

Research Article

Investigating the changes of allochems and calcareous nannofossils in Kazhdumi Formation: possible consequences of fault activity

Saeedeh Senemari^{1*}, Behzad Saeedi Razavi²

1-Department of mining, Faculty of Engineering, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

2- Assistant Professor, Standard Research Institute, Technical and Engineering Faculty, Construction and Mineral Department, Karaj, Iran

Keywords: *Biostratigraphy, Kazhdumi Formation, Cretaceous, Calcareous nannofossils.*

1-Introduction

Zagros is an asymmetric set of mountain ranges that was created due to the Late Cretaceous compressional phase in the northwest to southeast direction of Iran. Based on this, the Zagros basin is divided into several geological and structural units including Lorestan zone, Izeh zone, Dezful depression and Fars zone (Motiei, 1995). The main Zagros fault at the northeastern limit of the Zagros High is like a suture between the plates of Central Iran and the passive margin of the Arabian continent (Berberian, 1995). The southeastern border of the studied area in the Izeh zone coincides with the Kazerun fault. The Kazerun fault is located along the line that is the continuation of the Qatar peninsula towards Iran. In fact, it is a north-south trending fault that cuts the Zagros trend (Sherkati and Letouzey, 2004). James and Wynd introduced the Bangestan group in 1965, which includes the formations of Kazhdumi, Sarvak, Surgah, and Ilam. Kazhdumi Formation in Fars, Dezful Embayment has expanded and gradually turned into carbonate series in northeastern Lorestan. The age of this formation Albian is reported. The most important topics of biostratigraphy have been presented by Wynd (1965) in the Zagros basin. According to Wynd (1965), the Kazhdumi Formation corresponds to biozones 17-19 and 26 based on microscopic fossil assemblages, which attribute the age of formation to the Aptian-Albian stage. After that, Sissingh (1977) introduced a new zonation for nannostratigraphic units of the Cretaceous system. In the present research, in the region located in the southeast of Izeh, the Kazhdumi Formation with rock stratigraphic changes is one of the most important sedimentary sequences that have been studied based on calcareous nanofossils. The interpretation of rock stratigraphic changes of the Kazhdumi Formation is generally faced with many ambiguities because the studied section is distinguished from each other by several lithologies, including shallow carbonate and open and deep marine facies in the southwest section of Yasouj. In this regard, the activity of the Kazerun fault in Fars province cannot be considered ineffective (Afghah and Fadaei, 2015). Zoning investigation of Kazhdumi Formation has confirmed the rapid changes that occurred due to fault activity during sedimentation, which of course can be further evaluated. Therefore, it is significant to determine the collections of calcareous nannofossils in the vertical distribution pattern to detect the changes in Albian sequence sedimentation. Therefore, the study of calcareous nannofossils is not only a useful tool for biostratigraphy, but also an indicator of rock stratigraphic changes. The studied section is located in the southwest of Yasouj and in the southeast of Izeh zone. Access to the studied section is through the road from Shiraz (Nur Abad) to Yasouj. The studied section is affected by the Kazerun fault, which extends from Qatar to Yasuj (Sherkati and Letouzey, 2004). Kazhdumi Formation in the studied section consists of carbonate deposits, clay carbonates, and marl. The lower limit of the Kazhdumi Formation is defined by

* Corresponding author : senemari2004@yahoo.com ; s.senemari@eng.ikiu.ac.ir

DOI : 10.22055/AAG.2022.41943.2321

Received: 2022-09-21

Accepted: 2022-10-12

Darian Formation with red layers including iron oxide noodles with discontinuity. The presence of a red horizon layer may indicate pyrogenic movements at the boundary of Kazhdumi -Darian formations or evidence of activity in the crustal plates of the region (Sherkati and Letouzey, 2004). The upper boundary of the Kazhdumi Formation is gradual and continuous with the Sarvak Limestone Formation.

2-Material and methods

In this study, the Kazhdumi Formation with a thickness of about 60 meters is composed of thin to medium layers of limestone, marl limestone, as well as marl and mudstone interlayered. In this study, accurate sampling was done at one meter intervals. These samples were prepared using standard slide smear method (Bown and Young, 1998). All slides were studied by Olympus microscope at 1000× magnification. In order to investigate nanofossils, the prepared samples were studied under PPL and XPL lights.

3-Results and discussions

The investigation of calcareous nanofossils was carried out in the rock sequence of the studied section with a thickness of about 60 meters. Calcareous nanofossils are obtained for Albian stage in the southeast of Izeh zone. In this study, the preservation of nanofossils is generally good to moderate and their overall abundance varies from low to moderate. This study includes recording a combination of a series of deep and shallow rock units with biozones, which include the following from bottom to top: Marly limestone for the earliest part of the beginning of the Albian to the lower Albian/lower part of the subzone CC8a; Limestone for the early Albian/ lack of calcareous nanofossils; Alternation of interlayered marl and limestone for early Albian to late Albian/ subzone CC8b; Marly limestone for the late Albian/ lower part of subzone CC9a; and thin-bedded limestone for the late Late Albian/upper part of subzone CC9a. The results show that the occurrence of bioevents and facies changes may have been controlled by the activity of the Kazerun fault, which ultimately depends on the associated environmental changes.

4-Conclusion

The current research was conducted with the aim of investigating environmental changes based on calcareous nanofossils. For this purpose, a section of the Kazhdumi Formation was sampled southwest of Yasouj. As a result of the study of 60 smear slides, 42 species belonging to 21 genera of calcareous nanofossils with moderate to good preservation were identified from marine deposits. According to the recorded nanofossils, the age of Albian for Kazhdumi Formation in the studied section was determined. In addition, this study led to the establishment and differentiation of the following bio-zones: *Prediscosphaera columnata* Zone and *Eiffelithus turriseiffelii* Zone. Also, the evaluation of facies in the present study shows rapid sea-level changes. On the other hand, it seems that the activity of the Kazerun fault has caused changes in the sedimentary conditions and the creation of different facies during the Albian stage. Therefore, fossil data together with lithostratigraphic studies indicate sedimentary changes from a shallow carbonate system to deep marine sediments.

References

- Afghah, M., Fadaei, H.R., 2015. Biostratigraphy of Cenomanian succession in Zagros area (southwest Iran). *Geo-sciences Journal* 19(2), 257–271. <https://doi.org/10.1007/s12303-014-0045-3>
- Berberian, M., 1995. Master Blind Thrust Faults Hidden under the Zagros Folds: Active Basement Tectonics and Surface Morphotectonics. *Tectonophysics Journal* 241,193–224. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00185-C](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00185-C)
- Bown, P.R., Young, J.R., 1998. Techniques. In: Bown, P.R., (Ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropaleontological Society Publications Series, Chapman and Hall (Kluwer Academic Publishers), London, pp.16–28.
- James, G.A., Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 49, 2182–2245. <https://doi.org/10.1306/A663388A-16C0-11D7-8645000102C1865D>
- Motiei, H., 1995. *Petroleum Geology of Zagros*. Geological Survey of Iran, Tehran. p. 589.

- Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K., (Eds.). *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge. pp. 329–427.
- Sherkati, S., Letouzey, J., 2004. Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. *Marine and Petroleum Geology* 21, 535–554.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.01.007>
- Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie en Mijnbouw* 56 (1), 37–65.
- Wynd, J.G. 1965. Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area, IOOC report no.108289.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Senemari, S., Saeedi Razavi, B., 2023. Investigating the changes of allochems and calcareous nannofossils in Kazhdumi Formation: possible consequences of fault activity. *Adv. Appl. Geol.* 13(2), 423-438.

DOI: 10.22055/AAG.2022.41943.2321

URL: https://aag.scu.ac.ir/article_18140.html

©2023 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

بررسی تغییرات آلوکوم‌ها و نانو فسیل‌های آهکی در سازند کژدمی: احتمالی بر پیامدهای فعالیت گسلی

سعیده سنماری*

دانشیار، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران

بهزاد سعیدی رضوی

استادیار، پژوهشگاه استاندارد، پژوهشکده فناوری و مهندسی، گروه پژوهشی ساختمانی و معدنی، کرج، ایران

* senemari2004@yahoo.com; S.senemari@eng.ikiu.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۶/۳۰ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۷/۲۰

چکیده

پژوهش حاضر با هدف بررسی تغییرات محیطی براساس نانوفسیل‌های آهکی انجام شده است. بدین منظور برشی از سازند کژدمی در جنوب غرب یاسوج نمونه برداری گردید. در نتیجه مطالعه ۶۰ اسمیراسلاید، ۴۲ گونه متعلق به ۲۱ جنس از نانوفسیل‌های آهکی، از نهشته‌های دریایی شناسایی شدند. با توجه به نانو فسیل‌های ثبت شده، سن آلبین برای سازند کژدمی در برش مورد مطالعه تعیین گشت. علاوه بر این، مطالعه مذکور منجر به شناسایی و تمایز زیست‌زون‌های *Prediscosphaera columnata Zone* و *Eiffelithus turriseiffelii Zone* شد. همچنین در مطالعه حاضر، بررسی چینه‌شناسی سنگی، تغییرات سریع سطح دریا را نشان می‌دهد. از سویی دیگر به نظر می‌رسد فعالیت گسل کازرون سبب تغییراتی در شرایط رسوبی و ایجاد رخساره‌های مختلف در طول اشکوب آلبین شده است. بنابراین، داده‌های فسیلی به همراه مطالعات چینه‌نگاری سنگی بیان‌کننده تغییرات رسوبی از یک سیستم کربناته کم عمق تا رسوبات دریایی عمیق است.

واژه‌های کلیدی: زیست چینه نگاری، سازند کژدمی، کرتاسه، نانو فسیل‌های آهکی.

۱-مقدمه

زاگرس مجموعه‌ای نامتقارن از رشته کوه‌ها است که در اثر فاز فشاری کرتاسه پسین در جهت شمال غربی- جنوب شرقی ایران ایجاد شده است. بر این اساس، حوضه زاگرس به چند واحد زمین شناسی و ساختاری شامل زون لرستان، زون ایذه، فروافتادگی دزفول و زون فارس تقسیم می‌شود (Motiei, 1995). گسل اصلی زاگرس در حد شمال شرقی زاگرس مرتفع، همانند بخیه ای بین صفحات ایران مرکزی و حاشیه غیرفعال قاره عربی است (Berberian, 1995). مرز جنوب شرقی منطقه مورد مطالعه در زون ایذه با گسل کازرون منطبق است. گسل کازرون در امتداد خطی قرار دارد که ادامه شبه جزیره قطر به سمت ایران است. در واقع این یک گسل در روند شمالی جنوبی است که روند زاگرس را قطع می‌کند (Sherkati and Letouzey, 2004). سازند کژدمی از نظر چینه‌شناسی بخشی از توالی کرتاسه در گروه بنگستان در زون ایذه است. توالی کرتاسه در حوضه زاگرس بسیار حائز اهمیت است زیرا ۳۰۰۰ متر از رسوبات این ناحیه در دوره کرتاسه نهشته شدند. James و Wynd (۱۹۶۵) گروه بنگستان را معرفی کردند که شامل

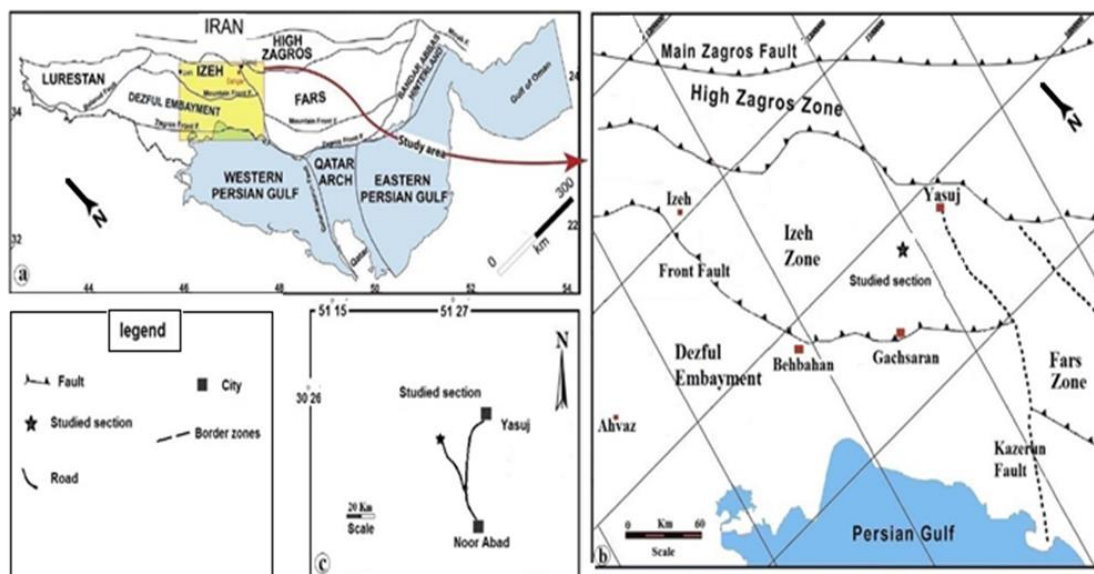
سازندهای کژدمی، سروک، سورگاه و ایلام می‌باشد. سازند کژدمی در فارس، فروافتادگی دزفول گسترش یافته و به تدریج در شمال شرقی لرستان به سری کربناته تبدیل گشته. سن این سازند آلبین گزارش شده است. چندین محقق و زمین شناس سازند کژدمی را در حوضه زاگرس از نظر کروئوستراتیگرافی، چینه نگاری زیستی، رخساره‌های محیطی، رسوب شناسی و توالی چینه نگاری مورد مطالعه قرار داده اند. (James and Wynd, 1965; Wynd, 1965; Templeton, 1975; Setudehnia, 1976; Ghavidel Syooki, 1979; Eghtesadi et al., 2010; Keshavarzi et al., 2020). در این بین، مهمترین مباحث چینه‌شناسی زیستی توسط Wynd (۱۹۶۵) در سازندهای مربوط به دوران‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک در حوضه زاگرس ارائه شده است، به طوری که به نظر وی این سازندها در چندین زون زیستی شناسایی شده‌اند. بنا به گفته Wynd (۱۹۶۵) سازند کژدمی بر اساس مجموعه‌های فسیلی میکروسکوپی فرامینیفرها، با زون‌های زیستی ۱۷ تا ۱۹ و ۲۶ مطابقت دارد که سن تشکیل را به مرحله آپتین-آلبین نسبت می‌دهند. پس از آن، Sissingh

۲- زمین شناسی

۲-۱- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

برش مورد مطالعه در جنوب غربی یاسوج و در سمت جنوب شرقی زون ایذه واقع شده است. دسترسی به بخش مورد مطالعه از طریق جاده شیراز (نور آباد) به یاسوج است. توالی مورد مطالعه در لبه جنوب غربی تاقدیس عشق در شمال غربی ناحیه نورآباد در زاگرس چین خورده قرار دارد که شامل توالی کرتاسه تا میوسن با مختصات $23^{\circ}51' E$ و $30^{\circ}23' N$ است. بخش مورد مطالعه تحت تأثیر گسل کازرون است که از قطر تا یاسوج امتداد دارد. طبقات کرتاسه مربوط به سازند کژدمی در برش مورد مطالعه از نهشته‌های کربناته، کربنات‌های رسی و مارن تشکیل شده است. حد پایینی سازند کژدمی با سازند داریان با لایه‌های قرمز رنگ شامل نودل‌های اکسید آهن با ناپیوستگی مشخص می‌شود. وجود یک لایه افق قرمز رنگ ممکن است نشان دهنده حرکات اپیروژنیک در مرز سازندهای کژدمی به داریان یا شواهدی از فعالیت در صفحات پوسته منطقه باشد (Sherkati and Letouzey, 2004). حد بالایی مرز سازند کژدمی به صورت تدریجی و پیوسته با سازند آهکی سروک می‌باشد.

(۱۹۷۷) زون بندی جدیدی را بر اساس نانوفسیل‌های آهکی برای واحدهای زیست چینه‌ای سیستم کرتاسه معرفی کرد. در تحقیق حاضر در منطقه واقع در جنوب شرقی ایذه، سازند کژدمی با تغییرات چینه‌شناسی سنگی یکی از مهم‌ترین توالی‌های رسوبی است که بر اساس نانوفسیل‌های آهکی مورد مطالعه قرار گرفته است. تفسیر تغییرات چینه‌شناسی سنگی سازند کژدمی به طور کلی با ابهامات زیادی مواجه است زیرا برش مورد مطالعه با سنگ شناسی‌های متعددی از جمله کربنات کم عمق و رخساره‌های دریایی باز و عمیق در برش جنوب غرب یاسوج از همدیگر متمایز می‌شود که در این راستا، فعالیت گسل کازرون در استان فارس را نمی‌توان بی تأثیر دانست (Afghah and Fadaei, 2015). بررسی زون بندی سازند کژدمی تغییرات سریعی را که در اثر فعالیت گسل در حین رسوب‌گذاری رخ داده تأیید کرده است که البته می‌تواند بیشتر مورد ارزیابی قرار گیرد. از این رو، تعیین مجموعه‌های نانوفسیل‌های آهکی در الگوی توزیع عمودی برای تشخیص تغییرات رسوب‌گذاری توالی آلبین، قابل توجه است. بنابراین، مطالعه نانوفسیل‌های آهکی نه تنها ابزار مفیدی برای چینه‌شناسی زیستی است، بلکه شاخصی برای تغییرات چینه‌شناسی سنگی است.



شکل ۱- (a) موقعیت زمین شناسی حوضه زاگرس و زون‌های ساختاری (تغییر یافته از Homke et al., 2004). مستطیل زرد زون ایذه و بخشی از فرورفتگی دزفول و فارس را نشان می‌دهد، (b) موقعیت تاقدیس در زون ایذه و (c) راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.

Fig. 1. (a) Geological location of the Zagros Basin and structural zones (modified by Homke et al., 2004). The yellow rectangle shows the Izeh zone and part of Dezful Embayment, (b) The position of the anticline in the Izeh zone, and (c) Ways to access the study area.

۳- روش مطالعه و تحقیق

به منظور بررسی سازند کژدمی در بخش مورد مطالعه، از مطالعه تغییرات عمودی توالی رسوبی و داده‌های چینه‌شناسی میدانی استفاده شد. در تحقیق حاضر از نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ فلهلیان (سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران) نیز استفاده شده است. اطلاعاتی مانند تعیین ضخامت لایه‌های رسوبی و انواع سنگ شناسی از بررسی‌های میدانی به دست آمد. در برش مورد مطالعه سازند کژدمی با ضخامت حدود ۶۰ متر از لایه‌های نازک تا متوسط سنگ آهک، سنگ آهک مارنی و همچنين مارن و گل سنگ بصورت بین لایه ای تشکیل شده است. در این مطالعه، نمونه برداری دقیق در فواصل یک متری بصورت سیستماتیک انجام شد. این نمونه‌ها با استفاده از روش اسمیر اسلاید استاندارد، آماده سازی شدند (Bown and Young, 1998). اسلایدهای مورد نظر مستقیماً از قطعات سنگ تازه شکسته شده بدست آمدند تا از تغییر در ترکیب مجموعه‌های نانو فسیل‌های آهکی جلوگیری شود. همه اسلایدها تحت نور متقاطع پلاریزه (XPL) و نور پلاریزه عادی (PPL) توسط میکروسکوپ الپوس با بزرگنمایی ۱۰۰۰× مورد مطالعه قرار گرفتند. اگرچه همه این اسلایدها مورد بررسی قرار گرفته‌اند، اما اسلایدهای خالی و بدون نانوفسیل نیز گزارش شده که در نمودار گسترش چینه‌شناسی دیده می‌شوند. برای ارزیابی فراوانی کل نانوفسیل‌های آهکی، میانگین تعداد نمونه‌ها در یک میدان دید در نظر گرفته شد. علاوه بر این، در مورد حفظ شدگی گونه‌ها، اگرچه حفظ شدگی آنها متوسط تا خوب است (البته کمی خورده شدگی داشتند)، اما هیچ گونه رشد بیش از حد در گونه‌ها، در توالی رسوبی مشاهده نشد. در این مطالعه از اختصارات (اولین ظهور) FO، (آخرین حضور) LO، (کوکولیت‌های کرتاسه) CC، (نانوپلانکتون‌های کرتاسه) NC و (کرتاسه بالایی) UC استفاده شده است. زون بندی با اهمیت برای این مطالعه، زون بندی Sissingh (۱۹۷۷) است که از مهمترین مدل‌های چینه‌شناسی زیستی می‌باشد. زیست‌زون‌بندی نانوفسیل‌های آهکی مورد استفاده بر اساس مقیاس‌های زمانی استاندارد کمیسیون بین‌المللی چینه‌شناسی است (Gradstein et al., 2012). طرح زون بندی Sissingh (۱۹۷۷) (علایم CC) بر اساس داده‌های مناطق جغرافیایی گسترده از جمله شمال آفریقا و اروپا بدست آمده است. همچنین، طرح زون بندی Roth (۱۹۷۸) (علایم NC)، مطابق

با قسمت‌های مختلف پایین عرض جغرافیایی در اقیانوس اطلس است. بعدها، طرح زون بندی Burnett (۱۹۹۸) بر اساس روند تکاملی و توزیع جغرافیای زیستی نانوفسیل‌های آهکی در عرض‌های جغرافیایی بالا و عرض‌های جغرافیایی میانی ایجاد شد که از نشانگرهایی با توزیع گسترده‌تر در مقایسه با زون‌های ذکر شده قبلی می‌باشد. در مطالعه حاضر، از منابع اصلی شناسایی گونه‌ها نظیر مراجع Perch-Nielsen (۱۹۸۵) و Bown و همکاران (۱۹۹۸) استفاده شده است.

۴- نتایج و بحث

بررسی نانوفسیل‌های آهکی در توالی سنگی برش مورد مطالعه به ضخامت حدود ۶۰ متر انجام شد. نانو فسیل‌های آهکی شناسایی شده متعلق به بازه زمانی آلپین، در بازسازی چگونگی شرایط محیطی دیرینه در جنوب شرقی ایذه استفاده شده است. در این توالی، حفظ-شدگی نانو فسیل‌ها به طور کلی خوب تا متوسط است و فراوانی کلی آنها از کم تا متوسط متغیر است. این مطالعه شامل ثبت ترکیبی از مجموعه ای از واحدهای سنگی عمیق و کم عمق با زون‌های زیستی است که شامل موارد زیر از پایین به بالا است: سنگ آهک آرژیلیتی برای ابتدایی ترین قسمت شروع آلپین تا آلپین تحتانی / شامل قسمت پایین زیرزون CC8a؛ سنگ آهک برای اوایل آلپین / فاقد نانو فسیل-های آهکی؛ تناوب مارن و سنگ آهک بین لایه‌ای برای اوایل آلپین تا اواخر آلپین / شامل زیرزون CC8b؛ سنگ آهک آرژیلیتی برای اواخر آلپین / شامل قسمت پایین زیرزون CC9a؛ و بالاخره سنگ آهک نازک لایه برای اواخر آلپین / شامل قسمت فوقانی زیرزون CC9a. نتایج نشان می‌دهد که وقوع یا رویدادهای زیستی و تغییرات رخساره‌ای ممکن است توسط فعالیت گسل کازرون کنترل شده باشد که به نوبه خود با تغییرات شرایط محیطی همراه است.

۴-۱- یافته‌های چینه‌شناسی سنگی و چینه‌شناسی

زیستی

۴-۱-۱- چینه‌شناسی سنگی

در مطالعه حاضر، حدود ۶۰ متر از لایه‌های رسوبی سازند کژدمی مورد مطالعه قرار گرفت (شکل ۲). مرز تحتانی سازند کژدمی به صورت ناپیوستگی با سازند داریان است که با افق اکسید آهن مشخص می‌شود. در این تحقیق، نمونه‌هایی مستقیماً از سطح بالایی ناپیوستگی یا قاعده سازند کژدمی با سنگ‌شناسی سنگ آهک‌های آرژیلیتی (نمونه‌های شماره ۱-۸ / قسمت A) حاوی

آهکی مشخص شده اند. با توجه به توزیع چینه‌شناسی نانوفسیل‌های آهکی، دو زون زیستی برای سازند کژدمی شناسایی شده است که شامل زون‌های زیر است (شکل ۲):

زون *Prediscosphaera columnata* (CC8 Zone)

اولین واحد نانوفسیلی ثبت شده در این مطالعه زون *Prediscosphaera columnata* است. زون CC8 به عنوان فاصله ای از اولین حضور *Prediscosphaera columnata* تا اولین حضور *Eiffellithus turriseiffelii* در طرح زون بندی Sissingh (۱۹۷۷) تعریف می‌شود. این زیست زون توسط Thierstein (۱۹۷۱) معرفی و سپس توسط Manivit و همکاران (۱۹۷۷) تصحیح شد. در این مطالعه، هر دو نوع گونه‌های شاخص زون ثبت شد، در حالی که نمونه‌های ۱-۸ با اولین حضور از گونه *P. columnata* مشخص می‌شوند، که برای اولین بار در اوایل آلبین پیشین ظاهر شد (Bown, 1998). اولین ظهور گونه *P. columnata* در مناطق تیس و بورال درست زیر مرز آلبین شناسایی شده است، بنابراین سن شروع این زون به عنوان ابتدایی ترین بخش اشکوب آلبین در نظر گرفته می‌شود (Gradstein et al., 2004). سایر رویدادهای زیستی در این منطقه عبارتند از *Hayesites albiensis*، *Eiffellithus monechiai* و *Axopodorhabdus albianus* و *Tranolithus orionatus* این فاصله مربوط به زون‌های NC8 و NC9 از زون بندی Roth (۱۹۷۸) است که در کرتاسه زیرین (اوایل آلبین / اوایل اواخر آلبین) تعریف شده است. در این تعریف، زون NC8 به عنوان فاصله بین اولین حضور گونه *P. columnata* تا اولین حضور *Axopodorhabdus albianus* تعریف شده است (Roth, 1978; Bralower et al., 1995). در مطالعات انجام شده، زون NC8 به سه زیرزون NC8A، NC8B و NC8C تقسیم می‌شود (Bralower et al., 1995). زیر زون‌های NC8A و NC8B معادل زیر زون CC8a و زیر زون‌های NC8C، NC9A و NC9B معادل زیر زون CC8b هستند. زون NC9 نیز به عنوان فاصله ای از اولین حضور گونه *A. albianus* تا اولین حضور گونه *E. turriseiffelii* تعریف شده و به دو زیر زون NC9A و NC9B تقسیم می‌شود که توسط اولین حضور *Eiffellithus monechiai* از هم تفکیک می‌شوند. در این مطالعه، گونه *A. albianus* در متر ۲۴ متری، بالاتر از اولین ظهور گونه *E. monechiai* (در متر ۲۱ متری) مشاهده شد،

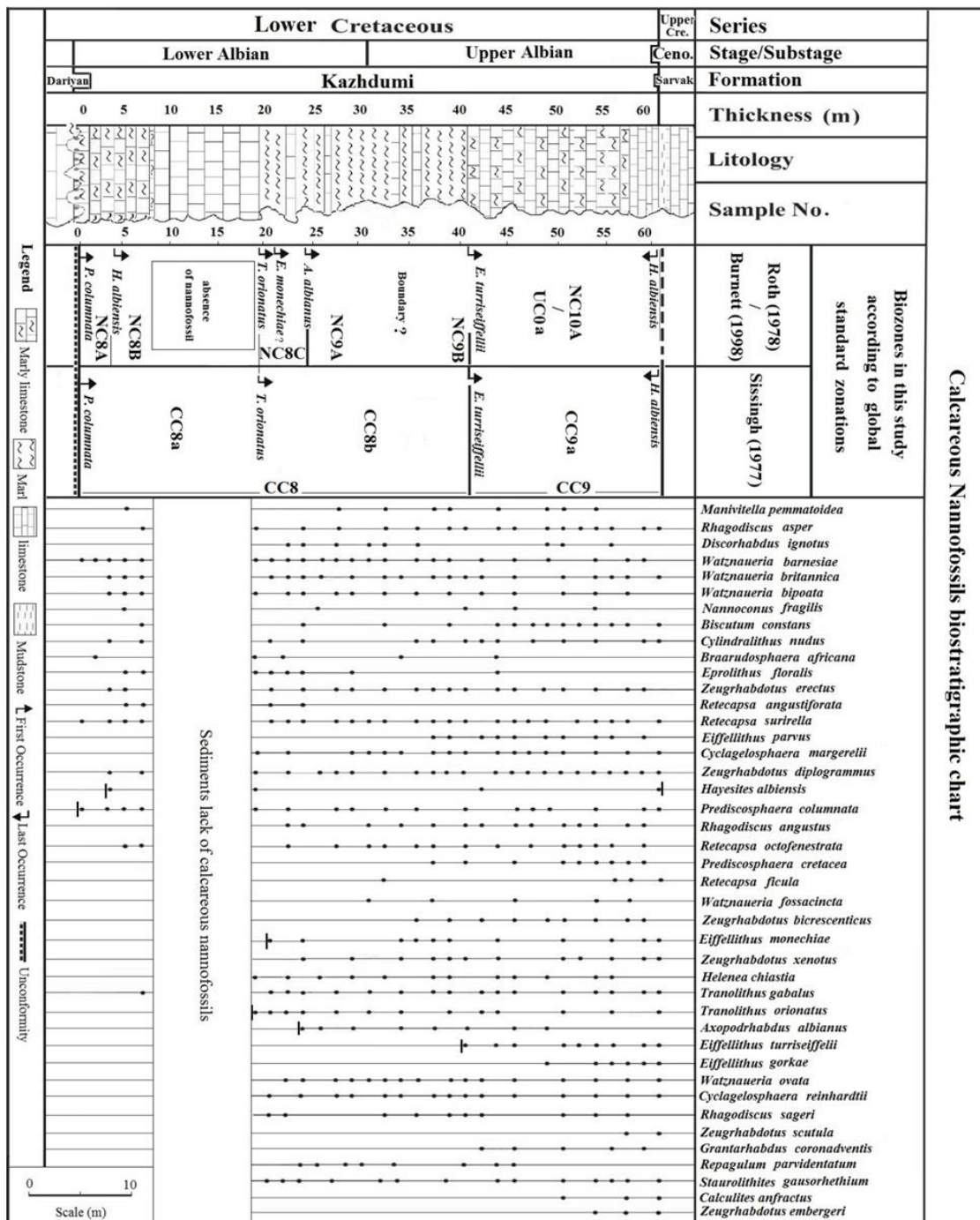
نانو فسیل‌های آهکی با فراوانی کم و تنوع کم، برداشت شد. به طرف بالا، نمونه‌های ۸ تا ۱۹ (قسمت B) با واحدهای سنگ‌شناسی از سنگ آهک ضخیم تا متوسط لایه، فاقد نانو فسیل‌های آهکی هستند که این واقعه می‌تواند نتیجه فعالیت‌های گسلی و ورود مواد آواری به حوضه رسوبی یا نشانه ای از انقراضات دسته جمعی که مرتبط با مسایل OAE بوده، باشد. بنابراین، در این قسمت هیچ یک از نمونه‌ها نمی‌توانند به طور دقیق سن لایه‌ها را تعیین کنند. بخش میانی توالی رسوبی (نمونه‌های شماره ۲۰-۴۱ / قسمت C)، شامل واحدهای سنگ‌شناسی مارن و سنگ آهک نازک لایه حاوی نانوفسیل‌های آهکی فراوان است. در واقع انواع مختلفی از رسوبات به دنبال بالا آمدن سطح دریا در مرز آلبین پیشین/پسین ایجاد شد. به سمت بالا بخش مورد مطالعه، سنگ آهک آرژیلیتی نازک لایه (نمونه‌های شماره ۴۱-۵۸ / قسمت D) حاوی مجموعه‌های نانوفسیلی به خوبی حفظ شده است. متعاقباً، در بالاترین قسمت توالی (نمونه‌های شماره ۵۸-۶۰ / قسمت E)، سنگ آهک آرژیلیتی متوسط لایه و سنگ آهک نازک لایه وجود دارد که آخرین واحد سنگی است که مجموعه‌ای از نانوفسیل‌های آهکی با تنوع کم را دارد. در واقع، این موضوع نشان می‌دهد که با فعالیت مجدد گسل و بالا آمدن سکوی کربناته در آلبین پسین، عمق دریا کاهش یافته است. در نهایت سنگ آهک نازک لایه به صورت رخساره کربناته همراه با گل سنگ بر روی سازند کژدمی (نمونه ۶۰ به بالا) که سازند سروک نامیده می‌شود، نهشته شده است.

۴-۲-۲- چینه‌شناسی زیستی

تاکنون، بسیاری از مطالعات و یافته‌های چینه‌شناسی زیستی در بخش مورد مطالعه با استفاده از روزن داران و نمونه‌های پلاژیک و به میزان کمتری با جلبک‌های آهکی به دست آمده است (James and Wynd, 1965; Parvaneh Nejad, 2014; Afghah et al., 2009; Shirazi, 2009). اما، علیرغم برخی بازنگری‌ها در مطالعات زیست‌محیطی و زون‌های زیستی، تحقیقات روی نانوفسیل‌های آهکی به عنوان یک گروه فسیلی مفید در منطقه مورد مطالعه هنوز نادیده گرفته شده است. لذا در این مطالعه، نانوفسیل‌های آهکی سازند کژدمی مورد بررسی قرار گرفت. جهت زون بندی چینه نگاری زیستی نیز از الگوی زون بندی Sissingh (۱۹۷۷) استفاده شد. در این الگو، مرزهای اشکو ب‌ها با استفاده از رویدادهای نانوفسیل‌های

Sissingh (۱۹۷۷) رخ می دهد. با توجه به داده‌های موجود، ضخامت این زون ۴۱ متر مشخص شد. در این مطالعه، هیچ نانوفسیلی در سنگ آهک متوسط لایه در قسمت پایین سازند کژدمی (نمونه‌های ۸ تا ۱۹) ثبت نشده است. تصاویر برخی از گونه‌ها در شکل ۵ ارائه شده است.

از اینرو زیر- زون‌های NC9A و NC9B در این مطالعه قابل تفکیک نیستند، در حالی که قسمت بالایی زون مورد مطالعه توسط اولین ظهور گونه *E. turriseiffelii* از اوایل آلبین پسین مشخص شد. در اینجا، اولین رخداد گونه *E. turriseiffelii* (نمونه شماره ۴۱) در مرز زون‌های CC8-CC9 از زون بندی



شکل ۲- توزیع نانوفسیل‌های آهکی در برش مورد مطالعه.

Fig. 2. Distribution of calcareous nannofossils in the studied section

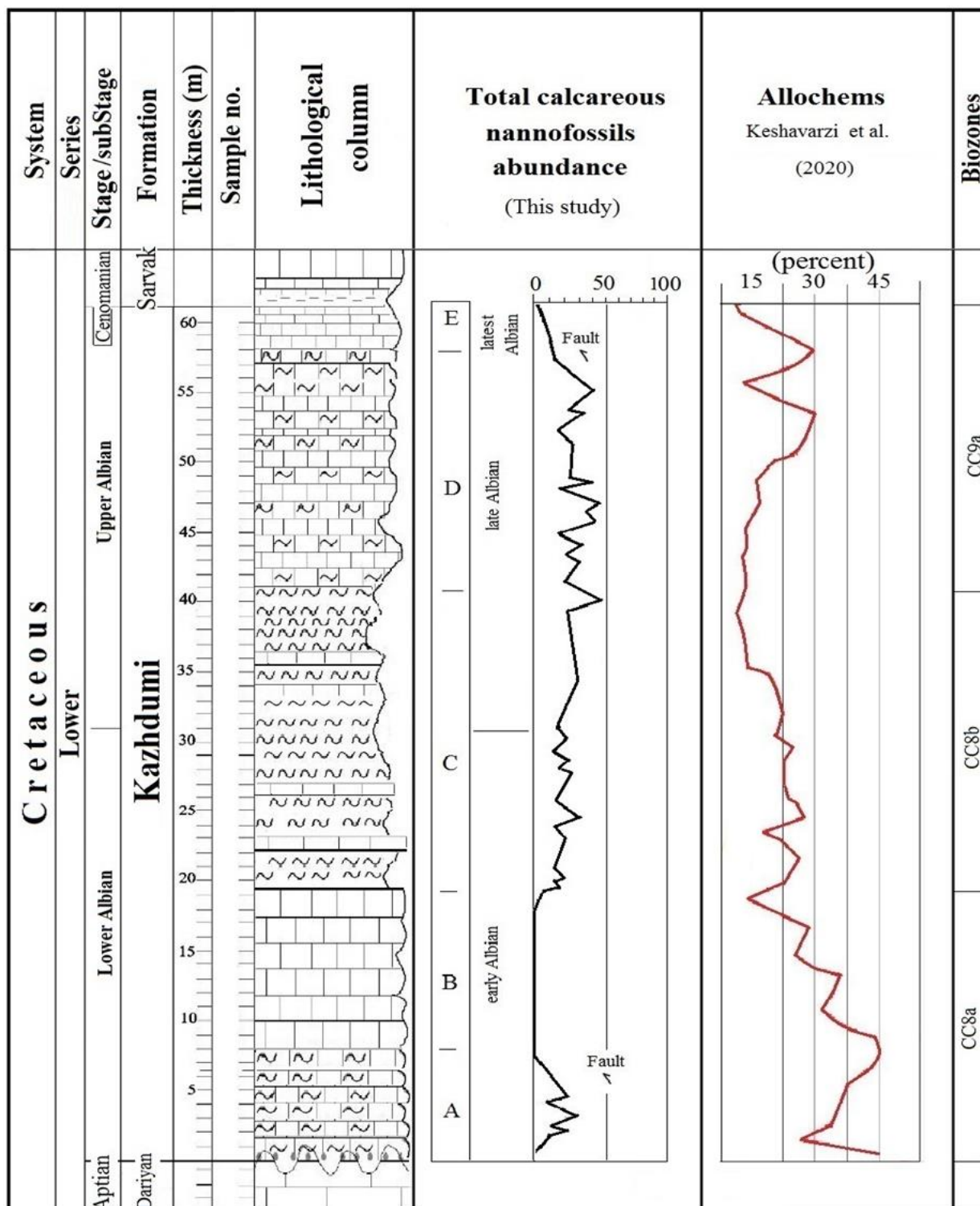
زون *Eiffellithus turriseiffelii* (CC9a subzone)

این زون آخرین زیست زون ثبت شده از سازند کژدومی در این مطالعه است. این زون زیستی توسط Thierstein (۱۹۷۱) معرفی و سپس توسط Sissingh (۱۹۷۷) اصلاح شد. زون *Eiffellithus turriseiffelii* فاصله بین اولین حضور گونه *Eiffellithus turriseiffelii* تا اولین حضور گونه *Microrhabdulus decoratus* را در بر می گیرد (Perch-Nielsen, 1985). در حالی که از اولین ظهور گونه *E. turriseiffelii* به عنوان یک شاخص زونی توسط بسیاری از محققان استفاده شده است، اما مرز بالایی زون مورد نظر متفاوت است. Manivit و همکاران در سال (۱۹۷۷) از اولین ظهور گونه *Lihraphidites acutus* استفاده کردند و این موضوع به طور گسترده توسط سایر محققان دنبال شده است (Roth, 1987; Bralower et al., 1995; Bown, 1998; Burnett, 1998). اولین ظهور گونه *E. turriseiffelii* در زون بندی های متعدد از جمله زون بندی های Sissingh (۱۹۷۷) و Roth (۱۹۷۸) استفاده شد، جایی که به ترتیب به عنوان پایه و شروع زون های CC9 و NC10 قرار گرفته است. طبق گفته Sissingh (۱۹۷۷)، زون CC9 به ترتیب بر اساس آخرین حضور *H. albiensis* و اولین حضور گونه *C. Kennedyi* به سه زیر زون CC9a، CC9b و CC9c تقسیم می شود. در این مطالعه، گونه *C. Kennedyi* قابل تشخیص نیست، اما آخرین وقوع گونه *H. albiensis* ثبت شده است (از ۶۰ متر بالای زیرزون CC9a)، که می تواند برای تعیین قسمت بالایی زیرزون CC9a آلبین پسین /سنومانین پیشین (مرز کرتاسه پایینی/ بالایی) استفاده شود. به عبارت دیگر، آخرین حضور گونه *H. albiensis* مرز زیرزون های CC9a/ CC9b را مشخص می کند. البته استفاده از این گونه به عنوان یک رویداد زیستی محدود است، زیرا به صورت پراکنده و نادر در سراسر توالی چینه شناسی وجود دارد. لکن برای شناسایی زیر زون CC9a در بخش مورد مطالعه استفاده شد. طبق گفته Burnett (۱۹۹۸) زیر زون UC0 به رسمیت شناخته شده است. از این رو، بر اساس نشانگرهای شاخص، زیر زون CC9a می تواند معادل زیرزون UC0a از زون بندی Burnett (۱۹۹۸) باشد که در آلبین پسین / سنومانین پیشین تعریف شده است. زیرزون UC0a فاصله بین اولین حضور گونه *E. turriseiffelii* تا آخرین حضور گونه *H. albiensis* را در بر می گیرد (Burnett, 1998).

همچنین، زیرزون CC9a معادل قسمت پایینی زون NC10 است (Roth, 1978 ; Bralower et al., 1995). زون NC10 بر اساس اولین حضور گونه *C. kennedyi* به دو زیر زون (A و B) تقسیم می شود. در واقع، زیر زون های NC10A و NC10B به عنوان فاصله ای از اولین حضور گونه *E. turriseiffelii* تا اولین حضور گونه *C. kennedyi* و سپس اولین حضور گونه *L. acutus* از زون بندی Bralower و همکاران (۱۹۹۵)، متمایز شده است. بنابر این در مطالعه حاضر، بخش فوقانی زون به دلیل عدم وجود گونه های *C. kennedyi* و *L. acutus* تشخیص داده نشد، اما قاعده زون، توسط اولین حضور گونه *E. turriseiffelii* تعیین گردید. لذا سن زون تعریف شده، آلبین پسین / اوایل سنومانین است. ضخامت این زون ۱۹ متر (از ۴۱ متر تا ۶۰ متر) می باشد. به گفته Kennedy و همکاران در سال ۲۰۰۴ مرز آلبین / سنومانین (به دنبال ناهنجاری مثبت $\delta^{13}C$ بر اساس GSSP) در مونت ریسو (فرانسه) تشخیص داده شده است.

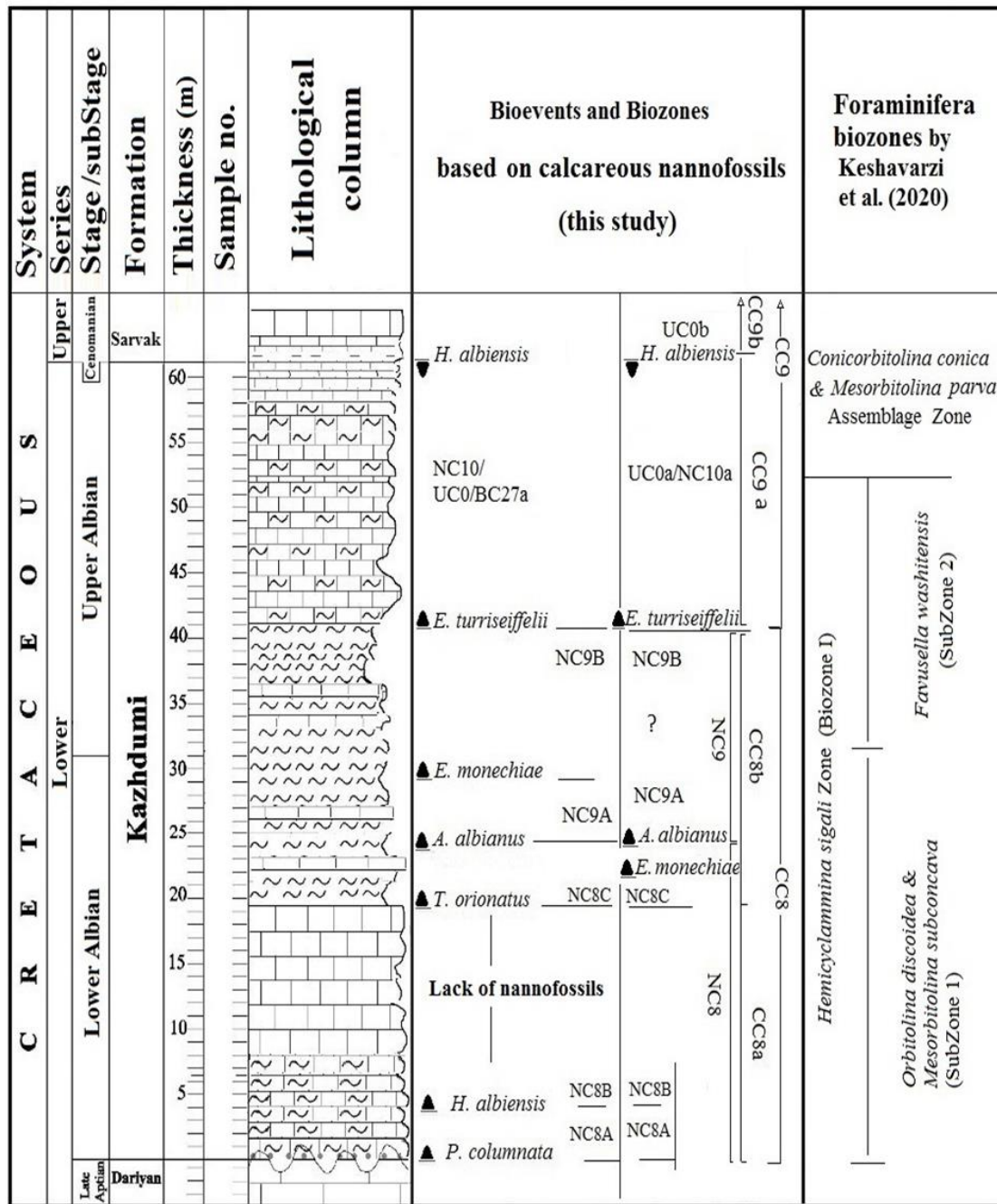
۴-۱-۳- فراوانی نانوفسیل های آهکی: پیامدهای احتمالی برای فعالیت گسلی

در مطالعه حاضر، هفت رویداد زیستی (شش رخداد بصورت اولین حضور و یک رخداد بصورت آخرین حضور) در اشکوب آلبین مشخص شد. فاصله زمانی مورد نظر همراه با رویدادهای زیستی، در حدود ۶۰ متر از لایه های رسوبی در شکل ۲ به تصویر در آمده است. در این مطالعه ۴۲ گونه نانوفسیلی شناسایی شد که برخی از گونه ها دارای مدت زمان طولانی حضور در دوره های زمین شناسی و فراوان هستند (مانند *E. turriseiffelii*) و برخی گونه ها در سراسر محدوده خود نادر هستند (مانند *Hayesites alblensis*) (شکل ۲). در این بررسی فراوانی نانوفسیل ها نیز مطالعه و محاسبه شده و در شکل ۳ نشان داده شده است. فراوانی کل نانوفسیل های آهکی (تعداد نمونه ها در یک میدان دید) بین ۰ تا ۵۰ درصد متغیر است و گونه های مشاهده شده در اسمیراسلایدها عموماً دارای حفظ شدگی خوب تا متوسط هستند. در این مطالعه مشاهده می شود که تعداد کل گونه ها (غناي گونه ای) در آلبین پیشین نسبت به آلبین پسین کاهش داشته است. در واقع، در فاصله قبل از قسمت D یا آلبین پسین، فراوانی کل، مقدار متوسط نسبتاً پایین تری را نشان می دهد (بخش های A، B و C تا ۲۵ درصد فراوانی)، در حالی که بخش B کاملاً از نانوفسیل های آهکی فقیر است. لذا به همین دلیل، اطلاعات مربوط به مواد



شکل ۳-مقایسه فراوانی کل نانوفسیل آهکی و درصد آلوکمها در سازند کژدومی در بخش مورد مطالعه.

Fig. 3. Comparison of the total abundance of calcareous nannofossils and the percentage of allochems in the Kazhdumi Formation in the study section.



شکل ۴- مقایسه بین زون‌های زیستی وابسته به نانوفسیل‌های آهکی و روزن داران در سازند کژدمی.

Fig. 4. Comparison between calcareous nannofossils and foraminifera-dependent biological zones in Kazhdumi Formation.

شده است. در مطالعه حاضر، مقایسه‌هایی بین طرح چینه‌شناسی زیستی نانوفسیل‌های آهکی و گونه‌های روزن‌دارانی که زون‌بندی را در آلبین نشان می‌دهند، انجام شده است (شکل ۴). بنابر Keshavarzi و همکاران (۲۰۲۰)، میزان ورودی مواد آلوکم در این سازند بین ۱۵ تا ۴۵ درصد است. بنابراین، کمبود و عدم وجود نانوفسیل‌ها احتمالاً می‌تواند نتیجه

مغذی و دما را در این بخش نمی‌توان به‌دست آورد (شکل ۳). در این راستا، قبلاً گزارشی از بازه زمانی آلبین پیشین تا آلبین پسین برای این سازند بر اساس روزن داران کف زی و پلاژیک توسط Keshavarzi و همکاران (۲۰۲۰) انجام شده است. در آن تحقیق، توزیع چینه‌شناسی عمودی زون‌های زیستی روزن‌داران و منحنی توزیع آلوکم‌ها در سازند کژدمی گزارش

رو می‌توان گفت که ترکیب مجموعه‌های فسیلی آنها در رسوبات، به عرض جغرافیایی هم بستگی دارد (Winter et al., 1994). در این میان، دما و مواد مغذی نیز دو پارامتری هستند که می‌توانند عمده‌تأ بطور مستقل از هم نیز عمل کنند (Herrle et al., 2003; Tiraboschi et al., 2009; Bottini and Erba, 2018). طبق نظر Bottini و Erba در سال ۲۰۱۸، شباهت‌های اقلیمی و نوسانات باروری (در غرب تیسس) در طول OAE1d (آلبین پسین) با سوابق مبتنی بر نانوفسیل‌های آهکی نشان می‌دهد که این شرایط محیطی، طولانی مدت بر اقیانوس‌ها در مقیاس جهانی تأثیر می‌گذارد. علاوه بر این، انحلال و دیازن نیز بر حفظ نانوفسیل‌ها و تجمع آنها در رسوبات دوره‌های مختلف تأثیر گذار است (Herrle et al., 2003). در مطالعه حاضر ثبت اشکوب آلبین در جنوب غرب یاسوج از شرق تیسس با خصوصیات سنگ مارن و سنگ آهک‌های متناوب همراه با شرایط اقلیمی و باروری کوتاه مدت متفاوت، مشخص می‌شود. خصوصاً، در اینجا در آلبین پیشین تا مرز آلبین پیشین / آلبین پسین، رسوبات در شرایط معتدلتر یا خنک‌تر و باروری پایین‌تر ته نشست شده‌اند. در این مطالعه، شاخص مواد مغذی با گونه‌های نانوفسیلی با باروری پایین‌تر مانند *W. barnesiae* مشخص شده است (Bornemann et al., 2005; Mutterlose et al., 2005; Tremolada et al., 2006; Tiraboschi et al., 2009) و شاخص دما با درجه حرارت خنک‌تر و سردتر بر اساس حضور گونه‌هایی مانند *Eprolithus floralis* و *Repagulum parvidentatum* مشخص می‌شود (Herrle and Mutterlose, 2003; Tiraboschi et al., 2009). اما در مرز آلبین پیشین / آلبین پسین تا آلبین پسین، رسوباتی با آبهای سطحی گرم و به طور کلی حاصلخیزتر وجود داشته است، که در این رابطه، شاخص مواد مغذی در گونه‌های نانوفسیلی با باروری بالاتر شامل گونه‌های *Zeugrhabdotus erectus*, *Biscutum constans* (Bornemann et al., 2005; Mutterlose et al., 2005; Tremolada et al., 2006; Tiraboschi et al., 2009). همچنین شاخص دمای گرم‌تر بر اساس حضور گونه‌های *Rhagodiscus asper* و *Zeugrhabdotus diplogrammus* می‌باشد (Herrle and Mutterlose, 2003; Herrle et al., 2003; Tiraboschi et al., 2009). اما در حالت کلی، داده‌ها حاکی از آن است که باروری عامل اصلی کنترل‌کننده رسوب لایه‌ها نیست و عوامل دیگری مانند تغییر عمق آب ناشی از فعالیت گسل کارزون در

ورود نسبتاً زیاد مواد آواری و یا دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی (بیش از ۲۰ درصد) در آلبین پیشین در منطقه مورد مطالعه باشد. از سوی دیگر، غنای گونه‌ای کم در آلبین پیشین نیز ممکن است به انحلال و حفظ شدگی ضعیف گونه‌ها نسبت داده شود، اگرچه وجود گونه‌های به خوبی حفظ شده - اما حساس به انحلال - مانند *Biscutum constans* و *Discorhabdus ignotus* موضوع دیگری را نشان می‌دهد. پس از آن، مقادیر بالاتر (تا حدود ۵۰٪) در سراسر آلبین پسین تا اواخر آلبین پسین شناسایی می‌شود. در واقع در اینجا، یک افزایش متوسط در فراوانی در مرز زیر زون‌های CC8b/CC9a (در ضخامت حدود ۴۰ متر) آغاز شد، که تا حدود ضخامت ۵۵ متر در آلبین پسین ادامه داشت. سپس، تغییری به سمت بالاتر، در بازه زمانی متعلق به زیر سازند سروک (۵۸-۶۰ متری) مشخص شد که با کاهش فراوانی نانوفسیل‌ها و برعکس، افزایش آلوکم‌ها همراه است. البته تمامی گونه‌های مشاهده شده در اسمیر اسلایدها (نمونه‌های ۲۰-۶۰) عامل تعیین‌کننده ای برای تعیین سن دقیق رسوبات مشاهده شده در قسمت بالایی برش مورد مطالعه است. از اینرو یکی از دلایل تغییر فراوانی گونه‌های ثبت شده می‌تواند، نوسانات مربوط به فعالیت گسل و تغییر شرایط حوضه رسوبی با کاهش عمق و افزایش دبی مواد آواری باشد.

۴-۲- تغییرات محیطی و شرایط رسوبی

اواسط دوره کرتاسه عموماً با آب و هوای گرم با شرایط گلخانه‌ای و عدم وجود صفحات یخی مشخص می‌شود، اما این بازه دارای شواهدی از زمان‌های کوتاه هوای خنک نیز است (Herrle and Mutterlose, 2003; Mutterlose et al., 2009; Bodin et al., 2015; O'Brien et al., 2017; Bottini and Erba, 2018). بازسازی محیط دیرینه و بررسی نوسانات دمایی این زمان توسط میکروفسیل‌ها انجام شده است. در میان موجودات حاضر در اقیانوس‌ها، نانوپلانکتون‌ها یکی از مهم‌ترین فونای این اکوسیستم‌ها هستند. تجمع این گروه جلبکی در رسوبات به عوامل زیادی بستگی دارد که با تغییرات ایجاد شده در هر یک از عوامل موثر زیستی، فراوانی و تنوع نانوپلانکتون‌های آهکی تغییر می‌کند. بعنوان مثال فراوانی این مجموعه‌های نانوفسیلی نه تنها به جریان‌های حرارتی اقیانوس‌ها و دی‌اکسید کربن اتمسفر، بلکه به عواملی مانند محتوای مواد مغذی، دما و سایر عوامل محیطی مانند شوری و نور بستگی دارد (Mutterlose et al., 2005; Villa et al., 2008). از این



شکل ۵- بزرگنمایی تمامی تصاویر $\times 1000$ و مقیاس ۵ میکرون است.

Fig. 5. The magnification of all figures is $1000 \times$. Scale bar is 5μ . (a) *Eiffellithus turris Eiffelii* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Reinhardt, 1965, (XPL); Sample Ash-41, (b) *Rhagodiscus angustus* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1971, (XPL); Sample Ash-60, (c) *Watznaueria barnesiae* (Black in Black and Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968, (XPL); Sample Ash-21, (d) *Watznaueria biporta* Bukry, 1969, (XPL); Sample Ash-24, (e) *Rhagodiscus asper* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1967, (XPL); Sample Ash-45, (f) *Staurolithites gausorhethium* (Hill, 1976) Varol and Girgis, 1994, (XPL); Sample Ash-27, (g) *Retecapsa angustiforata* Black, 1971, (XPL); Sample Ash-7, (h) *Eiffellithus monechiae* Crux, 1991, (XPL); Sample Ash-21, (i) *Biscutum constans* (Górka, 1957) Black in Black and Barnes, 1959, (XPL); Sample Ash-24, (j) *Eiffellithus parvus* Watkins and Bergen, 2003, (XPL); Sample Ash-44, (k) *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968, (XPL); Sample Ash-54, (l) *Retecapsa ficula* (Stover, 1966) Burnett, 1997, (XPL); Sample Ash-55, (m) *Eprolithus floralis* (Stradner, 1962) Stover, 1966, (XPL); Sample Ash-44, (n) *Zeughrabdotos erectus* (Deflandre in Fig. Fig. 5 caption continued.

Deflandre and Fert, 1954) Reinhardt, 1965, (XPL); Sample Ash-33, (o) *Zeugrhabdotus embergeri* (Noël, 1958) Perch-Nielsen, 1984, (XPL); Sample Ash-61, (p) *Calculites anfractus* (Jakubowski, 1986) Varol and Jakubowski, 1989, (XPL); Sample Ash-57, (q) *Prediscosphaera columnata* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1984, (XPL); Sample Ash-45, (r) *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown in Bown and Cooper, 1989, (XPL); Sample Ash-54, (s) *Hayesites albiensis* Manivit, 1971, (XPL); Sample Ash-42, (t) *Discorhabdus ignotus* (Górka, 1957) Perch-Nielsen, 1968, (XPL); Sample Ash-55, (u) *Zeugrhabdotus xenotus* (Stover, 1966) Burnett in Gale et al., 1996, (XPL); Sample Ash-35, (v) *Retecapsa octofenestrata* (Bralower in Bralower et al., 1989) Bown in Bown and Cooper, 1998, (XPL); Sample Ash-37, (w) *Zeugrhabdotus diplogrammus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Burnett in Gale et al., 1996, (XPL); Sample Ash-40, (x) *Tranolithus orionatus* (Reinhardt, 1966a) Reinhardt, 1966b, (XPL); Sample Ash-20, (y) *Zeugrhabdotus bicrescenticus* (Stover, 1966) Burnett in Gale et al., 1996, (XPL); Sample Ash-43, (z) *Manivitella pemmatoidea* (Deflandre in Manivit, 1965) Thierstein, 1971, (XPL); Sample Ash-53, (aa) *Eiffellithus gorkae* Reinhardt, 1965, (XPL); Sample Ash-49, (bb) *Cyclagelosphaera margerelii* Noël, 1965, (XPL); Sample Ash-45, (cc) *Helenea chastia* Worsley, 1971, (XPL); Sample Ash-22, and (dd) *Axopodorhabdus albianus* (Black, 1967) Wind and Wise 1983, (XPL); Sample Ash-24.

شده است. این زون‌های زیستی با تأکید ویژه بر ارزیابی مجدد رسوبات آلبین پیشین تا آلبین پسین که تحت تأثیر عملکرد گسل قرار گرفته‌اند، معرفی شدند. در مطالعه حاضر، رسوبات آلبین با تغییرات قابل توجهی در حاصلخیزی و دمای آب‌های سطحی مطابقت دارند، بنابراین آب‌های سطحی گرم و حاصلخیز برای رسوبات مرزی آلبین پیشین/پسین تا آلبین پسین و شرایط حاصلخیز پایین برای نهشته‌های آلبین پیشین بازسازی شدند. در این راستا، فراوانی نانوفسیل‌های آهکی در آلبین پسین به ۵۰ درصد افزایش یافت که با کاهش مواد آواری همراه بود. اما در اواخر آلبین به دلیل تأثیر فعالیت گسلی، مواد آواری افزایش یافته و در مقابل، فراوانی نانوفسیل‌ها کاهش یافته است (تا حدود صفر). بیشترین فراوانی نانوفسیل‌ها مانند *E. turriseiffelii* (در حدود ضخامت ۴۱ متر) دلیلی برای کاهش مواد مغذی است، در حالی که گونه *H. albiensis* حداقل درصد فراوانی (در حدود ضخامت ۵۶ متر) را نشان می‌دهد. از اینرو، بازسازی محیط گذشته بر اساس داده‌های چینه‌شناسی زیستی و چینه‌شناسی سنگی می‌تواند تابعی از فعالیت‌های زمین ساختی مرتبط با گسل کازرون در منطقه مورد مطالعه باشد.

تشکر و قدردانی

نویسندگان از سردبیر مجله و تمامی داوران محترم، همچنین دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره) به جهت قرار دادن امکانات، تشکر و قدردانی می‌نمایند.

اوایل آلبین پیشین تا اواسط آلبین و همچنین آب و هوای گرم در آلبین پسین نقش دارد. در آلبین پسین که تغییرات سنگ چینه‌ای در سازند کژدمی مشاهده می‌شود، دوره‌ای از شرایط اوتروفیک با افزایش باروری است که با کاهش عمق دریا همراه می‌باشد. در این رابطه، فعالیت تکتونیک در منطقه مورد مطالعه را می‌توان به صورت رخساره‌های سنگی متناوب از واحدهای سنگ‌شناسی کم عمق و واحدهای سنگ‌شناسی دریایی باز (عمیق) و توزیع چینه‌شناسی مجموعه‌های نانوفسیل آهکی به عنوان زون‌های زیستی مختلف ثبت کرد. از این رو می‌توان گفت که بازسازی محیط دیرینه در این مطالعه تابعی از فعالیت‌های زمین ساختی مربوط به گسل کازرون می‌باشد. در واقع، در این مطالعه، مجموعه‌ای از داده‌های چینه‌شناسی زیستی و چینه‌شناسی سنگی می‌تواند، احتمالاً به عنوان شاهدی جهت بررسی تغییر شرایط حوضه رسوبی و همچنین تفسیر فعالیت گسل کازرون مورد استفاده قرار گیرد.

۵- نتیجه گیری

نتایج چینه‌شناسی زیستی بدست آمده بر اساس مطالعه مجموعه نمونه‌های برداشت شده از برش مورد بررسی از سازند کژدمی در قسمتی از زون ایزه، در حوضه زاگرس در جنوب غرب ایران است. در این مطالعه، زون‌های زیستی ارائه شده، توسط نانوفسیل‌های آهکی کالیبره شده‌اند و بر اساس، گونه‌های شاخص نانوفسیلی، بازه زمانی آلبین برای سازند کژدمی ارزیابی

مراجع

Afghah, M., Keshavarzi, M., Parvaneh Nejad Shirazi, M., 2014. Paleoecology of Kazhdumi formation in Rahmat Mountains. Proceeding of 32nd National and 1st International Geosciences Congress Fundamental st Geology, Iran Mashhad, 16-19 Feb, pp. 37-40.

- Afghah, M., Fadaei, H.R., 2015. Biostratigraphy of Cenomanian succession in Zagros area (southwest Iran). *Geosciences Journal* 19(2), 257–271. <https://doi.org/10.1007/s12303-014-0045-3>
- Berberian, M., 1995. Master Blind Thrust Faults Hidden under the Zagros Folds: Active Basement Tectonics and Surface Morphotectonics. *Tectonophysics Journal* 241, 193–224. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00185-C](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00185-C)
- Bodin, S., Meissner, P., Janssen, N.M., Steuber, T., Mutterlose, J., 2015. Large igneous provinces and organic carbon burial: Controls on global temperature and continental weathering during the Early Cretaceous. *Global and Planetary Change* 133, 238–253. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.09.001>
- Bown, P.R., 1998. *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*, British Micropalaeontological Society Publication Series, Chapman and Hall (Kluwer Academic Publishers) 1–315.
- Bown, P.R., Rutledge, D.C., Crux, J.A., Gallagher, L.T., 1998. Lower Cretaceous. In: Bown, P.R., (Ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publication Series. pp. 86–131.
- Bown, P.R., Young, J.R., 1998. Techniques. In: Bown, P.R. (Ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publications Series, Chapman and Hall (Kluwer Academic Publishers), London, pp.16–28.
- Bornemann, A., Pross, J., Reichelt, K., Herrle, J.O., Hemleben, C., Mutterlose, J., 2005. Reconstruction of short term palaeoceanographic changes during the formation of the Late Albian – Niveau Breistroffer – black shales (Oceanic Anoxic Event 1d, SE France). *Journal of the Geological Society* 162, 623–639. <https://doi.org/10.1144/0016-764903-171>
- Bottini, C., Erba, E., 2018. Mid-Cretaceous paleoenvironmental changes in the western Tethys. *Climate of the Past*, 14, 1147–1163. <https://doi.org/10.5194/cp-14-1147-2018>
- Bralower, T.J., Leckie, R.M., Sliter, W.V., Thierstein, H.R., 1995. An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P., Hardenbol, J., (Eds.). *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. SEPM special publication 54, 65–79.
- Burnett, J.A., 1998. Upper Cretaceous. In: Bown, P.R. (Ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontology Society Publications Series, Kluwer Academic Publishers, London, pp.132–199.
- Eghtesadi, T., Ghadimv, K.N., Taati, F., 2010. Facies Analysis, Depositional Environments and Diagenesis of the Sarvak Formation in Azadegan oil field. The 1st International Applied Geological Congress, Department of Geology, Islamic Azad University, Mashad Branch, Iran. pp. 2055–2062.
- Ghavidel Syooki, M., 1979. Palynological environmental age determination of Dariyan Formation, NIOC, Exploration and Technology Division, Tehran.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Agterberg, F.P., Bleeker, W., Cooper, R.A., Davydov, V., et al. 2004. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press. p. 589.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G., 2012. *The Geologic Time Scale 2012*, 1st edition. Elsevier, Boston. p. 1176.
- Herrle, J.O., Mutterlose, J., 2003. Calcareous nannofossils from the Aptian–Lower Albian southeast France: paleoecological and biostratigraphic implication. *Cretaceous Research* 24, 1–22. [https://doi.org/10.1016/S0195-6671\(03\)00023-5](https://doi.org/10.1016/S0195-6671(03)00023-5)
- Herrle, J.O., Pross, J., Friedrich, O., Kössler, P., Hemleben, C., 2003. Forcing mechanisms for Mid-Cretaceous black shale formation: Evidence from the upper Aptian and lower Albian of the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 190, 399–426. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00616-8](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00616-8)
- Homke, S., Serra-Kiel, J., Bernaola, G., Sharp, I., 2004. Late Cretaceous–Paleocene formation of the Proto–Zagros Foreland Basin, Lurestan Province, SW Iran. *Geological Society of America Bulletin* 121(7), 963–978. <https://doi.org/10.1130/B26035.1>
- James, G.A., Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area, *American Association of Petroleum Geologists bulletin* 49, 2182–2245. <https://doi.org/10.1306/A663388A-16C0-11D7-8645000102C1865D>
- Kennedy, W.J., Gale, A.S., Lees, J.A., Caron, M., 2004. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Cenomanian Stage, Mont Risou, Hautes-Alpes, France. *Episodes* 27(1), 21–32. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2004/v27i1/003>

- Keshavarzi, M., Afghah, M., Asadi, A., Parvaneh Nejad Shirazi, M., 2020. Albian Biozonation and Facies Analysis of the west of Shiraz (Nour Abad area, Southwest Iran). *Himalayan Geology* 41, 105–114. <http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-85081020937andpartnerID=MN8TOARS>
- Manivit, H., Perch-Nielsen, K., Prins, B., Verbeek, J.W., 1977. Mid Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, B 80(3), 169–181.
- Motiei, H., 1995. *Petroleum Geology of Zagros*. Geological Survey of Iran Publication, Tehran. p. 589.
- Mutterlose, J., Bornemann, A., Herrle, J.O., 2005. Mesozoic calcareous nannofossils-state of the art. *Palaontologische Zeitschrift* 79, 113–133. <https://doi.org/10.1007/BF03021757>
- Mutterlose, J., Bornemann, A., Herrle, J., 2009. The Aptian–Albian cold snap: Evidence for “mid” Cretaceous icehouse interludes. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 252, 217–225. <https://doi.org/10.1127/0077-7749/2009/0252-0217>
- O'Brien, C.L., Robinson, S.A., Pancost, R.D., Damsté, J.S.S., Schouten, S., Lunt, D.J., et al. 2017. Cretaceous sea-surface temperature evolution: Constraints from TEX86 and planktonic foraminiferal oxygen isotopes. *Earth-Science Reviews* 172, 224–247. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.012>
- Parvaneh Nejad Shirazi, M., 2009. Albian–Cenomanian Zonation (Foraminifers and Calcareous Algae) in the Northern Fars, Iran. *American Journal of Applied Sciences* 6(4), 709–714. <https://doi.org/10.3844/ajas.2009.709.714>
- Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, pp.329–427.
- Roth, P.H., 1978. Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the Northwestern Atlantic Ocean. *Initial Report Deep Sea Drilling Project* 44, 731–59. <https://doi.org/10.2973/DSDP.PROC.44.134.1978>
- Setudehnia, A., 1976. The Mesozoic Sequence in SW Iran and adjacent area. *Journal of Petroleum Geology* 1, 3–42. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1978.tb00599.x>
- Sherkati, S., Letouzey, J., 2004. Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. *Marine and Petroleum Geology* 21, 535–554. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.01.007>
- Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie en Mijnbouw* 56 (1), 37–65.
- Templeton, R.S., 1975. Kazhdumi shale and limestone alternations definition of Kazhdumi Formation. NIOC, Technical report No 289.
- Thierstein, H.R., 1971. Tentative Lower Cretaceous nannoplankton zonation. *Eclogae Geologicae Helveticae* 64, 459–488.
- Tiraboschi, D., Erba, E., Jenkyns, H.C., 2009. Origin of rhythmic Albian black shales (Piobbico core, central Italy) Calcareous nannofossil quantitative and statistical analysis and paleoceanographic reconstructions. *Paleoceanography* 24, PA2222. <https://doi.org/10.1029/2008PA001670>
- Tremolada, F., Erba, E., Bralower, T.J., 2006. Late Barremian to Early Aptian calcareous nannofossil paleoceanography and paleoecology from the Ocean Drilling Program Hole 641C (Galicia Margin). *Cretaceous Research* 87, 887–897. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2006.04.007>
- Villa, G., Fioroni, C., Pea, L., Bohaty, S.M., Persico, D., 2008. Middle Eocene-late Oligocene climate variability: Calcareous nannofossil response at Kerguelen Plateau, Site 748. *Marine Micropaleontology* 69, 173–192. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2008.07.006>
- Winter, A., Jordan, R.W., Roth, P.H., 1994. Biostratigraphy of living coccolithophorids in Ocean waters. In: Winter, A., Siesser, W.G. (Eds.), *Coccolithophores*: Cambridge University Press, pp.161–178.
- Wynd, J.G. 1965. Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area, IOOC report no.108289.