرز، شرایط رسوب‌گذاری، چینه‌نگاری سکانسی، ژئوشیمی

* نویسنده مسئول: ۰۹۱۲۷۳۸۳۲۵۶

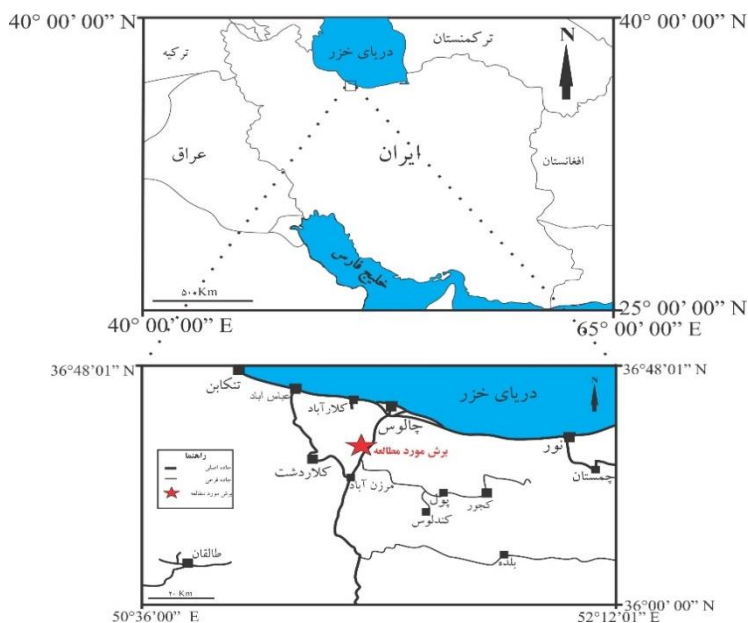
مقدمه

آسرتو و ایپولیتو (Assereto and Ippolito 1964) سازند تیزکوه به ضخامت ۱۷۰ متر را با اقتباس از نام قلّه تیزکوه در نزدیکی آبادی پلور معرفی کردند که دارای دو واحد سنگ‌شناختی آواری و کربناته است، ولی این سازند برش الگو ندارد. سازند تیزکوه بین سازند لار و ردیف‌های سنومانین قرار گرفته است. بخش کربناتی سازند تیزکوه نمای مشخصی دارد و بخشی از بخش‌های بلند البرز جنوبی را می‌سازد. معمولاً نام تیزکوه یادآور ستیغ‌های کربناتی است که به داشتن فسیل اُربیتولین معروفند (Aghanabati 2010)؛ در میان فسیل‌ها، روزن‌داران اُربیتولین و دوکفه‌ای‌های نوع رودیست شاخص‌ترینند. آسرتو (Assereto 1966) به علت فراوان‌تر بودن اُربیتولین در پایین و رودیست در بخش بالایی، برش‌های میان دره کرج و دره هراز را به دو بخش غیررسمی تقسیم کرده است که عبارتند از: خرسنگ به ضخامت ۲۵۰ تا ۳۰۰ متر شامل ماسه‌سنگ کوارتزی و سنگ‌آهک‌های تیره‌رنگ اُربیتولین‌دار در پایین و بخش هشتر شامل ۱۷۰ متر میکرایت نازک‌لایه به رنگ خاکستری همراه با میان‌لایه‌هایی از میکرایت چرت‌دار که با داشتن رودیست و سن آلبین شاخص است. در اغلب برش‌ها از جمله برشی که آسرتو و ایپولیتو برای نخستین بار معرفی کردند، فسیل‌های سازند تیزکوه آشکوب آبتین را نشان می‌دهند؛ ولی در برخی مناطق، تغییرات سنی از بارمین تا اوایل آلبین را مشخص می‌کنند (Aghanabati 2010). ویژگی‌های سنگی و زیستی این سازند یادآور کربنات‌های اُربیتولین‌دار زاگرس (سازندهای فهلیان و داریان)، کپه‌داغ (سازند تیرگان) و ایران مرکزی (سازند تفت و سازند شاه‌کوه) است که شرایط یکسان رسوبی زمان کرتاسه پیشین را در گستره ایران زمین نشان می‌دهد. باتوجه‌به مطالعه‌های محدودی که از نظر ویژگی‌های رسوبی روی سازند تیزکوه در زون البرز انجام شده‌اند، ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکاسی سازند تیزکوه همراه با نتایج ژئوشیمیایی عنصری کربنات‌های این سازند در برش سطح‌الارضی پل زغال در جنوب شهرستان چالوس در پژوهش حاضر مطالعه شدند. امید است بتوان از نتایج پژوهش حاضر در بازسازی جغرافیای

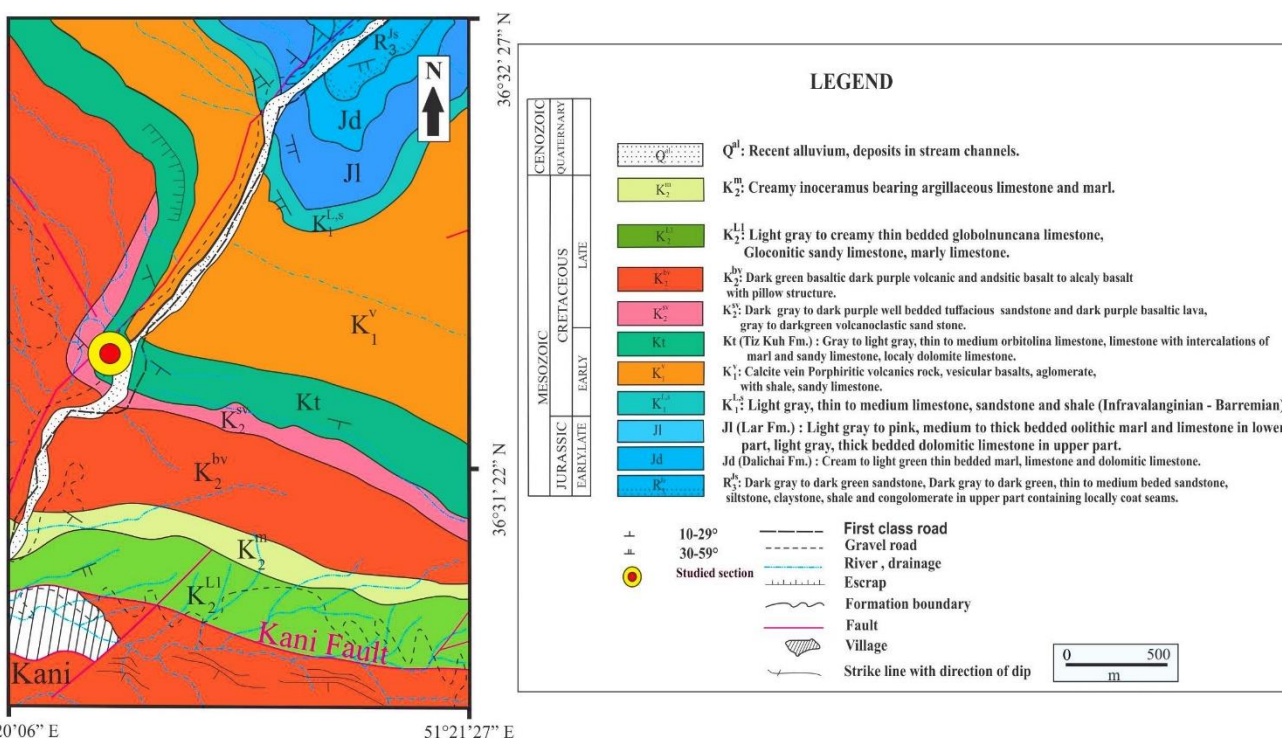
دیرینه زمان کرتاسه در حوضه رسوبی البرز استفاده کرد.

موقعیت زمین‌شناسی و جغرافیایی منطقه مطالعه‌شده

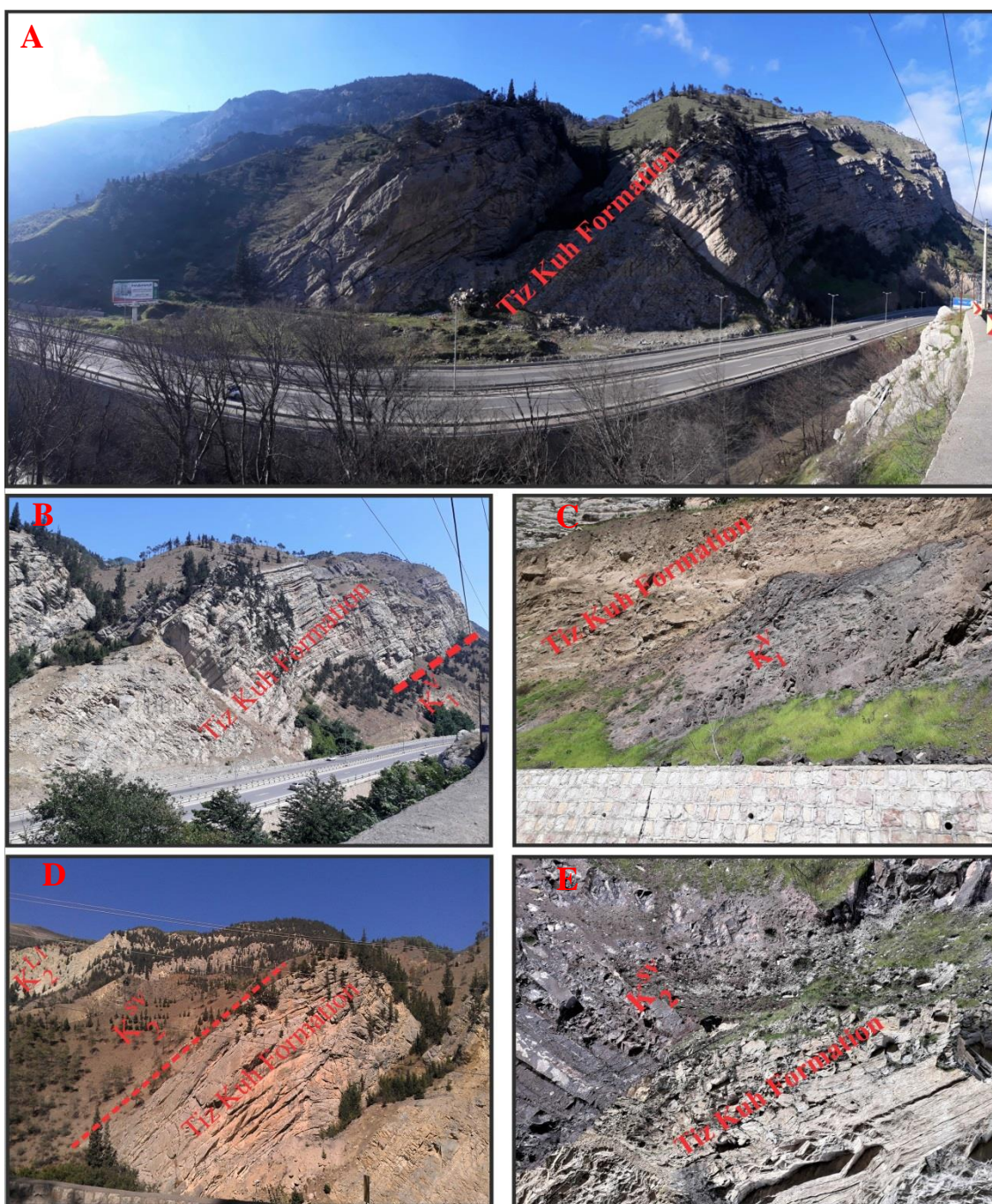
منطقه مطالعه‌شده در دامنه شمالی البرز مرکزی و در جنوب شهر چالوس واقع شده است. طبق گفته‌های کارتیر (Cartier 1971)، سنگ‌های کرتاسه منطقه چالوس روی شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های گروه شمشک قرار دارند و دارای فاصله زمانی (بازه سنی) درخور توجهی‌اند (Darvish Zadeh 1990; Aghanabati 2010). کارتیر (Cartier 1971) سازند چالوس را در دره چالوس تعریف کرد که شامل پنج عضو (سنگ‌های آتشفشانی زیرین، سنگ‌آهک زیرین، سنگ‌های آتشفشانی بالایی، سنگ‌آهک بالایی و سنگ‌های آتشفشانی بالایی) است (Aghanabati 2010). عضو آهک زیرین در ورقه ۱:۲۵۰۰۰ ولشت (جنوب چالوس) با عنوان سازند تیزکوه معرفی شده است. سازند تیزکوه در برش پل زغال با مختصات جغرافیایی $36^{\circ} 31' 51''$ N و $51^{\circ} 20' 32''$ E و در فاصله ۱۳ کیلومتری جنوب‌غربی چالوس و ۱۰ کیلومتری شمال مرزن‌آباد قرار دارد. دسترسی به منطقه مطالعه‌شده از طریق آزادراه مرزن‌آباد-چالوس امکان‌پذیر است و برش مطالعه‌شده پس از پیمودن ۱۰ کیلومتر از مرزن‌آباد به سوی چالوس در بخش باختری آزادراه واقع شده است. راه‌های دسترسی به برش مطالعه‌شده در شکل ۱ و نقشه زمین‌شناسی منطقه در شکل ۲ ارائه شده است. بر اساس مطالعه‌های یاری‌جو و همکاران (Yarijoo et al. 2008, 2010)، سازند تیزکوه در این برش سن آبتین را دارد. این سازند در برش پل زغال دارای ضخامت ۱۱۳ متری است و از سنگ‌آهک، سنگ‌آهک آرژیلی، مارن و مارن آهکی به رنگ خاکستری تا کرم با لایه‌بندی نازک تا ضخیم‌لایه تشکیل شده است. مرز زیرین سازند تیزکوه در برش مطالعه‌شده با واحد آتشفشانی کرتاسه زیرین و مرز بالایی آن با واحد آتشفشانی کرتاسه بالایی (به‌علت تشکیل این دو واحد آتشفشانی در محیط قاره‌ای و وجود شبه‌لایه‌بندی در آنها) به‌شکل ناپیوستگی هم‌شیب است (شکل ۳).



شکل ۱- راه دسترسی به منطقه مطالعه شده (برگرفته از Google map با تغییرات)



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعه شده (برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰ ولشت (Nadim and Shafae 2013) با ترسیم مجدد)



شکل ۳- A. نمای کلی سازند تیزکوه در برش پل زغال، B. مرز زیرین سازند تیزکوه با واحد آتشفشانی کرتاسه زیرین (K_1^v), C. نمای نزدیک از مرز زیرین سازند تیزکوه، D. مرز بالایی سازند تیزکوه با واحد آتشفشانی کرتاسه بالایی (K_2^{sv}), E. نمای نزدیک از مرز بالایی سازند تیزکوه

روش مطالعه

پس از بررسی و مطالعه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ ولشت (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (Nadim and

Shafae 2013). برش مناسبی از سازند تیزکوه در منطقه مطالعه شده انتخاب و مسیر پیمایش صحرایی به منظور مطالعه‌های صحرایی مشخص شد. پس از انجام بررسی‌های

بر اساس مشاهده‌های صحرایی و بررسی مقاطع نازک میکروسکوپی و باتوجه به زمینه سنگ و اجزای تشکیل‌دهنده، هشت ریزرخساره رسوبی برای نهشته‌های سنگ‌آهکی سازند تیزکوه در برش پل زغال شناسایی شدند (شکل ۵)؛ در ادامه، توصیف هریک از این ریزرخساره‌ها که از بخش‌های کم‌عمق‌تر حوضه رسوبی به سوی بخش‌های عمیق‌تر گسترش یافته‌اند، بیان و محیط رسوبی آنها تفسیر می‌شود.

ریزرخساره‌های محیط لاگون (رمپ داخلی)

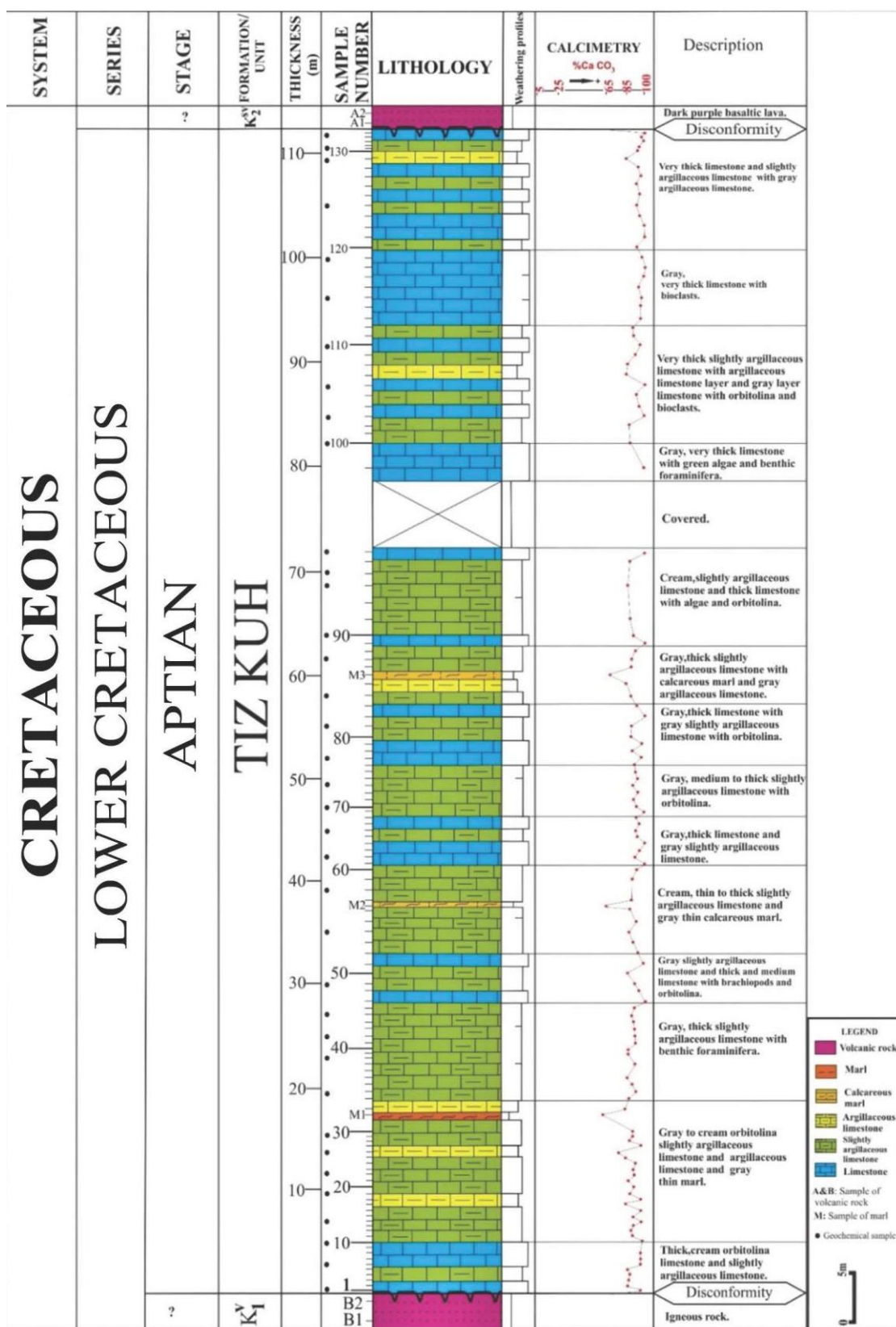
MF1: مادستون (Mudstone)

توصیف: این ریزرخساره در سازند تیزکوه گسترش زیادی ندارد و تنها در چند نمونه مشاهده می‌شود. در این ریزرخساره، خرده‌های جلبک و فرامینیفرهای بتیک با فراوانی بسیار کم (نزدیک به ۵ درصد) وجود دارند؛ همچنین در این ریزرخساره، فرایندهای دیاژنزی نظیر انحلال، شکستگی و استیلولیتی شدن دیده می‌شوند. این ریزرخساره در آهک کمی آرژیلی مشاهده می‌شود.

تفسیر ریزرخساره: وجود روزن‌داران کفزی همراه با بقایای جلبک‌های سبز گویای نهشت این ریزرخساره در شرایط آرام و چرخش محدود آب در لاگون است؛ همچنین فابریک، اندازه بلورهای بسیار ریز و نبود آثار خروج از آب نظیر حفره‌های چشم‌پرنده‌ای و ترک‌های گلی، نبود فسیل به مقدار زیاد و همراهی این ریزرخساره با رخساره‌های لاگون رو به ساحل (Mohammad Pour 2019) نشان‌دهنده تشکیل این ریزرخساره در شرایط دریایی محدود همراه با شوری آب زیاد است. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد شماره RMF-19 فلوگل (Flügel 2010) است (شکل ۵، A).

صحرایی، تعداد ۱۳۵ نمونه از نمونه‌های سنگی کربناته و ۳ نمونه از مارن‌های سازند تیزکوه در فواصل ۰/۶ تا ۱ متری در برش مطالعه‌شده برداشت شدند. به منظور تعیین دقیق سنگ‌شناسی سازند تیزکوه در این برش، تجزیه و تحلیل کلسی‌متری با دستگاه کلسی‌متری برنارد دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی روی نمونه‌های جمع‌آوری شده انجام شد و نتایج با تقسیم‌بندی پتی‌جان (Pettijohn 1975) مقایسه شدند. نتایج کلسی‌متری و ستون چینه‌شناسی سازند مطالعه‌شده در شکل ۴ نمایش داده شده است. مقاطع نازک نمونه‌های برداشت‌شده تهیه و برای تشخیص کانی کلسیت از دولومیت و نیز آهن‌داربودن با محلول آلزارین قرمز و فروسیانیدپتاسیم به روش دیکسون (Dickson 1965) رنگ‌آمیزی و با میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شدند. نام‌گذاری سنگ‌های کربناته بر اساس تقسیم‌بندی رایج دانهام (Dunham 1962) انجام و در تفسیر ریزرخساره‌ها و تعیین محیط رسوبی سنگ‌های کربناته از روش فلوگل (Flügel 2010) استفاده شد. سکانس‌های رسوبی بر اساس مفاهیم چینه‌نگاری سکانسی (Haq et al. 1987; Catuneanu 2006) تعیین شدند و سپس به منظور تعیین میزان عناصر اصلی (کلسیم و منیزیم) و فرعی (آهن، منگنز، سدیم و استرانسیم) سازند مطالعه‌شده، تعداد ۳۸ نمونه از بخش میکرایتی سنگ‌آهک‌های سازند تیزکوه انتخاب و با متد دندان‌پزشکی پودر شدند و در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی با دستگاه اسپکتروفتومتر جذب اتمی (AAS) تجزیه شیمیایی شدند. دکتر کوروش رشیدی از دانشگاه پیام نور و پروفسور ایون بوکور (Ioan Bucur) از دانشگاه Cluj-Napoca رومانی (Bucur et al. 2012; 2013) شناسایی جلبک‌ها در مطالعه حاضر را انجام دادند.

ریزرخساره‌ها



شکل ۴- ستون چینه‌شناسی همراه با نتایج کلسیمی سازی تیزکوه در برش مطالعه‌شده

آرژیلی مشاهده می‌شود.

تفسیر ریزرخساره: باتوجه به حضور اُستراکود، روزن‌داران کفزی و سایر آلوکم‌ها و بافت زمینه پستیان (Bucur et al. 2017; Yavarmansh et al. 2018)، رسوب‌گذاری در محیط لاگون (Tucker and Wright 1990) رمپ داخلی برای تشکیل این ریزرخساره پیشنهاد می‌شود و با RMF-18 فلوگل (Flügel 2010) درخور مقایسه است (شکل ۵، C).

MF4: پکستون حاوی اُربیتولین و اینتراکلت (*Intraclast Orbitolina* Packstone)

توصیف: در این ریزرخساره، اینتراکلت با فراوانی نزدیک به ۳۰ تا ۳۵ درصد، پلوئید (۲ درصد) و دانه‌های اسکلتی مانند فرامینیفرهای بنتیک (به‌ویژه اُربیتولین با فراوانی ۴۰ تا ۶۰ درصد همراه با میلیولید)، کرینوئید، جلبک‌های سبز (*Pseudoactinoporella? cf. iranica*, *Terquemella sp.*, *Bakalovaella elitzae.*, *Clypeina sp.*) با فراوانی ۵ درصد و *Permocalculus sp.* برآکیوپود، خرده‌های صدف دوکفه‌ای و شکم‌پایان (۱۰ درصد) حضور دارند. اُربیتولین‌ها در این ریزرخساره عموماً مخروطی‌شکلند و شکل‌های بدون کشیدگی نیز در این ریزرخساره دیده می‌شوند. این ریزرخساره در آهک و آهک کمی آرژیلی نازک تا ضخیم‌لایه مشاهده می‌شود.

تفسیر ریزرخساره: حضور روزن‌داران کفزی مانند اُربیتولین و میلیولید نشانه محیط آرام با چرخش محدود آب و مؤید تشکیل این ریزرخساره در محیط کم‌عمق با انرژی کم است (Yavari et al. 2016; Mohammad pour 2019) و با در نظر گرفتن بافت و نوع اجزای موجود در این ریزرخساره، زیرمحیط لاگون برای آن پیشنهاد می‌شود؛ بنابراین، این ریزرخساره با RMF-20 فلوگل (Flügel 2010) معادل است (شکل ۵، D و E).

ریزرخساره پشته سدی (رمپ داخلی)

MF2: وکستون حاوی فرامینیفرهای بنتیک (*Benthic Foraminifera* Wackestone)

توصیف: این ریزرخساره دارای فرامینیفرهای بنتیک به‌ویژه میلیولید با فراوانی ۴۰ درصد است و بافت زمینه پستیان دارد؛ از دیگر قطعه‌های اسکلتی می‌توان به گاستروپود با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد، خرده‌های برآکیوپود و صدف دوکفه‌ای اشاره کرد. در این ریزرخساره، خرده‌های خارپوست و جلبک سبز (فراوانی ۲۰ درصد) به‌ویژه *Salpingoporella sp.* مشاهده می‌شوند. در برش مطالعه‌شده، این ریزرخساره در سنگ‌آهک‌های آرژیلی و کمی آرژیلی کرم تا خاکستری دیده می‌شود و گسترش کمی دارد. فرایندهای دیاژنزی مانند انحلال، شکستگی و استیلولیتی شدن در این رخساره گسترش دارند.

تفسیر ریزرخساره: باتوجه به حضور گاستروپودها که بیشتر در محیط‌های بسته با شوری نسبتاً زیاد حضور دارند و همچنین وجود خرده‌های جلبک سبز (*Salpingoporella sp.*)، نتیجه گرفته می‌شود شرایط رسوب‌گذاری این ریزرخساره در محیط کم‌عمق زیر حد جزرومدی یا به عبارتی، لاگون محصور (Yavarmansh et al. 2017) با میزان رسوب‌گذاری کم است (Scholle and Scholle 2006). باتوجه به حضور میلیولید و بافت زمینه پستیان (Mousavian et al. 2014)، این ریزرخساره تقریباً معادل ریزرخساره استاندارد شماره RMF-16 (Flügel 2010) نظر گرفته می‌شود (شکل ۵، B).

MF3: وکستون حاوی بایوکلست (*Bioclast* Wackestone)

توصیف: این ریزرخساره دارای بافت زمینه پستیان است و خرده‌های برآکیوپود (فراوانی ۱۰ درصد)، روزن‌داران بنتیک (فراوانی ۳۰ درصد) و اُربیتولین‌ها، لتیکولینا، میلیولید و اُستراکود (فراوانی ۵ درصد) در آن مشاهده می‌شوند. جلبک‌هایی نظیر *Terquemella sp.*, *Clypeina sp.* و *Pseudoactinoporella? cf. iranica* در این رخساره حضور دارند. انحلال و شکستگی از جمله فرایندهای دیاژنزی در این رخساره به شمار می‌آیند. این ریزرخساره در آهک‌های کمی

و دیسکی‌شکلند و عمق بیشتر محیط رسوب‌گذاری را نشان می‌دهند؛ همچنین در این رخساره، خرده‌های صدف دوکفه‌ای (فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد) و نیز قطعه‌هایی از جلبک‌های *Permocalculus sp.* و *Terquemella sp.* به مقدار کم (درصد) حضور دارند. ذرات در این ریزرخساره در زمینه میکرایتی قرار دارند. این ریزرخساره در آهک‌های آرژیلی دیده می‌شود.

تفسیر ریزرخساره: فراوانی ماتریکس نشان‌دهنده

وجودداشتن انرژی کافی برای انتقال گل آهکی است؛ همچنین حضور مقادیر اندک سیمان در برخی از بخش‌های آن نشان‌دهنده محیط دریای باز با انرژی بیشتر است (Folk 1962). اشکالی از اربیتولین با قطر زیاد و ارتفاع کم به‌طور عموم در ناحیه مرتبط با دریای باز تا دامنه (Slope) حوضه یافت می‌شوند (Mousavian et al. 2014; Mohammad Pour 2019). این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد شماره RMF-13 فلوگل (Flügel 2010) است که در مناطق بالایی دریای باز تهنشین شده است (Mohammad Pour 2019) (شکل ۵، H و I).

MF7: وکستون/پکستون حاوی اربیتولین (*Orbitolina Wackestone/Packstone*)

توصیف: اربیتولین‌ها با فراوانی ۳۰ درصد از اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این رخساره‌اند که غالباً دیسکی‌شکل و کشیده‌اند. بر اساس بررسی‌هایی که سیمونز و همکاران و پیتیت و همکاران (Simmons et al. 2000; Pittet et al. 2002) انجام داده‌اند، اربیتولین‌های کشیده و دیسکی‌شکل عموماً در مناطق ژرف‌تری نسبت به اربیتولین‌های مخروطی‌شکل زندگی می‌کرده‌اند؛ سایر دانه‌های اسکلتی مانند شکم‌پایان، براکیوپود و خارپوستان (با فراوانی ۲ درصد) نیز در این رخساره حضور دارند.

تفسیر ریزرخساره: یکی از عناصر اصلی در دسته رخساره‌های دریای باز کم‌ژرفا، اربیتولین‌های کشیده است. حضور اربیتولین‌های کشیده بیان‌کننده شرایط محیط دریای باز

MF5: گرینستون حاوی اربیتولین و بایوکلاست (*Bioclast Orbitolina grainstone*)

توصیف: این ریزرخساره دارای بافت دانه پشتیبان است و گسترش زیادی در سازند تیزکوه دارد. دانه‌های غیراسکلتی شامل اینتراکلاست با فراوانی ۱۰ درصد و پلوئید و دانه‌های اسکلتی شامل فرامینیفرهای بنتیک (اربیتولین‌ها با فراوانی ۶۰ درصد، لنتیکولینا و چارنتیا کوویلیری (*Charentia cuvillieri*))، دوکفه‌ای با فراوانی ۱۰ درصد، کرینوئید، گاستروپود، جلبک‌ها (خرده‌های *Clypeina sp.* و *Salpingoporella sp.*) و براکیوپود می‌شود. اربیتولین‌ها در این رخساره مخروطی‌شکل، بدون کشیدگی و کوچک‌تر از اربیتولین‌هایی‌اند که در لاگون دیده می‌شوند و اغلب شکسته‌اند. بیشتر آلوم‌های این ریزرخساره تحت‌تأثیر پدیده میکرایتی شدن قرار گرفته‌اند. این ریزرخساره در آهک و آهک کمی آرژیلی ضخیم تا نازک‌لایه دیده می‌شود.

تفسیر ریزرخساره: بافت دانه پشتیبان یادشده نشان می‌دهد

این ریزرخساره در محیط سد با انرژی زیاد که در حاشیه پلت‌فرم واقع شده است و دریای باز را از محیط‌های دریای محصور جدا می‌کند، تشکیل شده است. بافت دانه پشتیبان با فراوانی روزن‌داران بنتیک و اکینودرم نشان می‌دهد انرژی محیط متوسط تا زیاد بوده است (Flügel 2010; Mousavian et al. 2014). وجود گرینستون‌ها و بافت خوب‌شسته‌شده بیان‌کننده شرایط دریایی کم‌ژرفا و دارای انرژی زیاد است؛ این امر وجود جریان مداوم آب را نشان می‌دهد که سبب خروج میکرایت از میان اجزا شده است (Masse 1992). در این ریزرخساره، بیشتر دانه‌ها شکسته شده‌اند. این رخساره معادل با RMF-26 فلوگل (Flügel 2010) است (شکل ۵، F و G).

ریزرخساره‌های دریای باز کم‌عمق (رپ میانی)

MF6: وکستون/پکستون حاوی اربیتولین و بایوکلاست (*Bioclast Orbitolina Wackestone/Packstone*)

توصیف: اربیتولین‌ها با فراوانی ۳۰ تا ۵۰ درصد از اجزای تشکیل‌دهنده این ریزرخساره‌اند که اغلب به‌شکل کشیده

راهنمای خوبی برای تفسیر وضعیت رسوب‌گذاری‌اند. مدل‌های رخساره‌ای (Facies Models) یا مدل‌های رسوب‌گذاری (Depositional Models) به‌منظور درک ساده‌تر محیط رسوب‌گذاری ارائه شده‌اند (Flügel 2010). پس از مطالعه مقاطع نازک و تعیین ریزرخساره‌ها و باتوجه به مدلی که فلوگل (Flügel 2010) ارائه کرده است و نیز باتوجه به تبدیل تدریجی رخساره‌ها به یکدیگر و حضورنداشتن آنکوئیدها، پیزوئیدها و دانه‌های آگرگات که خاص شلف کربناته‌اند یا به‌ندرت در رمپ‌های کربناته دیده می‌شوند (Flügel 2010) و همچنین وجودنداشتن سدهای ریفی بزرگ و نبود رخساره‌های ریزشی و لغزشی (Slump structure) و کلسی‌توریدایت‌ها (Calciturbidite) که بیان‌کننده شیب زیاد محیط رسوبی هنگام رسوب‌گذاری‌اند، شرایط رسوب‌گذاری سازند تیزکوه در برش مطالعه‌شده (شکل ۶)، پلت‌فرم کربناته از نوع رمپ پیشنهاد می‌شود (Tucker and Wright 1990). بر اساس مطالعه‌های انجام‌شده، رسوب‌گذاری سازند تیزکوه در این برش در سه زیرمحیط لاگون، پشته سدی و بخش کم‌عمق دریای باز رخ داده است. جلبک‌های dasycladalean در عمق ۵ تا ۶ متری (Badve and Kundal 1998) و گاهی تا اعماق ۱۰ تا ۱۲ متری گسترش می‌یابند (Johnson 1961; Wray 1977; Kundal and Wanjarwadkar 2003; Kundal and Humane 2007). در سازند مطالعه‌شده، جلبک‌های یادشده در زیرمحیط‌های شناسایی شده حضور دارند؛ همچنین وجود تجمع‌های جلبک Gymnocodiaceae در کرتاسه زیرین، در پلت‌فرم‌های کربناته حوضه تیتیس بیان‌کننده محیط‌های دریایی گرم و کم‌عمق با انرژی کم تا متوسط است (Flügel 2010) که جنس *Permocalculus sp.* از این خانواده در سازند مطالعه‌شده شناسایی شد. جلبک یادشده در لاگون، پشته بایوکلستی و دریای باز کم‌عمق در این برش یافت شد. حضور این جلبک‌ها تأکیدی بر محیط رسوبی گرم لب‌شور و بسیار شور با عمق کم برای این سازند در برش مطالعه‌شده و این تأییدی بر وجود محیط کم‌عمق آراگونیتی است؛ محاسبه‌های ژئوشیمیایی این نظریه را تأیید می‌کنند.

و شرایط عادی آب‌های آزاد است (Simmons et al. 2000; Tasli et al. 2006). روزن‌داران بزرگ پهن با دیواره صدف نازک در محیطی با انرژی کم، شدت نور کمتر و مواد غذایی کمتر حضور دارند؛ آریبتولین‌های کشیده از جمله این روزن‌داران به شمار می‌آیند. هرچه اندازه آریبتولین‌ها بزرگ‌تر می‌شود، به نظر می‌رسد محیط نیز ژرف‌تر است (Van Buchem et al. 2010; Mohammad Pour 2019). وجود موجودات استنوهالین مانند براکیوپود، دوکفه‌ای و اکینودرم‌ها نشان‌دهنده شوری عادی و زندگی در محیط باز با امواج آشفته است (Flügel 2010). این رخساره تقریباً با RMF-13 فلوگل (Flügel 2010) معادل است (شکل ۵، J).

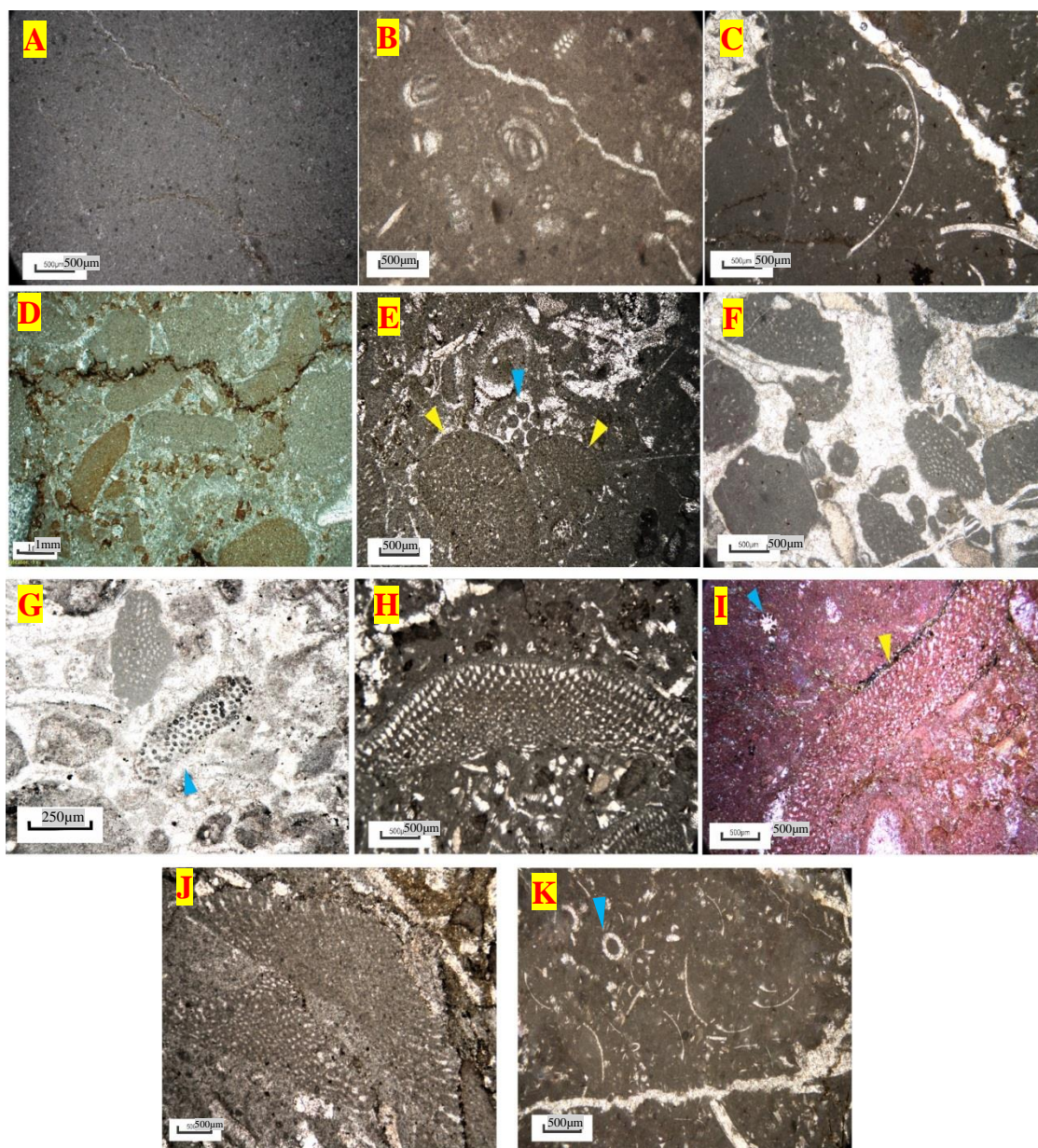
MF8: پکستون حاوی بایوکلست (Bioclast Packstone)

توصیف: این ریزرخساره دارای بافت پکستونی است و اجزای تشکیل‌دهنده آن شامل قطعه‌های کرینوئید (۱۰ درصد)، پوسته براکیوپود با فراوانی کمتر از ۱۰ درصد، صدف دوکفه‌ای (۲۰ تا ۳۰ درصد) و خرده‌هایی از جلبک سبز از جمله *Salpingoporella cf. pygmaea* و خرده‌های جلبک *Permocalculus sp.* است. این ریزرخساره بیشتر در آهک آرژیلی در سازند مطالعه‌شده دیده می‌شود.

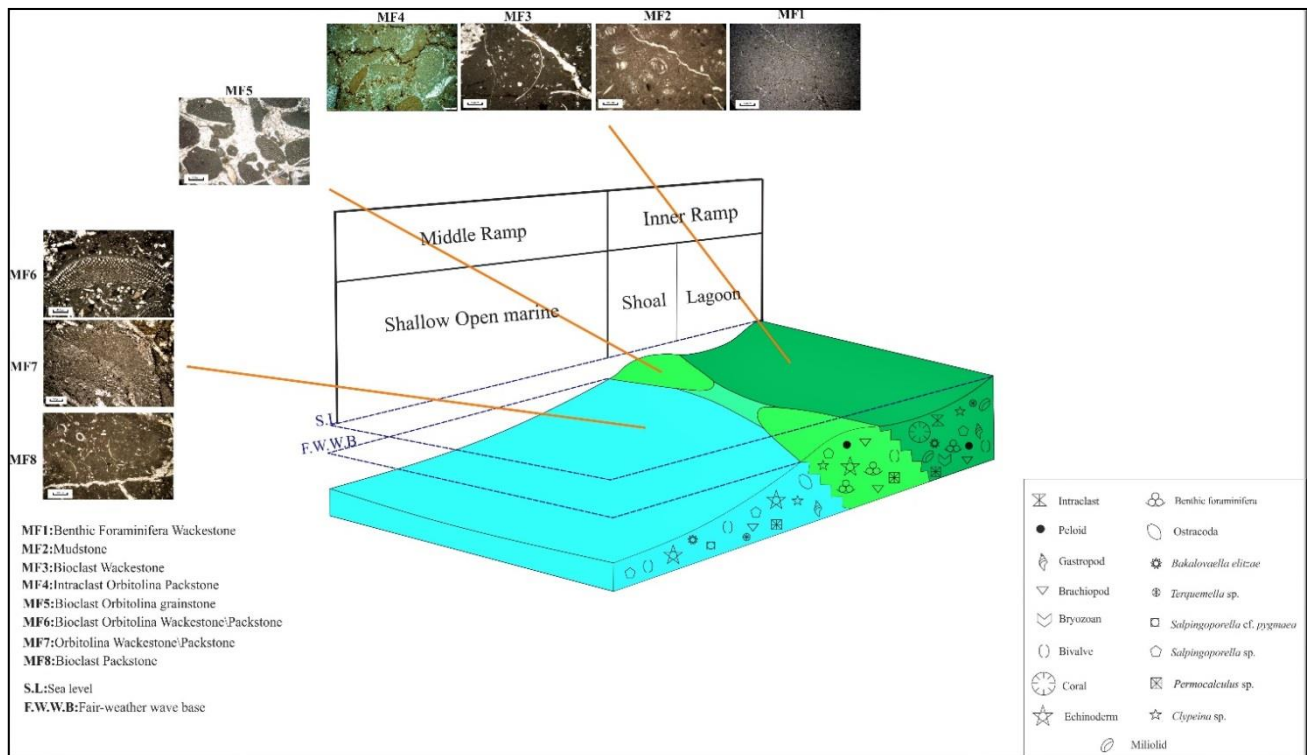
تفسیر ریزرخساره: در این رخساره، آریبتولین‌ها فراوانی کمی دارند و حالت پهن و کشیده پیدا کرده‌اند که نشان‌دهنده افزایش عمق محیط رسوب‌گذاری است (Mohammad Pour 2019)؛ همچنین وجود سایر بایوکلست‌ها نشان می‌دهد این ریزرخساره در دریای باز (Bucur et al. 2018) و بخش‌های پایینی رمپ میانی تشکیل شده است. این ریزرخساره تقریباً معادل با ریزرخساره استاندارد شماره RMF-3 فلوگل (Flügel 2010) است (شکل ۵، K).

شرایط رسوبی سازند تیزکوه در برش پل زغال

به‌منظور بازسازی محیط‌های رسوبی دیرینه لازم است ردیف‌های رخساره‌ای که در توالی عمودی قرار می‌گیرند، بررسی و مطالعه شوند. تجمع‌های فسیلی در سنگ‌های آهکی



شکل ۵- ریزرخساره‌ها؛ **A**. مادستون (محیط لاگون)، **B**. وکستون دارای فرامینفرهای بنتیک (محیط لاگون)، **C**. وکستون دارای بایوکلست (محیط لاگون)، **D**. پکستون دارای اربیتولین و اینتراکلست (محیط لاگون)، **E**. پکستون دارای اربیتولین و اینتراکلست (محیط لاگون)، **F**. اربیتولین با پیکان زرد و جلبک *Bakalovaella elitzae* با پیکان آبی مشخص شده است، **G**. اربیتولین و بایوکلست (محیط پشته بایوکلستی)، **H**. تصویر از جلبک *Salpingoporella sp.* که با پیکان آبی مشخص شده است در گرینستون دارای اربیتولین و بایوکلست (محیط پشته بایوکلستی)، **I**. تصویر از جلبک *Terquemella sp.* (پیکان آبی) در رخساره وکستون/پکستون حاوی اربیتولین و بایوکلست در کنار اربیتولین (پیکان زرد) (محیط دریای باز کم‌عمق)، **J**. وکستون/پکستون حاوی اربیتولین (محیط دریای باز کم‌عمق)، **K**. پکستون حاوی بایوکلست (محیط دریای باز کم‌عمق)، جلبک *Salpingoporella sp.* با پیکان آبی در تصویر مشخص شده است.



شکل ۶- مدل رسوبی شماتیک برای سازند مطالعه‌شده

چینه‌نگاری سکansı

سکانس به مجموعه واحدهای رسوبی پیوسته و مرتبط از نظر زایشی گفته می‌شود که در بالا و پایین با ناپیوستگی یا پیوستگی‌های معادل ناپیوستگی محصور شده‌اند (Van Wagoner et al. 1988; Catuneanu 2006). سیستم تراکت (Systems Tract) یا دسته رخساره‌ای، مجموعه پیوسته‌ای از سیستم‌های رسوبی هم‌زمان است که زیرمجموعه‌های سکانس‌ها را تشکیل می‌دهند (Catuneanu 2006). رسوب‌گذاری روی رمپ‌های کربناته عمدتاً طی بخش پیش‌رونده و تراز بالای تغییرات سطح نسبی آب دریا رخ می‌دهد. رسوب‌گذاری در مرحله افت و تراز پایین در رمپ‌های هم‌شیب اهمیت عمومی کمتری دارد و دارای ضخامت کمتری است. رسوب‌گذاری در مرحله افت و تراز پایین در رمپ‌های با بخش انتهایی پرشیب، جایی که بازنهبستگی‌های (Resedimentation) عمده‌ای امکان‌پذیرند، اهمیت بیشتری دارد (Tucker and Wright 1990). موجودات زنده برای استفاده از نور و اکسیژن دائماً به

تغییرات آب دریا واکنش نشان می‌دهند؛ اربیتولین‌های پهن‌تر معمولاً در اعماق بیشتر و اربیتولین‌های مخروطی‌تر در اعماق کمتر دریا گسترش می‌یابند و فراوانی آنها با عمق کاهش می‌یابد (Pittet et al. 2002). در مطالعه حاضر، توالی رخساره‌های کربنات‌های سازند تیزکوه مبنای اصلی تفکیک چینه‌شناسی توالی‌های این سازند در برش پل زغال قرار گرفته است، نام‌گذاری و شماره‌گذاری سکانس‌ها از قاعده خاصی پیروی نکرده است و به ترتیب از پایین به بالا نام‌گذاری شده‌اند و به منظور سهولت کار، عبارت‌های اختصاری HST، TST و mfs به ترتیب به جای اصطلاح‌های Transgressive Systems Tract، Highstand Systems Tract و Maximum Flooding Surface به کار رفته‌اند؛ همچنین دسته رخساره پیش‌روی (TST) از زمان انتهای پس‌روی و دسته رخساره‌های پس‌روی (HST) از زمان انتهای پیش‌روی تا انتهای پس‌روی آب دریا در نظر گرفته شده‌اند. بررسی‌های صحرائی و مطالعه‌های آزمایشگاهی به شناسایی سه سکانس رسوبی رده سوم به شرح زیر منجر شد

(شکل‌های ۷ و ۸):

شامل رخساره‌های شماره ۲ (وکستون دارای فرامینفرهای بتیک (MF2))، شماره ۳ (وکستون بایوکلاست دار (MF3))، شماره ۴ (پکستون دارای اربیتولین و اینتراکلاست (MF4))، شماره ۵ (گرینستون دارای اربیتولین و بایوکلاست (MF5)) و شماره ۶ (وکستون/پکستون دارای اربیتولین و بایوکلاست (MF6)) است و در آخر به رخساره شماره ۸ که بیان‌کننده سطح mfs در این سکانس است، ختم می‌شود. اربیتولین‌ها در بخش پایینی این سیستم تراکت کشیدگی کمی دارند و نزدیک به سطح mfs به شکل پهن و کشیده ظاهر می‌شوند. سیستم تراکت HST در این سکانس شامل رخساره‌های شماره ۷ (وکستون/پکستون دارای اربیتولین (MF7))، شماره ۶ (MF6)، شماره ۵ (MF5)، شماره ۴ (MF4) و شماره ۱ (مادستون (MF1)) است. اربیتولین‌ها در بخش زیرین این سیستم تراکت کشیده و پهن هستند و به سمت بالا کشیدگی آنها کم می‌شود و به مرز سکانس (مرز سکانسی نوع دوم) در ضخامت ۴۶ متری ختم می‌شوند. بخش عمده این سکانس را محیط لاگون و پشته بایوکلاستی تشکیل می‌دهد و از نظر سنگ‌شناسی بیشتر شامل آهک کمی آرژیلی است.

سکانس ۳: این سکانس ضخامت ۴۶ تا ۱۱۳ متری از سازند را تشکیل می‌دهد و ضخامت آن ۶۷ متر است. همان‌طور که توضیح داده شد، مرز زیرین این سکانس با رخساره شماره ۱ (SB2) مشخص می‌شود. سیستم تراکت TST در این سکانس دارای ضخامت ۱۴ متری است و از رخساره پکستون اربیتولین دار (MF4)، گرینستون دارای اربیتولین و بایوکلاست (MF5) و پکستون بایوکلاست دار (MF8) تشکیل شده است که سطح حداکثر غرقابی (mfs) با این رخساره (MF8) همان‌طور که گفته شد اربیتولین‌ها در این رخساره کشیده هستند) مشخص شده است. سیستم تراکت HST در این سکانس ضخامت زیادی (۵۳ متر) دارد که حدود ۶ متر آن با واریزه پوشیده شده است؛ ضخامت زیاد این سیستم تراکت به علت میزان رسوب‌گذاری زیاد است. این سیستم تراکت بیشتر از آهک ضخیم‌لایه تشکیل شده و شامل رخساره‌های

سکانس ۱: در برش مطالعه‌شده، سکانس شماره ۱ در سازند تیزکوه ۲۳ متر ضخامت دارد و در قاعده برش واقع شده است. سطح mfs (حداکثر غرقابی) این سکانس با رخساره شماره ۸ (بایوکلاست پکستون (MF8)) و سنگ‌شناسی مارنی مشخص می‌شود که اربیتولین‌ها دارای کشیدگی اند که می‌تواند نشان‌دهنده عمق بیشتر این رخساره باشد. مرز پایینی این سکانس با مرز بین سازند تیزکوه و واحد آتش‌فشانی کرتاسه زیرین مشخص می‌شود (SB1) و مرز بالایی این سکانس از نوع SB2 (معادل ناپوستگی) و بر رخساره شماره ۱ (مادستون (MF1)) منطبق است و از فسیل‌های شاخص آن می‌توان به میلیولید اشاره کرد. در این سکانس، سیستم تراکت TST با ضخامت نزدیک به ۱۷ متر از رخساره‌های شماره ۴ (پکستون دارای اربیتولین و اینتراکلاست (MF4))، شماره ۵ (گرینستون دارای اربیتولین و بایوکلاست (MF5))، شماره ۶ (وکستون/پکستون دارای اربیتولین و بایوکلاست (MF6)) و شماره ۷ (وکستون/پکستون دارای اربیتولین (MF7)) تشکیل شده و به رخساره شماره ۸ که معرف سطح حداکثر غرقابی است، ختم می‌شود. سیستم تراکت HST در این سکانس ضخامتی نزدیک به ۶ متر دارد و شامل رخساره‌های شماره ۴ (MF4) و شماره ۵ (MF5) است و در نهایت به رخساره شماره ۱ (MF1) ختم می‌شود. این سکانس از نظر سنگ‌شناسی شامل آهک‌های متوسط تا ضخیم‌لایه به رنگ خاکستری، مارن و آهک مارنی است و اربیتولین‌ها یکی از مهم‌ترین اجزای تشکیل‌دهنده آن به شمار می‌آیند.

سکانس ۲: این سکانس ضخامت ۲۳ تا ۴۶ متری از سازند را در بر می‌گیرد و ۲۳ متر ضخامت دارد. مرزهای این سکانس با تغییرات رخساره‌ها مشخص می‌شوند. مرز زیرین این سکانس با سکانس ۱ در بخش پیش توضیح داده شد. مرز بالایی این سکانس با رخساره شماره ۱ (MF1) مشخص می‌شود و از نوع SB2 است که حداکثر پس‌روی آب دریا در این برش را نشان می‌دهد. سیستم تراکت TST این سکانس

آراگونیتی سازند مزدوران (Adabi and Rao 1991)، سازند ایلام (Adabi et al. 2010) و سازند فهلیان (Adabi and Asadi 2008) مقایسه شد.

استرانسیم (Sr): تمرکز استرانسیم در رسوبات کربناته مناطق گرمسیری عهد حاضر بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی‌پی‌ام متغیر است (Milliman 1974)؛ درحالی‌که در نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر محدوده کمتری دارد و بین ۱۶۴۲ تا ۵۰۰۷ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۲۷۰ پی‌پی‌ام) در نوسان است. مقدار استرانسیم باتوجه‌به ترکیب کانی‌شناسی کربنات‌ها متغیر است و با افزایش میزان آراگونیت، افزایش و با افزایش میزان کلسیت، کاهش می‌یابد (Rao and Adabi 1992). فراوانی استرانسیم با افزایش دمای آب دریا ارتباط مستقیم دارد (Morse and Mackenzie 1990). مقدار استرانسیم در سنگ‌آهک‌های سازند تیزکوه بین ۳۹۷ تا ۱۰۷۵ پی‌پی‌ام (میانگین ۶۱۲ پی‌پی‌ام) متغیر است و تمرکز استرانسیم در این نمونه‌ها کمتر از معادل‌های کربناته عهد حاضر آنهاست (شکل ۹). از آنجاکه ضریب توزیع استرانسیم کمتر از ۱ است و تمرکز آن در آب‌های متائوریک ناچیز است، تمرکز کمتر استرانسیم نسبت به کربنات‌های عهد حاضر نشان‌دهنده تأثیر دیاژنز غیردریایی در آنهاست.

سدیم (Na): مقادیر سدیم در سنگ‌آهک‌های آراگونیتی غیرزیستی (Abiotic) حاره‌ای (Tropical) عهد حاضر بین ۱۵۰۰ تا ۲۷۰۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۵۰۰ پی‌پی‌ام) متغیر است؛ درحالی‌که مقدار سدیم در کلسیت غیرزیستی مناطق معتدل حدود ۲۷۰ پی‌پی‌ام است (Land and Hoops 1973; Milliman 1974; Veizer 1983; Rao and Adabi 1992). تمرکز سدیم با افزایش شوری (Land and Hoops 1973)، عمق آب (Rao and Adabi 1992)، محتوای آراگونیتی کربنات‌ها، نقص شبکه‌ای موجود در کربنات‌ها (Rao 1996) و سرعت رشد (Veizer 1983) افزایش می‌یابد. مقدار سدیم در سنگ‌آهک‌های

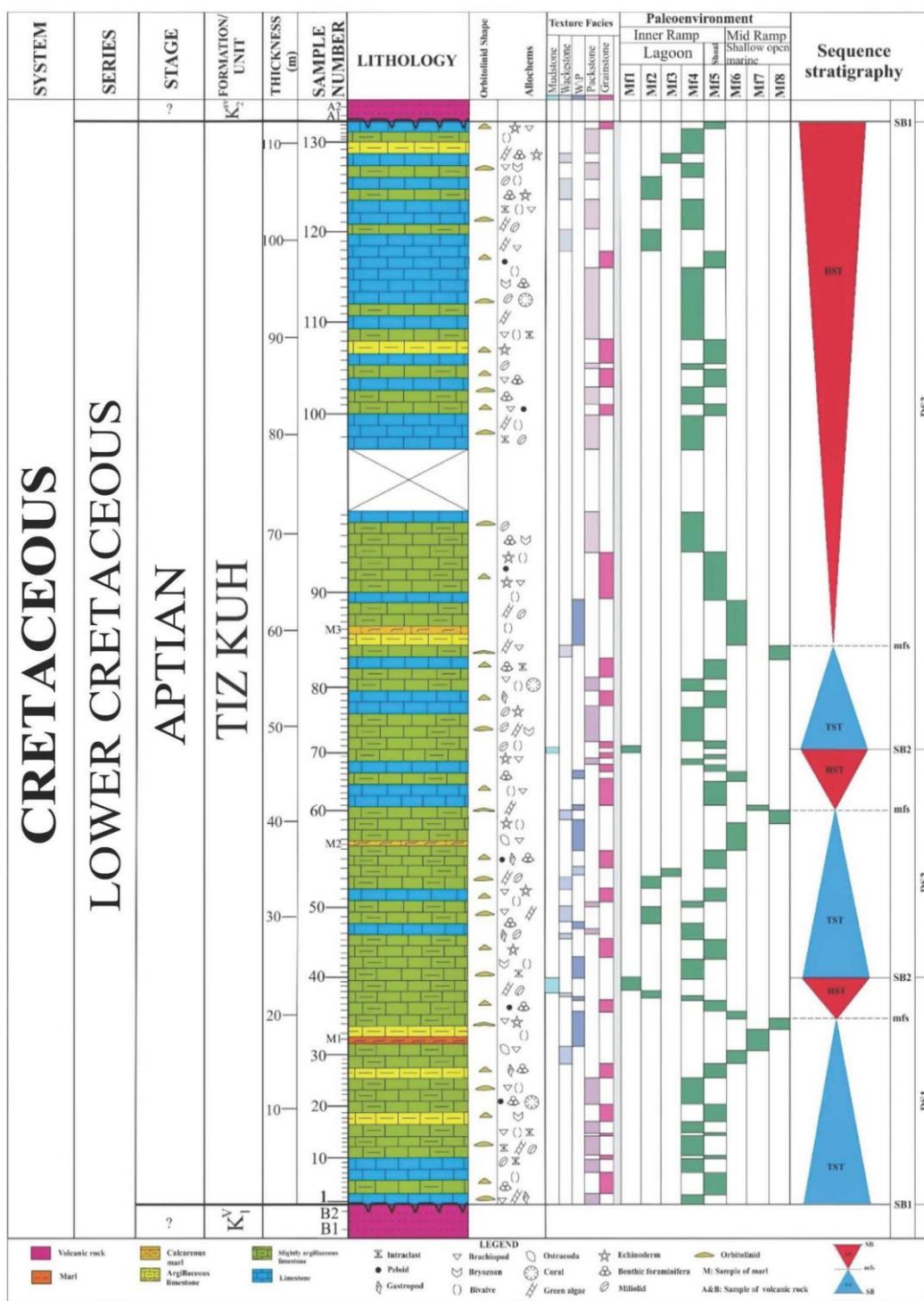
وکستون/پکستون دارای اربیتولین و بایوکست (MF6)، گریستون دارای اربیتولین و بایوکست (MF5)، پکستون اربیتولین‌دار (MF4) و وکستون دارای فرامینفر بتیک (MF2) است. این سیستم تراکت بیشتر شامل رخساره‌های لاگون و سد است که رخساره‌های محیط لاگون فراوانی بیشتری دارند و از فسیل‌های شاخص این سیستم تراکت می‌توان به فرامینفر اربیتولین و میلیولید اشاره کرد. مرز بالایی سکانس (مرز سکانسی نوع اول (ناپیوستگی هم‌شیب)) بر مرز سازند تیزکوه با واحد آتش‌فشانی کرتاسه بالایی منطبق است. سه سکانس شناسایی شده در برش مطالعه‌شده نشان‌دهنده توالی کم‌عمق‌شونده به سمت بالا هستند؛ به طوری‌که ضخامت HST در سکانس سوم افزایش یافته است. وجود ناپیوستگی در مرز بالایی سازند تیزکوه و واحد آتش‌فشانی کرتاسه بالایی (فاصله زمانی) نشان می‌دهد پس از رسوب‌گذاری سازند تیزکوه، دریا در این منطقه عقب‌نشینی کرده است (Cartier 1971; Ezogi 2002).

ژئوشیمی

ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی در سنگ‌های کربناتی، ابزار مفیدی برای مطالعه ویژگی‌های این سنگ‌هاست (Morse and Mackenzie 1990; Swart 2015; Zhang et al. 2017). یکی از اهداف علم ژئوشیمی رسوبی در مطالعه سنگ‌های کربناته، تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه و تعیین میزان انحلال سنگ‌های آهکی است؛ ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها را می‌توان با استفاده از روش‌های ژئوشیمیایی مانند تجزیه و تحلیل‌های عنصری (Ca, Mg, Na, Sr, Mn, Fe) تعیین کرد (Adabi and Rao 1991; Adabi 2004; Adabi and Asadi 2008; Adabi et al. 2010). در مطالعه حاضر، مقادیر به‌دست‌آمده از تجزیه و تحلیل‌های ژئوشیمی نمونه‌های سازند تیزکوه (جدول ۱) با محدوده‌های مربوط به آراگونیت‌های حاره‌ای عهد حاضر (Milliman 1974)، کربنات‌های معتدله عهد حاضر (Rao 1991)، سنگ‌آهک‌های ساب‌پولار پرمین تاسمانیا (Rao 1991)، سنگ‌آهک‌های گوردون تاسمانیا (Rao 1991)، سنگ‌آهک‌های

آنهاست؛ زیرا سدیم در اثر افزایش تأثیر آب‌های متاوریک به مقدار درخور توجهی کاهش می‌یابد (ضریب تمرکز سدیم کمتر از یک است و در آب‌های متاوریکی تمرکز کمی دارد).

سازند تیزکوه بین ۴۰ تا ۱۶۰ پی‌ایام (میانگین حدود ۱۰۰ پی‌ایام) (جدول ۱) تغییر می‌کند و مقدار سدیم در این نمونه‌ها کمتر از معادل‌های کربناته عهد حاضر



شکل ۷- شیوه توزیع ریزخساره‌های شناسایی شده در سازند تیزکوه همراه با سکناس‌های شناسایی شده در این برش



شکل ۸- سازند تیزکوه در برش پل زغال همراه با سکانس‌های شناسایی شده

گرفته‌اند که ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی را نشان می‌دهد (شکل ۱۰، A و B).

آهن (Fe): مقدار آهن در کلسیت‌ها و آراگونیت‌های زیستی نسبت به کلسیت‌ها و آراگونیت‌های غیرزیستی متغیر است (Morrison and Brand 1987)؛ این تغییرات به شرایط احیایی و اکسیدان و ترکیب شیمیایی آب دریا هنگام رشد موجودات نسبت داده می‌شود. شرایط احیایی هنگام رشد موجود (Growth of Biota) موجب افزایش تمرکز آهن می‌شود. مقدار آهن در آراگونیت‌های مناطق حاره‌ای کمتر از ۲۰ پی‌پی‌ام است (Milliman 1974). مقادیر آهن در سنگ‌آهک‌های سازند تیزکوه بین ۱۲۲ تا ۳۴۰۷ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۷۶۴ پی‌پی‌ام) در تغییر است. شکل ۱۰، C تغییرات منگنز در برابر آهن را نشان می‌دهد که به‌شکل روند خطی افزایشی است؛ این روند خطی افزایشی نشان‌دهنده تأثیر دیاژنز غیردریایی روی نمونه‌های آهکی سازند تیزکوه است. مقدار آهن با افزایش تأثیر دیاژنز متاوریکی در محیط احیایی هم‌زمان با افزایش منگنز، افزایش می‌یابد (Adabi 2011).

منگنز (Mn): مقادیر منگنز و آهن در رسوبات کربناته آراگونیتی عهد حاضر حدود ۳۰ پی‌پی‌ام (Milliman 1974) و در کربنات‌های معتدله عهد حاضر بیش از ۳۰۰ پی‌پی‌ام است (Rao and Adabi 1992; Rao and Amini 1995). میزان منگنز با ورود تخریبی و احیاشدن محیط رسوب‌گذاری، افزایش و در شرایط دارای سرعت رسوب‌گذاری زیاد در محیط‌های کربناته (Mucci 1988) و شرایط اکسیدان (Pingitore et al. 1988)، کاهش می‌یابد. ضریب توزیع منگنز حدود ۱۵ است و در آب‌های متاوریکی توزیع زیادی دارد (Brand and Veizer 1980; Rao 1990). مقدار منگنز در نمونه‌های سازند تیزکوه در برش مطالعه‌شده بین ۵۵ تا ۲۵۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۵۲ پی‌پی‌ام) است. کم‌بودن مقدار منگنز در اغلب نمونه‌ها را می‌توان به تأثیر کم دیاژنز متاوریکی یا بسته‌بودن سیستم دیاژنتیکی (Veizer 1983) و ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی نسبت داد؛ از این رو، ترسیم مقادیر منگنز در برابر استرانسیم و سدیم نشان می‌دهد بیشتر نمونه‌ها در محدوده آهک‌های آراگونیتی سازند مزدوران، فهلیان و سازند ایلام قرار

نسبت زیاد Sr/Na (حدود ۳ تا ۵ پی‌پی‌ام) را دارند؛ درحالی‌که کربنات‌های کلسیتی نواحی معتدله عهد حاضر مقادیر زیاد Mn و نسبت کم Sr/Na (در حدود ۱ پی‌پی‌ام) را دارند (Adabi and Rao 1991). سنگ‌آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای گوردون اردوئین تاسمانیا با نسبت Sr/Na زیاد و Mn متوسط مشخص می‌شوند (Rao 1990). در کلسیت‌های مناطق نیمه‌قطبی پرمین تاسمانیا، نسبت Sr/Na نزدیک به ۰/۵ و Mn کم است؛ درحالی‌که در نمونه‌های کل کربناته مربوط به مناطق نیمه‌قطبی پرمین، نسبت Sr/Na حدود ۱ و مقدار Mn زیاد است. مقادیر Sr/Na در نمونه‌های سازند تیزکوه بین ۳/۵ تا ۱۰/۵ پی‌پی‌ام در تغییر است که گویای ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی است. روند تغییرات Sr/Na در برابر Mn در شکل ۱۱، A ترسیم شده است؛ همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود، بیشتر نمونه‌های سازند تیزکوه در محدوده آهک‌های گوردون تاسمانیا قرار گرفته‌اند که تأکیدی بر ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی این سازند است.

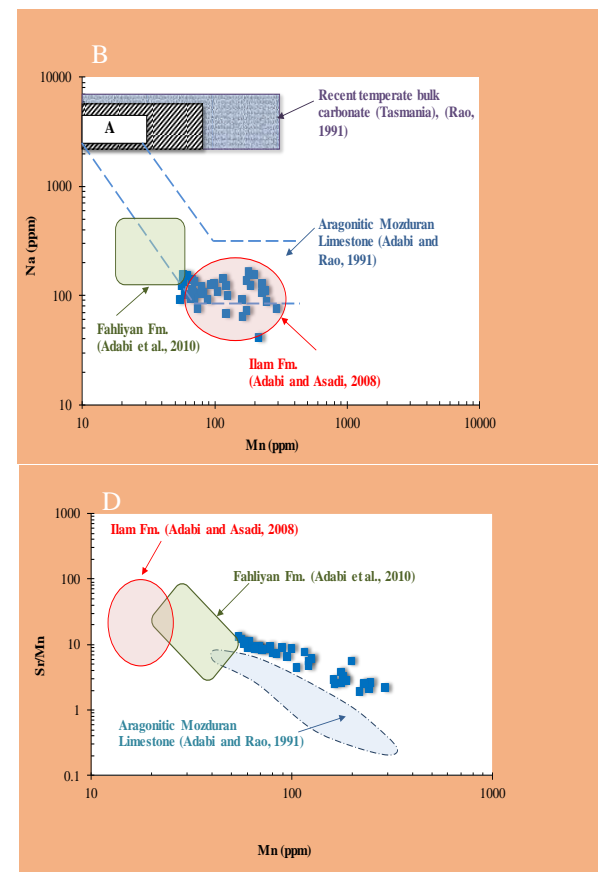
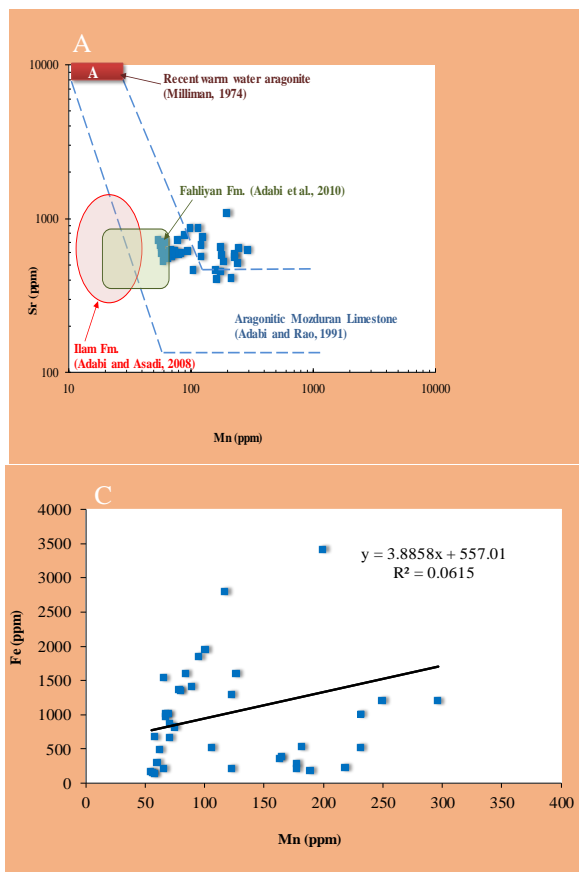
نسبت استرانسیم به کلسیم (Sr/Ca) در برابر منگنز (Mn): نسبت Sr/Ca در کربنات‌ها به نسبت Sr/Ca آب دریا و ضریب توزیع استرانسیم در کربنات‌ها بستگی دارد. بر اساس نسبت Sr/Ca در برابر Mn می‌توان روند دیاژنز را در سیستم‌های باز و بسته تعیین کرد. براند و وایزر (Brand and Viezer 1980) محدوده‌هایی را برای روندهای دیاژنتیکی آراگونیت (Abiotic)، کلسیت پرمینیزیم (HMC) و کلسیت کم‌مینیزیم (LMC) تعیین کرده‌اند. در سیستم‌های دیاژنتیکی باز، معمولاً تبادل آب به سنگ (Water/rock interaction) بیشتر است و از این رو، دگرسانی بیشتر می‌شود و مقادیر Mn افزایش چشمگیری می‌یابد؛ این تبادل به واسطه آب‌های متاوریکی انجام می‌شود و

نسبت استرانسیم به منگنز (Sr/Mn) در برابر منگنز (Mn): بترست (Bathurst) در سال ۱۹۷۵ پیشنهاد کرد دیاژنز در سنگ‌های آهکی، فرایند انحلال مرطوب (Wet dissolution) و ته‌نشست دوباره است. انحلال آراگونیت و کلسیت دارای منیزیم زیاد نیمه‌پایدار و تبدیل آنها به کلسیت کم‌مینیزیم پایدار به کاهش مقادیر استرانسیم منجر می‌شود و تمرکز منگنز افزایش می‌یابد؛ این فرایند در سطح زمین و در اثر نفوذ آب‌های متاوریکی به‌طور درخور توجهی تسهیل (Budd 1992) و سبب کم‌شدن نسبت Sr/Mn می‌شود؛ بنابراین، ترسیم نسبت Sr/Mn در برابر Mn معیار مفیدی است که برای تخمین میزان انحلال سنگ‌آهک‌ها استفاده می‌شود (Rao 1991; Adabi and Asadi 2008; Khatibi and Adabi 2014; Asadi et al. 2013; Gholami Zadeh et al. 2019). میزان Sr/Mn در برابر Mn در شکل ۱۰، D ترسیم شده است. در این نمودار، محدوده آهک‌های آراگونیتی سازند مزدوران (Adabi and Rao 1991)، سازند فهلیان (Adabi et al. 2010) و سازند ایلام (Adabi and Asadi 2008) با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی ترسیم شده است. روند کلی نمونه‌ها به روند آراگونیت‌های سازند مزدوران نزدیک است، ولی بیشتر بودن میزان Sr/Mn در مقایسه با میزان Sr/Mn آراگونیت‌های سازند مزدوران نشان‌دهنده انحلال کمتر کربنات‌ها و تأثیر نسبتاً کمتر دیاژنز متاوریکی روی نمونه‌های سازند تیزکوه و احتمالاً معرف سیستم دیاژنتیکی بسته تا کمی باز است.

نسبت استرانسیم به سدیم (Sr/Na) در برابر منگنز (Mn): باتوجه به نسبت Sr/Na و میزان Mn می‌توان کربنات‌های حاره‌ای دیرینه و عهد حاضر را از معادل‌های غیرحاره‌ای آنها تفکیک کرد (Rao 1981 1991; Adabi and Rao 1991; Adabi and Asadi 2008; Adabi et al. 2010; Khatibi and Adabi 2014; Adabi et al. 2016). آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر مقادیر کم Mn و

در (Asadi 2008) and B، روند تغییرات Sr/Ca در شکل ۱۱، برابر Mn ترسیم شده است؛ همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود، به نظر می‌رسد آهک‌های سازند تیزکوه تحت‌تأثیر دیاژنز غیردریایی (Non-marine) در محیط دیاژنتیکی بسته تا کمی باز قرار گرفته‌اند.

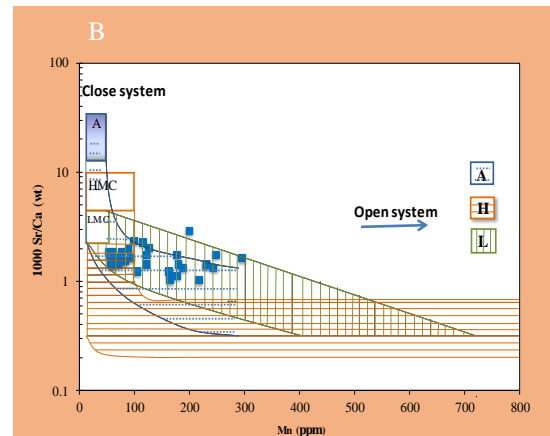
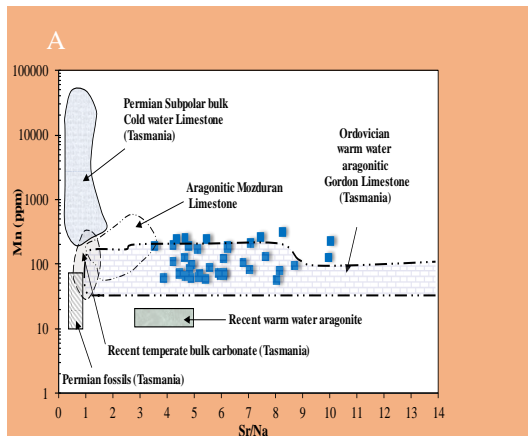
آراگونیت ناپایدار و کلسیت دارای منیزیم زیاد نیمه‌پایدار به کلسیت کم‌منیزیم پایدار تبدیل می‌شود. در سیستم دیاژنتیکی نیمه‌بسته و بسته، تبادل آب به سنگ کمتر است و از این رو، میزان دگرسانی ناچیز و مقادیر Mn به ترکیب کانی‌شناسی سنگ اولیه بسیار نزدیک است (Adabi



شکل ۱۰- A. ترسیم روند تغییرات استرانسیم در برابر منگنز در نمونه‌های آهکی سازند تیزکوه در برش پل زغال؛ همان‌طور که مشاهده می‌شود بیشتر نمونه‌ها در محدوده آراگونیتی مزدوران و سازند فهلیان قرار گرفته‌اند که نشان‌دهنده ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی است. مقادیر بیشتر منگنز به علت تأثیر بیشتر دگرسانی در برخی از نمونه‌های سازند تیزکوه در مقایسه با سازند مزدوران و سازند فهلیان است. B. ترسیم روند تغییرات سدیم در برابر منگنز در نمونه‌های آهکی سازند تیزکوه در برش پل زغال که با محدوده‌های ارائه‌شده برای سازند مزدوران با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی (Adabi and Rao 1991)، سنگ‌آهک‌های سازند ایلام (Adabi and Asadi 2008)، سنگ‌آهک‌های سازند فهلیان (Adabi et al. 2010) و محدوده کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا (Rao 1991) مقایسه شده است؛ همان‌طور که دیده می‌شود بیشتر نمونه‌ها در محدوده یا نزدیکی محدوده سنگ‌های آهکی سازند مزدوران و ایلام با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی قرار گرفته‌اند. C. ترسیم مقادیر آهن در برابر منگنز در نمونه‌های سازند تیزکوه در برش پل زغال؛ همان‌طور که مشاهده می‌شود تغییرات این دو عنصر به شکل خطی مثبت نشان‌دهنده تأثیر دیاژنز غیردریایی روی نمونه‌هاست. D. ترسیم عنصری Sr/Mn در برابر Mn در سنگ‌آهک‌های سازند تیزکوه در برش پل زغال. روند کلی نمونه‌ها به آراگونیت‌های سازند مزدوران نزدیک است. بیشتر بودن مقادیر Sr/Mn گویای تأثیر کمتر دیاژنز متانوریک و احتمالاً بسته تا کمی باز بودن سیستم دیاژنتیکی است.

نسبت استرانسیم به کلسیم (Sr/Ca) در برابر منگنز (Mn):
 نسبت Sr/Ca در کربنات‌ها به نسبت Sr/Ca آب دریا و ضریب توزیع استرانسیم در کربنات‌ها بستگی دارد. بر اساس نسبت Sr/Ca در برابر Mn می‌توان روند دیاژنز را در سیستم‌های باز و بسته تعیین کرد. براند و وایزر (Brand and Viezer 1980) محدوده‌هایی را برای روندهای دیاژنتیکی آراگونیت (Abiotic)، کلسیت پرمینیزیم (HMC) و کلسیت کم‌مینیزیم (LMC) تعیین کرده‌اند. در سیستم‌های دیاژنتیکی باز، معمولاً تبادل آب به سنگ (Water/rock interaction) بیشتر است و از این رو، دگرسانی بیشتر می‌شود و مقادیر Mn افزایش چشمگیری می‌یابد؛ این تبادل به واسطه آب‌های متاوریکی انجام می‌شود و آراگونیت ناپایدار و کلسیت دارای مینیزیم زیاد نیمه‌پایدار به کلسیت کم‌مینیزیم پایدار تبدیل می‌شود. در سیستم دیاژنتیکی نیمه‌بسته و بسته، تبادل آب به سنگ کمتر است و از این رو، میزان دگرسانی ناچیز و مقادیر Mn به ترکیب کانی‌شناسی سنگ اولیه بسیار نزدیک است (Adabi and Asadi 2008). در شکل ۱۱، B روند تغییرات Sr/Ca در برابر Mn ترسیم شده است؛ همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود، به نظر می‌رسد آهک‌های سازند تیزکوه تحت تأثیر دیاژنز غیردریایی (Non-marine) در محیط دیاژنتیکی بسته تا کمی باز قرار گرفته‌اند.

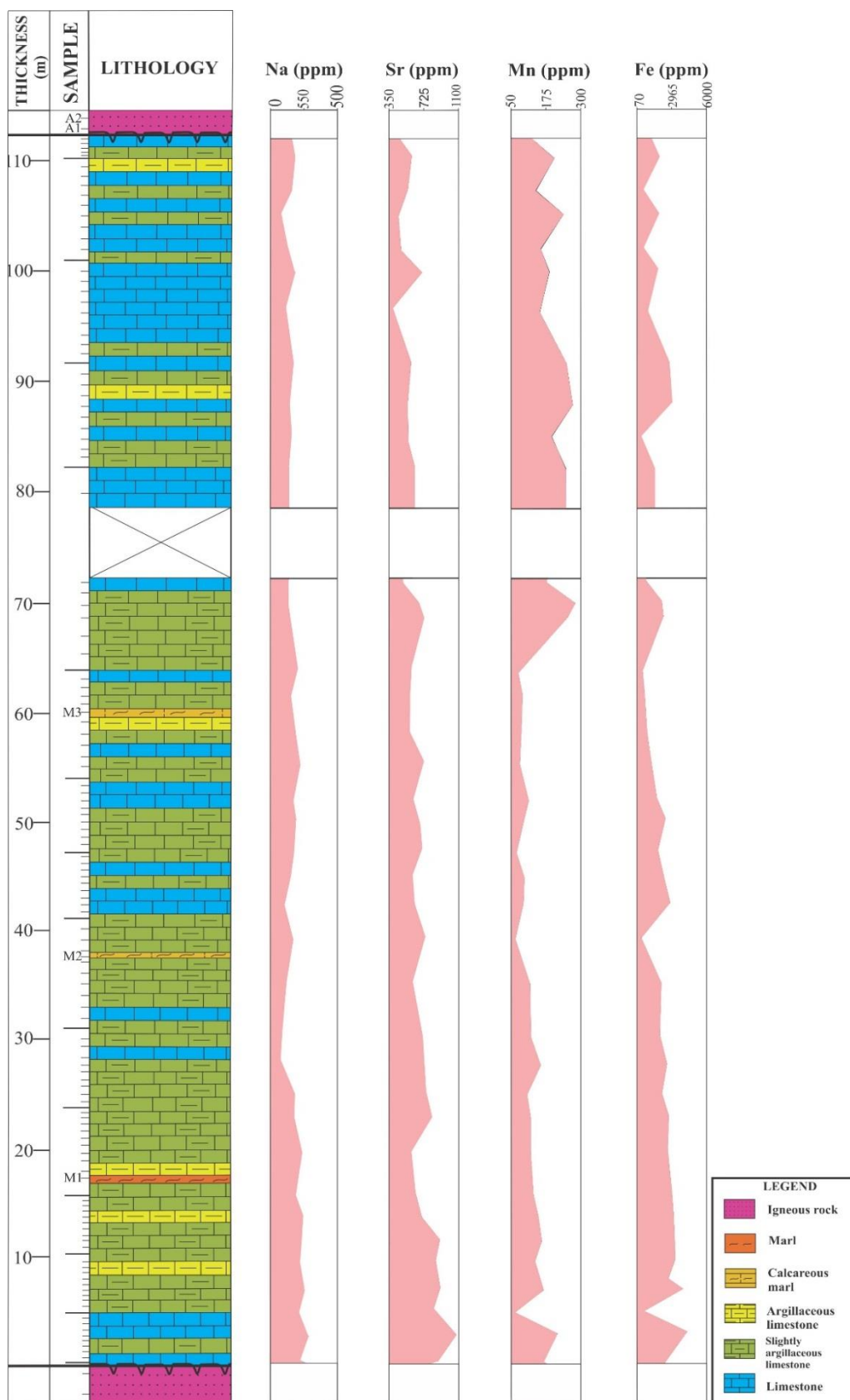
نسبت استرانسیم به سدیم (Sr/Na) در برابر منگنز (Mn):
 باتوجه به نسبت Sr/Na و میزان Mn می‌توان کربنات‌های حاره‌ای دیرینه و عهد حاضر را از معادل‌های غیرحاره‌ای آنها تفکیک کرد (Rao 1981 1991; Adabi and Rao 1991; Adabi and Asadi 2008; Adabi et al. 2010; Khatibi and Adabi 2014; Adabi et al. 2016). آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر مقادیر کم Mn و نسبت زیاد Sr/Na (حدود ۳ تا ۵ پی‌پی‌ام) را دارند؛ درحالی‌که کربنات‌های کلسیتی نواحی معتدله عهد حاضر مقادیر زیاد Mn و نسبت کم Sr/Na (در حدود ۱ پی‌پی‌ام) را دارند (Adabi and Rao 1991). سنگ‌آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای گوردون اردوین تاسمانیا با نسبت Sr/Na زیاد و Mn متوسط مشخص می‌شوند (Rao 1990). در کلسیت‌های مناطق نیمه‌قطبی پرمین تاسمانیا، نسبت Sr/Na نزدیک به ۰/۵ و Mn کم است؛ درحالی‌که در نمونه‌های کل کربنات‌ه مربوط به مناطق نیمه‌قطبی پرمین، نسبت Sr/Na حدود ۱ و مقدار Mn زیاد است. مقادیر Sr/Na در نمونه‌های سازند تیزکوه بین ۳/۵ تا ۱۰/۵ پی‌پی‌ام در تغییر است که گویای ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی است. روند تغییرات Sr/Na در برابر Mn در شکل ۱۱، A ترسیم شده است؛ همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود، بیشتر نمونه‌های سازند تیزکوه در محدوده آهک‌های گوردون تاسمانیا قرار گرفته‌اند که تأکیدی بر ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی این سازند است.



شکل ۱۱- A. ترسیم مقادیر Mn در برابر Sr/Na در نمونه‌های آهکی سازند تیزکوه در برش پل زغال که با محدوده‌های ارائه شده برای سنگ‌آهک‌های سازند مزدوران (Adabi and Rao 1991)، گوردون تاسمانیا (Rao 1991)، محدوده کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا (Rao and Adabi 1991; Rao and Amini 1995)، محدوده آراگونیت‌های عهد حاضر (Milliman 1974)، سنگ‌آهک‌های نیمه‌قطبی و فسیل‌های پرمین تاسمانیا (Rao 1991) مقایسه شده است. بیشتر نمونه‌های سازند تیزکوه در برش پل زغال در محدوده آهک‌های گوردون تاسمانیا قرار گرفته‌اند و مقدار Sr/Na بیشتر از ۱ دارند که بیان‌کننده ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی است. B. ترسیم مقادیر Sr/Ca در برابر Mn برای نمونه‌های آهکی سازند تیزکوه در برش پل زغال. با توجه به محدوده‌هایی که Brand and Veizer 1980 برای روند دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت با منیزیم زیاد (HMC) و کلسیت کم‌منیزیم (LMC) مشخص کرده است، نمونه‌های سازند تیزکوه عمدتاً تحت تأثیر دیاژنز غیردریایی (Non-marine) و در محیط بسته (Closed System) تا کمی باز دیاژنتیکی قرار گرفته‌اند.

بخش‌های فوقانی بیشتر از بخش‌های زیرین بوده و سبب کاهش میزان استرانسیم و سدیم در این بخش شده است. بیشتر بودن میزان منگنز در بخش بالایی ممکن است به علت افزایش دگرسانی دیاژنتیکی در اثر آب‌های متاوریکی در نمونه‌های سازند مطالعه شده باشد؛ تغییرات میزان آهن نیز بیان‌کننده این مطلب است. کمتر بودن میزان استرانسیم و سدیم در بخش بالایی سازند مطالعه شده با ناپیوستگی بین سازند تیزکوه و واحد آتشفشانی کرتاسه بالایی در ارتباط است و به تأثیرگذاری بیشتر دیاژنز متاوریکی در این بخش منجر شده است (شکل ۱۲) (Veizer 1983; Tucker and Wright 1990).

تفسیر تغییرات عناصر فرعی در طول سازند تیزکوه تغییرات سنگ‌شناسی، اجزای اسکلتی و دیاژنز می‌تواند تغییرات عناصر فرعی را کنترل کند و الگوی پراکندگی عناصر فرعی ممکن است الگوی رخساره‌های رسوبی را منعکس کند (Veizer and Demovier 1974). داده‌های ژئوشیمیایی در دیاژنز رخساره‌ها تنها زمانی استفاده می‌شوند که روند دیاژنز و سنگ‌شناسی واحد سنگی شناخته شده باشد (Flügel 2010). مقادیر استرانسیم و سدیم در بخش پایینی سازند مطالعه شده بیشتر از بخش‌های بالایی است و این حالت ممکن است به علت ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی‌تر بخش‌های زیرین نسبت به بخش‌های بالایی باشد یا تأثیر دیاژنز متاوریکی در



شکل ۱۲- ستون چینه‌شناسی سازند تیزکوه همراه با شیوه تغییر عناصر فرعی

نتیجه

ناشی می‌شود که به‌علت وجود ناپیوستگی در مرز بالایی با واحد آتشفشانی کرتاسه بالایی و وجود مرز سکانشی نوع اول (نشان‌دهنده خروج از آب) است.

سازند تیزکوه در برش پل زغال از توالی کربناته‌ای به ضخامت ۱۱۳ متر تشکیل شده است. این سازند با ناپیوستگی هم‌شیب (به‌علت وجود شبه‌لایه‌بندی در واحد آتشفشانی) روی واحد آتشفشانی کرتاسه زیرین قرار گرفته است و با ناپیوستگی هم‌شیب در بخش فوقانی از واحد آتشفشانی کرتاسه بالایی جدا می‌شود. این سازند از نظر سنگ‌شناسی و نیز مطالعه‌های کلسی‌متری شامل آهک ضخیم تا نازک‌لایه، آهک آرژیلی، مارن آهکی و مارن است. مطالعه‌های ریزرخساره‌ای به شناسایی هشت ریزرخساره کربناته متعلق به سه زیرمحیط لاگون، پشته سدی و دریای باز کم‌عمق منجر شدند. باتوجه‌به مشاهده‌های صحرایی و به‌علت تغییرات تدریجی ریزرخساره‌ها و نبود ریف‌های سدی بزرگ، آنکوئیدها، پیزوئیدها، دانه‌های آگرگات، ساخت‌های ریزشی و کلسی‌توریدایت‌ها (Calciturbidite) می‌توان نتیجه گرفت رسوبات این سازند در منطقه مطالعه‌شده در پلت‌فرم کربناته‌ای از نوع رمپ نهشته شده‌اند؛ همچنین حضور جلبک‌های خانواده داسی‌کلادسه‌آ (مانند *Terquemella* sp. و *Bakalovaella elitzae*) و ژیمنوکوداسیا (*Permocalculus* sp.) در برش مطالعه‌شده نشان‌دهنده محیط دریایی گرم لب‌شور و بسیار شور با عمق کم است؛ این شرایط تأییدی بر محیط آراگونیتی کم‌عمق سازند مطالعه‌شده است. بررسی‌های چینه‌نگاری سکانشی به شناسایی سه سکانش رسوبی رده سوم همراه با دسته رخساره‌های HST و TST با مرزهای SB1 و SB2 در این توالی منجر شدند. نتایج آزمایش‌های ژئوشیمیایی و بررسی عناصر اصلی و فرعی مقادیر Sr/Na بیشتر از ۱، مقادیر Sr/Mn (میانگین ۷) و ترسیم مقادیر Sr/Ca در برابر Mn نشان دادند ترکیب کانی‌شناسی اولیه سازند تیزکوه آراگونیتی است و تحت تأثیر دیاژنز غیردریایی در محیط بسته تا کمی باز دیاژنتیکی قرار گرفته است؛ همچنین ترسیم تغییرات عناصر فرعی در برابر ستون چینه‌شناسی این مطلب را یادآور می‌شود که کم‌تر بودن میزان استرانسیم و سدیم در بخش فوقانی این سازند از تأثیر بیشتر دیاژنز متاوریکی در این بخش

References

- Adabi M.H. 2004. A re-evaluation of aragonite versus calcite seas. *Carbonates and Evaporites*. 19: 133-141.
- Adabi M.H. 2009. Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh basin, N.E. Iran. *Carbonates and Evaporites*. 24 (1): 16-32.
- Adabi M.H. 2011. *Sedimentary Geochemistry*. Ariyan Zamin Pub. Co. Tehran. 503 p.
- Adabi M.H. and Asadi-Mehmandosti E. 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S.W. Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*. 33: 267-277.
- Adabi M.H. and Rao C.P. 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation) Sarakhs area, Iran. *Sedimentary Geology*. 72: 253-267.
- Adabi M.H. Kakemem U. and Sadegi A. 2016. Sedimentary facies, depositional environment, and sequence stratigraphy of Oligocen-Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros basin (SW Iran), *Carbonates and Evaporites*. 31: 69-85.
- Adabi M.H. Salehi M.A. and Ghabeishavi A. 2010. Depositional environment and sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), S.W. Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*. 39: 148-160.
- Aghanabati A. 2010. *Geology of Iran*. Ministry of industry and mines. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran. 606 p. (in persian)
- Asadi Mehmandosti E. and Adabi M.H. 2013. Application of geochemical data as evidence of water-rock interaction in the Sarvak formation, Izeh Zone, Zagros, Iran. *Procedia Earth and Planetary Science*. 7: 31-35.
- Assereto R. 1966. Explanatory notes on the geological map of upper Djadjerud and Lar valleys (Central Alborz, Iran). *Istituto di Geologia, Università di Milano. Serie G. pubblicazione*. 232. Milano. Italy.
- Assereto R. and Ippolito I. 1964. Osservazioni preliminari sul crataceo della bassa valle del Lar (Elborz centrale, Iran). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*. 70 (4): 525-524.

- Folk R.L. 1962. Spectral Subdivision of limestone types. American Association of Petroleum Geologists. Memoir. 1: 62-84.
- Gholami Zadeh P. Adabi M.H. and Sadeghi A. 2019. Microfacies, geochemistry and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation (Mid Cretaceous) in the Kuh-e Siah and Kuh-e Mond, Fars area, southern Iran. Journal of African Earth Sciences. 160, article id. 103634.
- Haq B.U. Hardenbol J. and Vail. P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science. 235: 1156-1167.
- Johnson J.H. 1961. Limestone building Algae and Algal Limestones. Colorado School of Mines. Special Publication. 1-297.
- Khatibi Mehr M. and Adabi M.H. 2014. Microfacies and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of a foraminifera dominated carbonate ramp system in the Late Paleocene to Middle Eocene, Alborz basin, Iran. Carbonates and Evaporites. 30(1): 77-98.
- Kundal P. and Humane S.K. 2007. Chattian and Burdigalian dasycladalean algae from Kachchh, Western India and their implications on environment of deposition. Journal of the Geological Society of India. 69: 788-794.
- Kundal P. and Wanjarwadkar K.M. 2003. Dasycladacean algae from late Paleocene Limestone of Middle Andaman, India: implication to paleoenvironments, paleobathymetry and stratigraphy. Gondwana Geological Magazine. Special 6: 261-275.
- Land L.S. and Hoops G.K. 1973. Sodium in carbonate sediments and rocks: A possible index to salinity of diagenetic solution. Journal of Sedimentary Research. 43: 614-617.
- Masse J. P. 1992. The Lower Cretaceous Mesogean benthic ecosystems: palaeo-ecologic aspects and palaeobiogeographic implications. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology. 91: 331-345.
- Milliman J. D. 1974. Marine carbonates. New York. Springer-Verlag. Berlin. 375 p.
- Mohammad Pour Baghkheirati Y. 2019. Geochemistry, Diagenesis and Sedimentary Environment of the Dariyan Formation in the Koh-e-Khaneh Kat (South-East of Kharameh), Fars. M.Sc thesis. Shahid Beheshti University. Iran. 171 p.
- Morrison J.O. and Brand U. 1987. Geochemistry of Recent marine invertebrates. Geoscience Canada. 13: 237-254.
- Morse J.W. and Mackenzie F.T. 1990. Geochemistry of Sedimentary Carbonate. New York. Elsevier. 707 p.
- Mousavian S.M. Sadeghi A. and Adabi M.H. 2014. Lithostratigraphy, biostratigraphy and sedimentary facies of the Shah Kuh Formation
- Bachmann M. and Hirsch F. 2006. Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights), Stratigraphy and second order sea-level change. Cretaceous Research, 27: 478-512.
- Badve R.M. and Kundal P. 1998. Dasycladacean algae from Palaeocene to Oligocene rocks of Baratang Island. Andaman. India. Journal of the Geological Society of India. 51: 485-492.
- Bathurst R.G.C. 1975. Carbonate Sediments and their Diagenesis. Elsevier. Amsterdam. 658 pp.
- Brand U. and Veizer J. 1980. Chemical Diagenesis of a multicomponent carbonate system, I: trace elements. Journal of Sedimentary Petrology. 50: 1219-1236.
- Bucur I.I. Majidifard M.R. Senowbari-Daryan B. 2013. Early Cretaceous calcareous benthic microfossils from the Eastern Alborz and Western Kopet Dagh (northern Iran) and their stratigraphic significance. Acta Palaeontologica Romaniaae, 9: 23-37.
- Bucur I.I. Yarahmadzahi H. and Mircescu C.V. 2018. The Lower Cretaceous Tirgan Formation in the Gelian section (Kopet Dagh, north Iran): microfacies, microfossils, and their biostratigraphic significance. Acta Palaeontologica Romaniaae. 15: 13-33.
- Bucur I.I. Rashidi K. and Senowbari-Daryan B. 2012. Early Cretaceous calcareous algae from central Iran (Taft Formation, south of Aliabad, near Yazd). Facies. 58: 605-636.
- Budd D.A. 1992. Dissolution of high-Mg calcite fossils and the formation of biomolds during mineralogical stabilization. Carbonates and Evaporites. 7: 74-81.
- Cartier E.T. 1971. Die Geologie des unteren Chalous-Tals Zentral-Alborz (Iran). Mitt. Mitteilungen der Geologisches Institut ETH Zürich. 164: 134p.
- Catuneanu O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier. Amsterdam. 375 p.
- Darvish Zadeh A. 1990. Geology of Iran. AmirKabir Publications. 901 p. (in persian).
- Dickson J.A.D. 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. Nature. 205 (4971). 578 p.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 1: 108-121.
- Ezoji N. 2002. Microstratigraphy of the Upper Cretaceous sediments in the northeast Kelardasht. M.Sc theses. Shahid Beheshti University. Iran. 175 p.
- Flügel E. 2010. Microfacies Analysis of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. Springer. Berlin. 976 p.

- Simmons M. D. Whittaker J. E. and Jones R. W. 2000. Orbitolinids from Cretaceous sediments of the Middle East - A revision of the F.R.S. Henson and Associates Collection. In: Hart M.B. Kaminski M.A. and Smart C.W. (Eds.). Proceedings of the Fifth International Workshop on Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation Special Publication. 7: 411-437.
- Sinclair H. D. Sayer Z. R. and Tucker M. E. 1998. Carbonate sedimentation during early foreland basin subsidence: the Eocene succession of the French Alps. In: Wright V. P. and Burchette T. P. (Eds). Carbonate Ramps. Geological Society of London Special Publication. 149: 205-227.
- Swart P.K. 2015. The geochemistry of carbonate diagenesis: the past, present and future. *Sedimentology*. 62: 1233-1304.
- Tasli K. O. Zer E. Koc H. 2006. Benthic foraminiferal assemblages of the Cretaceous platform carbonate succession in the Yavca area (Bolkar Mountains, S Turkey). *biostratigraphy and paleoenvironment*. *Geobios*. 39: 521-533.
- Tucker M. E. Wright V.P. 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications. Oxford. 482p.
- Van Buchem F. S. P. Baghbani D. Bulot L. Caron M. Gaumet F. Hosseini A. Keyvani F. Schroeder R. Swennen R. Vedrenne V. and Vincent B. 2010. Barremian – Lower Albian sequence-stratigraphy of southwest Iran (Gadvan, Dariyan and Kazhdumi formations) and its comparison with Oman, Qatar and the United Arab Emirates. *GeoArabia Special Publication*. 4(2): 503-548.
- Van Wagoner J.C. Posamentier H.W. Mitchum R.M. Vail P.R. Sarg J.F. Loutit T.S. and Hardenbol J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus C.K. Hastings B.J. Posamentier H. Van Wagoner J.C. Ross C.A. and Kendall C.G.St.C. (Eds). *Sea-Level Change: An Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication. 42: 39-46.
- Veizer J. 1983. Trace elements and Stable isotopes in sedimentary carbonates. In: Reeder R.J. Carbonates. Mineralogy and chemistry. *Reviews in Mineralogy*. 11: 265-299.
- Veizer J. and Demovic R. 1974. Strontium as a tool in facies analysis. *Journal of Sedimentary Research*. 44: 93-115.
- Wray J.L. 1977. *Calcareous Algae: Developments in Paleontology and Stratigraphy*. Elsevier. Amsterdam. New York. 4: 185p.
- Yarijoo A. Hamdi B. and Vaziri. S. H. 2010. The study of Jurassic-Cretaceous boundary in central part at Kuh- e- Tangale Bala section, southwest of Khur (Central Iran). *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan*. 30 (54): 79-95.
- Mucci A. 1988. Manganese uptake during calcite precipitation from seawater: Conditions leading to the formation of a pseudokutnahorite, *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 52: 1859-1868.
- Nadim H. and Shafae A. 2013. Geological report of the Valasht map (1:25000). Geological Survey and Mineral Exploration of Iran. 46 p.
- Pettitjohn F.J. 1975. *Sedimentary Rocks*. (2nd Edition). Harper and Row Publishers. New York. 628p.
- Pingitore N. E. Eastman M. P. Sandige M. Oden K. and Freiha B. 1988. The coprecipitation of manganese(II) with calcite: an experimental study. *Marine. Chemistry*. 25: 107-120.
- Pittet B. van Buchem F.S.P. Hillgärtner H. Grötsch J. and Droste H. 2002. Ecological succession, palaeoenvironmental change and depositional sequences of the Barremian-Aptian shallow water carbonates in northern Oman (Kharab and Shu'aiba formations). *Sedimentology*. 49(3): 555-581.
- Posamentier H. W. and Allen G. P. 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy. concepts and applications. (SEPM) *Concepts in Sedimentology and Paleontology*. Tulsa. Society for Sedimentary Geology. 7: 209.
- Rao C.P. 1990. Geochemical characteristics of cool-temperate carbonates. Tasmania. Australia. *Carbonates and Evaporites*. 5: 209-221.
- Rao C.P. 1991. Geochemical differences between subtropical (Ordovician), cool-temperate (recent and Pleistocene) and subpolar carbonates. Tasmania. Australia. *Carbonates and Evaporites*. 6: 83-106.
- Rao C.P. 1996. *Modern Carbonates, Tropical, Temperate, Polar: Introduction to Sedimentology and Geochemistry*. Art of Tasmania, 206 p.
- Rao C.P. and Adabi M.H. 1992. Carbonate minerals, major elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with depth in cool temperate carbonates. Western Tasmania. Australia. *Marine Geology*. 103: 249-272.
- Rao C.P. and Amini Z.Z. 1995. Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonates, Eastern Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*. 10: 114-123.
- Scholle P.A. and Ulmer-Scholle D.S. 2006. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 459 p.

- of northern Alborz, Pol-e-Zoghal Section (Road of Chalooos). *Journal of the Earth*. 4 (3): 21-36.
- Yarijoo A. Hamdi B. and Vaziri. S. H. 2008. Bio-Lithostratigraphy of Cretaceous system in the Pol-e-Zoghal section, Central Alborz, North Iran. *International Geological Congress Oslo*.
- Yavari M. Yazdi M. Adabi M.H. and Ghalavand H. 2016. Microfacies, depositional model and sequence stratigraphy of Dariyan Formation in Northern high Zagros fault. *Scientific Quarterly Journal. Geosciences*. 25: 281-290.
- Yavarmanesh H. Vaziri S.H. Aryaei A.A. Jahani D. and Pourkermani M. 2017. Microfacies and Morphotectonic of the Tirgan Formation in Ghorogh Syncline (North of Chenaran). *International Journal of Geography and Geology*. 6 (4): 79-93.
- Zhang K.J. Li Q.H. Yan L.L. Zeng L. Lu L. Zhang Y.X. Hui J. Jin X. and Tang X.C. 2017. Geochemistry of limestones deposited in various plate tectonic settings. *Earth-Science Reviews*. 167: 27-46.

