



Research Article

Sequence stratigraphy and facies analysis of the Gachsaran formation in Bostaneh Anticline, Northwest of Bandar- e Lengeh

Jahanbakhsh Daneshian¹ * , Rezvan Pourchangiz¹, Seyed Ali Moallemi², Elham Asadi Mehmandosti¹

1-Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

2-National Iranian Oil Company (NIOC), Tehran, Iran

Received: 21 Sep 2024 Accepted: 13 Dec 2025

Extended Abstract

Introduction

The Gachsaran Formation, known as the cap rock of the Asmari oil reservoirs, is the first formation of the Fars Group within the Zagros Basin and extends from the Dezful-Lurestan embayment to the Persian Gulf Basin. In the Fars province, the Gachsaran Formation shows significant variations in thickness, lithological characteristics, and fossil content particularly foraminifera compared to other parts of the Zagros. James and Wynd (1965) divided this formation into three members: Chehel, Champeh, and Mol. The Gachsaran Formation was deposited in two separate basins (the main and northern salt basin, and the southern Persian Gulf salt basin), which are not time-equivalent. Previous studies on this formation have primarily focused on geophysical properties, diagenesis, and sediment geochemistry, and relatively limited information is available regarding its sequence stratigraphy. Given the scarcity of such studies, detailed investigation of microfacies, depositional environment, and sequence stratigraphy can contribute to a better understanding of this formation and enhance exploration knowledge in the region. Accordingly, a subsurface stratigraphic section within the Bostaneh anticline, located in the southern salt basin of the Persian Gulf, was selected and studied. The Gachsaran Formation does not crop out in the study area; the subsurface section is situated at the core of the anticline, where the deposits of the Mishan Formation are exposed.

Materials and Methods

A total of 446 thin sections from 1288 meters of the Gachsaran Formation, obtained as drill cuttings, were examined in this study. The stratigraphic column of the studied section was constructed by integrating laboratory data with gamma-ray well logs and correlating these with the plotted composite log. Subsequently, microfacies analysis and sequence differentiation were carried out following the methodology of Flugel (2010). Carbonate rock nomenclature was based on the Dunham (1962) classification, while facies belt comparisons were made according to Flugel (2010). Sequence-stratigraphic analysis was performed using the approaches of Hunt and Tucker (1992, 1995) and was correlated with the tectonostratigraphic megasequences proposed by Sharland et al. (2001). Gamma-ray logs were also employed to refine and accurately delineate certain lithological and sequence boundaries.

Citation: Daneshian, J. et al, 2026. Sequence stratigraphy and facies analysis of the Gachsaran formation in Bostaneh Anticline, *Res. Earth. Sci:* 16(4), (1-16) DOI: 10.48308/esrj.2026.204842.0

* Corresponding author E-mail address: daneshian@khu.ac.ir



Results and Discussion

Stratigraphy: In the Bostaneh Anticline, the Gachsaran Formation, with a total thickness of 1,288 meters, is subdivided into the Chehel (1087 m), Champeh (170 m), and Mol (31 m) members. This formation consists of alternating layers of salt, anhydrite, limestone, argillaceous limestone, and marl, and it conformably overlies the Pabdeh Formation and underlies the Mishan Formation. Paleontological investigations resulted in the identification of 32 genera and 47 species of foraminifera. The presence of key index fossils such as *Borelis melo curdica*, *Austrorillina howchini*, *Peneroplis evolutus*, *Globorotalia praescitula*, and *Miogypsina* sp. confirms an Early Miocene (Aquitanian–Burdigalian) age for this section.

Microfacies and Depositional Environment: Microscopic analyses led to the identification of five main microfacies, which belong to two major depositional environments: peritidal (Sabkha) and lagoonal settings.

Peritidal Microfacies

A) Alternating evaporite and mudstone layers:

This microfacies contains diverse anhydrite textures including laminated, lath-shaped, dispersed and isolated evaporitic crystals, needle-shaped, and swallowtail structures indicating highly evaporative conditions characteristic of peritidal Sabkha environments. The rhythmic alternation of layers reflects short-term fluctuations in relative water level. This microfacies corresponds to RMF25 of Flugel (2010).

B) Mudstone microfacies:

The dominant matrix is micrite with a mudstone texture, containing less than 1% carbonate and non-carbonate allochems. The absence of faunal diversity, together with the presence of iron oxide and detrital particles, suggests deposition in a very shallow, restricted environment with limited water circulation, likely a coastal Sabkha. This microfacies resembles RMF19 of Flugel (2010).

Lagoonal Microfacies

C) Miliolid wackestone:

The presence of porcelaneous foraminifera (e.g., miliolids) within a micritic matrix indicates deposition in a semi-enclosed, low-energy lagoon. This microfacies corresponds to RMF16 of Flugel (2010).

D) Bioclastic peloidal packstone-wackestone:

The presence of peloids and hyaline foraminifera within a micritic-sparry matrix suggests deposition in the middle parts of the lagoon. This microfacies is comparable to RMF20 of Flugel (2010).

E) Bioclastic wackestone-packstone:

An increased abundance of hyaline foraminifera suggests deposition in the outer lagoon, near sand shoals. This microfacies also corresponds to RMF20 of Flugel (2010).

Overall, the microfacies in the studied section transition gradually from one to another. This, together with the absence of reefal structures, as well as the lack of cortoids, oncoids, pisoids, and aggregate grains features typically associated with carbonate shelf settings and the absence of slump or gravity-induced deposits, indicates that sedimentation took place on a carbonate ramp comprising peritidal and lagoonal environments.

Sequence Stratigraphy: Based on relative sea-level variations and paleoenvironmental interpretations, two depositional sequences and three sequence boundaries (two SB1 and one SB2) were identified.

The first sequence, with a thickness of 1013 meters, includes LST, TST, and HST systems tracts and is bounded by SB1 and SB2. It begins with evaporitic and carbonate deposits of the Chehel Member. The upward increase in benthic foraminifera and miliolid abundance particularly within the TST and HST reflects variations in water depth and depositional energy. The transgressive surface (TS) and maximum flooding surface (MFS) occur at approximately 608 m and 538 m, respectively. These surfaces are identifiable on the gamma-ray log through distinct API shifts, with a marked decrease indicating the TS and an increase corresponding to the MFS.

The second sequence, with a thickness of 74 meters, contains TST and HST systems tracts and extends from the upper part of the Champeh Member into the deposits of the Mol Member.

The results of this study correlate well with the Ap11 tectonostratigraphic megasequence and the Ng10 and Ng20 maximum flooding surfaces proposed by Sharland et al. (2001). Although this research focuses on a single stratigraphic section, it provides a valuable foundation for future investigations and for developing a comprehensive analysis of the sedimentary basin.

Conclusion

The Gachsaran Formation in the Bostaneh Anticline section, with a total thickness of 1288 meters, comprises the Chehel, Champeh, and Mol members. In the studied subsurface interval, the formation consists of alternating layers of limestone, argillaceous limestone, marl, anhydrite, and a considerable thickness of salt, and it is stratigraphically positioned between the overlying Mishan Formation and the underlying Pabdeh Formation.

Microfacies analysis reveals five major microfacies, including evaporite-mudstone alternations, mudstone, miliolid wackestone, bioclastic-peloidal packstone-wackestone, and bioclastic wackestone-packstone, representing deposition in peritidal to lagoonal environments. The absence of cortoids, oncoids, pisoids, and aggregate grains features typical of carbonate shelf settings supports a carbonate ramp as the depositional model for this formation.

Sequence stratigraphic interpretations, integrated with paleontological evidence, demonstrate the presence of two depositional sequences: a lower complete sequence consisting of LST, TST, and HST, and an upper sequence comprising TST and HST. Additionally, three sequence boundaries were identified (two SB1 and one SB2).

The stratigraphic succession at this section correlates well with the Ap11 tectonostratigraphic megasequence and the maximum flooding surfaces Ng10 and Ng20 defined by Sharland et al. (2001). Although this investigation focuses on a single section, it provides a robust basis for future regional studies and contributes to a more comprehensive understanding of the sedimentary evolution of the basin.

Keywords: Sequence stratigraphy, Microfacies, Sedimentary environment, Gachsaran Formation, Bandar-e Lengeh.

چینه‌نگاری سکانسی و تحلیل رخساره‌ای سازند گچساران در تاق‌دیس بستانه، شمال غرب بندرلنگه

جهانبخش دانشیان^{۱*} , رضوان پورچنگیز^۱، سید علی معلمی^۲، الهام اسدی مهماندوستی^۱

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

۲- پژوهشکده ازدیاد برداشت از مخازن نفت و گاز، تهران، ایران

(پژوهشی) دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۰۶/۳۱ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۴/۰۹/۲۲

چکیده گسترده

مقدمه

سازند گچساران به عنوان پوش سنگ مخازن نفتی آسماری، نخستین سازند گروه فارس در حوضه‌ی زاگرس است که در مناطق فروافتادگی دزفول- لرستان تا حوضه خلیج فارس گسترش دارد سازند گچساران در فارس تفاوت زیادی را از لحاظ ضخامت، خصوصیات سنگ‌شناسی و محتویات فسیلی به ویژه فرامینفرها با دیگر نقاط زاگرس نشان می‌دهد و توسط جیمز و وایند (James and Wynd, 1965) به سه عضو چهل، چمپه و مول تقسیم شده است. سازند گچساران در دو حوضه جداگانه (حوضه نمکی اصلی و شمالی و حوضه نمکی جنوبی خلیج فارس) نهشته شده است که این دو حوضه فاقد همزمانی هستند؛ مطالعات انجام شده بر روی این سازند بیشتر مربوط به خواص ژئوفیزیکی، دیاژنز و ژئوشیمی رسوبات بوده و اطلاعات نسبتاً کمی از لحاظ چینه‌نگاری سکانسی وجود دارد. با توجه به مطالعات محدودی که در این زمینه بر روی سازند گچساران انجام شده است مطالعه دقیق ریزرخساره‌ها، تعیین محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی آن می‌تواند در شناخت هر چه بهتر این سازند و توسعه دانش اکتشافی در این منطقه کمک نماید. به همین منظور یک برش چینه‌شناسی تحت الارضی در تاق‌دیس بستانه در حوضه نمکی جنوبی خلیج فارس انتخاب و مطالعه شده است. سازند گچساران در محدوده مورد مطالعه در سطح رخنمون ندارد. محل برش تحت الارضی در مرکز تاق‌دیس و جایی که نهشته‌های سازند میشان رخنمون دارند، می‌باشد.

مواد و روش‌ها

در این مطالعه، از ۱۲۸۸ متر نهشته‌های سازند گچساران که به صورت خرده‌های حفاری نمونه‌برداری شده، در مجموع ۴۴۶ مقطع نازک مورد مطالعه قرار گرفت. با ترکیب داده‌های آزمایشگاهی، نمودارهای چاه‌پیمایی گاما و انطباق آن‌ها با نمودارهای ترسیمی چاه، ستون چینه‌شناسی برش مورد مطالعه ترسیم شد. سپس، مطالعه ریزرخساره‌ها و تفکیک سکانس‌ها بر اساس روش فلوگل (Flugel, 2010) انجام شد. برای نامگذاری سنگ‌های کربناته نیز از طبقه‌بندی دانهام (Dunham, 1962) و جهت مقایسه کمربندهای رخساره‌ای از فلوگل (Flugel, 2010) استفاده شد. برای تحلیل چینه‌نگاری سکانسی، از روش‌های هانت و تاگر (Hunt and Tucker, 1992, 1995) بهره گرفته شد و با ابر سکانس‌های تکتونیکی شارلند و همکاران (Sharland et al, 2001) مقایسه شد. برای تعیین دقیق بعضی از مرزهای سنگی و سکانسی از نمودار گاما نیز کمک گرفته شد.

استناد: دانشیان، ج. و همکاران، ۱۴۰۴. چینه‌نگاری سکانسی و تحلیل رخساره‌ای سازند گچساران در تاق‌دیس بستانه، پژوهشهای دانش

زمین: ۱۶ (۴)، (۱-۱۶)، DOI: 10.48308/esrj.2026.204842.0

نتایج و بحث

چینه‌شناسی: سازند گچساران در تاق‌دیس بستانه با ضخامت کلی ۱۲۸۸ متر به سه عضو چهل (۱۰۸۷ متر)، چمپه (۱۷۰ متر) و مول (۳۱ متر) تقسیم می‌شود. این سازند متشکل از تناوبی از سنگ‌های نمک، انیدریت، سنگ آهک، آهک رسی و مارن است و بر روی سازند پابده و در زیر سازند میشان قرار دارد. مطالعات دیرینه‌شناسی منجر به شناسایی ۳۲ جنس و ۴۷ گونه از فرامینیفرها شد. حضور شاخص‌هایی مانند *Borelis melo curdica*، *Austrotrillina howchini*، *Peneroplis evolutus*، *Globorotalia praescitula* و *Miogypsina* sp. سن میوسن پیشین (اکیتانین - بوردیگالین) را برای این برش تأیید می‌کند. ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی: مطالعات میکروسکوپی انجام شده، منجر به شناسایی ۵ ریزرخساره اصلی شد که در دو کمر بند رخساره‌ای اصلی شامل پهنه‌های پیرامون جزرومدی (سبخا) و محیط لاگون، ته نشست یافته‌اند. رخساره‌های پهنه‌ی پیرامون جزرومدی شامل: تناوب لایه‌های تبخیری و مادستون (A): بافت‌های متنوع انیدریت (بافت‌های لایه‌ای، الواری، بلورهای تبخیری پراکنده و منفرد، سوزنی شکل، دم چلچله‌ای و...) نشان‌دهنده‌ی محیطی با تبخیر شدید در نواحی پیرامون جزرومدی (سبخا) است. تناوب لایه‌ها حاکی از نوسانات کوتاه‌مدت سطح آب است. چنین رخساره‌ای با RMF25 فلوگل (Flugel, 2010) قابل مقایسه است. رخساره مادستون (B): در این رخساره زمینه اصلی سنگ را میکرایت تشکیل داده و بافت آن مادستون می‌باشد، آلوکم‌های کربناته و غیرکربناته به مقدار کم‌تر از ۱ درصد در این رخساره یافت می‌شوند. فقدان تنوع فونایی و وجود اکسید آهن و ذرات تخریبی، این رخساره را به محیطی بسیار کم‌عمق با چرخش محدود آب نسبت می‌دهد که احتمالاً در سبخای ساحلی تشکیل شده است. این رخساره شباهت با RMF19 فلوگل (Flugel, 2010) دارد. رخساره‌های محیط لاگون شامل: رخساره وکستون حاوی میلیولید (C): حضور فرامینیفرهای پورسلانوز (مانند میلیولیدها) در یک زمینه میکرایتی، محیط لاگون نیمه‌محصور و کم‌انرژی را نشان می‌دهد. این رخساره با RMF16 فلوگل (Flugel, 2010) شباهت دارد. رخساره پکستون-وکستون حاوی فسیل و پلوئید (D): وجود پلوئیدها و فرامینیفرهای هیالین در یک زمینه میکرایتی - اسپاری، نشانگر بخش‌های میانی لاگون است. چنین رخساره‌ای با RMF20 فلوگل (Flugel, 2010) شباهت دارد. رخساره پکستون-وکستون حاوی بیوکلاست (E): افزایش فرامینیفرهای هیالین، این رخساره را به بخش‌های بیرونی‌تر لاگون، (نزدیک به پشته‌های ماسه‌ای)، مرتبط می‌کند. چنین رخساره‌ای با RMF20 فلوگل (Flugel, 2010) شباهت دارد. ریزرخساره‌های تشخیص داده شده در برش مورد مطالعه عموماً به صورت تدریجی و آرام به رخساره‌های بعدی تغییر می‌یابند. این ویژگی به همراه عدم وجود ساختارهای ریفی، نبود کرتوئیدها، آنکوئیدها، پیزوئیدها و دانه‌های تجمعی که بیش‌تر خاص محیط‌های شلف کربناته بوده (Flugel, 2010) و همچنین عدم وجود رخساره‌های ریزشی و لغزشی که بیانگر شیب بالای محیط رسوبی در هنگام رسوبگذاری می‌باشند، ته نشست این رسوبات در یک رمپ کربناته است که شامل محیط‌های اصلی، پهنه‌های پیرامون جزرومدی و لاگون می‌باشد.

چینه‌نگاری سکانسی: در این پژوهش، با هدف تحلیل تغییرات سطح نسبی آب دریا و تفسیر شرایط دیرینه‌محیطی، دو سکانس رسوبی و سه مرز سکانسی (دو مرز نوع اول و یک مرز نوع دوم) شناسایی شده است. سکانس اول با ضخامت ۱۰۱۳ متر شامل سه سیستم ترکت LST، TST و HST است که به ترتیب با مرزهای SB1 و SB2 محدود می‌شوند. این سکانس از نهشته‌های تبخیری و آهکی عضو چهل آغاز شده و با افزایش فسیل‌های فرامینیفر کفزی و میلیولیدها، به ویژه در سیستم ترکت‌های TST و HST، تغییرات عمق و انرژی محیط رسوبی را بازتاب می‌دهد. سطح پیشروی آب دریا (TS) و سطح حداکثر غرقابی (MFS) به ترتیب در عمق‌های ۶۰۸ و ۵۳۸ متری قرار دارند که بر روی نمودار لاگ گاما با تغییرات مشخص مقدار API قابل شناسایی هستند؛ به گونه‌ای که کاهش چشمگیر API سطح TS و افزایش آن سطح MFS را نشان می‌دهد. سکانس دوم با ضخامت ۷۴ متر شامل سیستم‌ترکت‌های TST و HST بوده که از بخش بالایی عضو چمپه آغاز شده و به نهشته‌های عضو مول می‌رسد. نتایج این مطالعه با ابرسکانس چینه‌نگاری تکتونیکي Ap11 و سطوح حداکثر غرقابی Ng10 و Ng20 در مدل شارلند و همکاران (Sharland et al, 2001) تطابق دارد. اگرچه این پژوهش تنها بر یک برش متمرکز است، اما می‌تواند به عنوان پایه‌ای برای مطالعات آینده و تحلیل جامع حوضه رسوبی مورد استفاده قرار گیرد.

نتیجه‌گیری

سازند گچساران در برش تاق‌دیس بستانه با ضخامت ۱۲۸۸ متر به سه عضو چهل، چمپه و مول تقسیم می‌گردد. در برش تحت الارضی مورد مطالعه سازند گچساران شامل تناوبی از لایه‌های آهکی، آهک رسی، مارن و لایه‌های انیدریتی و همچنین ضخامت زیادی نمک می‌باشد که در زیر سازند میشان و روی سازند پابده قرار دارد. مطالعه‌ی ریزرخساره‌ای نمونه‌ها و مقایسه آن‌ها با رخساره‌های استاندارد فلوگل (Flugel, 2010) نشان می‌دهد که سازند گچساران شامل تناوبی از لایه‌های تبخیری به همراه مادستون، وکستون حاوی میلیولید، پکستون- وکستون حاوی بیوکلاست و پلوئید و وکستون حاوی بیوکلاست می‌باشد که به کمربندهای رخساره‌ای پهنه‌ی پیرامون جزرو مدی و لاگونی تعلق دارد. بر این اساس و به واسطه عدم مشاهده کورتوئیدها، آنکوئیدها، پیژوئیدها و دانه‌های تجمعی که خاص محیط‌های شلف کربناته می‌باشند، مدل رسوبی نهشته‌ها یک رمپ تشخیص داده شد. همچنین مطالعات چینه‌نگاری سکانسی با تأکید بر شواهد فسیل‌شناسی، منجر به شناسایی دو سکانس رسوبی متشکل از یک سکانس رسوبی کامل در قاعده شامل سیستم ترک‌های (LST, TST, HST) و یک سکانس شامل (TST, HST) شد. همچنین سه مرز سکانسی (دو مرز سکانسی نوع اول و یک مرز سکانسی نوع دوم) نیز تعیین شد. این برش با ابرسکانس چینه نگاری تکتونیک Ap11 و حداکثر سطح غرقایی (Maximum Flooding Surface) Ng10 و Ng20 شارلند و همکاران (Sharland et al, 2001) قابل مقایسه است.

واژگان کلیدی: چینه‌نگاری سکانسی، ریزرخساره، محیط رسوبی، سازند گچساران، بندر لنگه.

مقدمه

افتادگی دزفول است و از نظر سنی با رسوبات سازند گچساران هم ارزی چندانی ندارد. رسوبات این حوضه در چاه‌های مختلف جنوب خلیج فارس در جزیره‌ی قشم و در حوالی بندر بستانه حفاری شده است. سنگ‌شناسی سازند گچساران در این حوضه شامل ضخامت‌های زیاد نمک و لایه‌های انیدریت و مارن می‌باشد. حداکثر ضخامت آن در چاه شماره ۱ مبارک واقع در خلیج فارس بیش از ۱۲۰۰ متر بوده و در بستانه به ۱۰۰۰ متر می‌رسد. بخش زیرین سازند گچساران در این حوضه بیشتر مشتمل بر نمک و بخش‌های بالایی شامل انیدریت و مارن‌های خاکستری نازک لایه می‌باشد. حد زیرین آن سازند پابده و حد بالایی آن سازند میشان است. در این ناحیه رسوبات سازند آسماری دیده نمی‌شود. این دو حوضه فاقد همزمانی هستند (مطیعی، ۱۳۷۲). در این مطالعه سازند گچساران در برش تحت الارضی تاق‌دیس بستانه مورد بررسی دقیق قرار می‌گیرد. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که مطالعات انجام شده بر روی این سازند بیشتر مربوط به خواص ژئوفیزیکی، دیاژنز و ژئوشیمی رسوبات بوده (Bahroudi and Koyi, 2004; Bahadori et al, 2011) و اطلاعات نسبتاً کمی از لحاظ چینه‌نگاری سکانسی وجود دارد. چینه‌نگاری زیستی، سکانسی و ریزرخساره‌های بخش‌های چمپه و مول

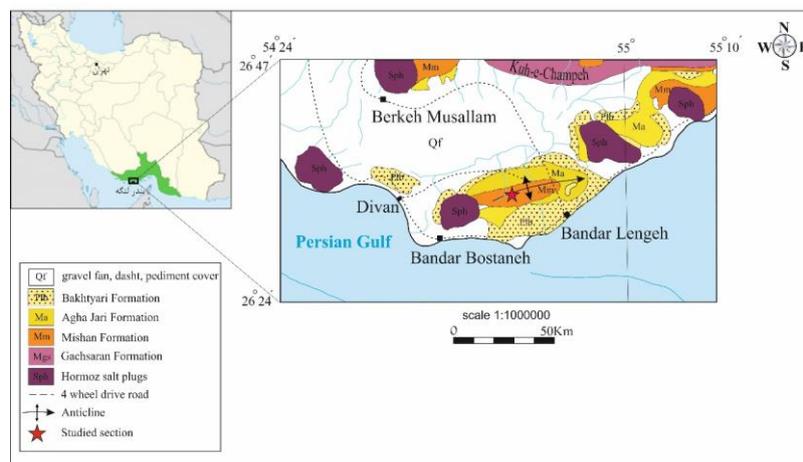
سازند گچساران به عنوان پوش سنگ مخازن نفتی آسماری، نخستین سازند گروه فارس در حوضه‌ی زاگرس است که در مناطق فروافتادگی دزفول - لرستان تا حوضه خلیج فارس گسترش دارد. لیتولوژی و ضخامت عضوهای آن متفاوت بوده و سن آن نیز متغیر است. در بیشتر مناطق نیز امکان تفکیک عضوهایی که برای این سازند تعریف شده، وجود ندارد (آقابیاتی، ۱۳۸۹). سازند گچساران در فارس تفاوت زیادی را از لحاظ ضخامت، خصوصیات سنگ‌شناسی و محتویات فسیلی به ویژه فرامینیفرها با دیگر نقاط زاگرس نشان می‌دهد و توسط جیمز و وایند (James and Wynd, 1965) به سه عضو چهل، چمپه و مول تقسیم شده است. سازند گچساران در دو حوضه جداگانه نهشته شده است؛ حوضه نمکی اصلی و شمالی همزمان با فعالیت‌های تکتونیک و در حوضه فورلند زاگرس طی چین‌خوردگی فعال و در زیر حوضه‌هایی با چرخش محدود آب نهشته شده است (Berberian and King, 1981; Koop and Stoneley, 1982; Beydoun et al, 1992). این حوضه دارای شکلی طویل است که حد جنوبی آن تقریباً گسل کازرون و حد شمالی آن تقریباً در ارتفاعات زاگرس است؛ حوضه نمکی جنوبی خلیج فارس که حوضه‌ای منفک از فرو

فارس واقع است. سازند گچساران در محدوده مورد مطالعه در سطح رخنمون ندارد. محل برش تحت الارضی در مرکز تاقدیس و جایی که نهشته‌های سازند میشان رخنمون دارند، می‌باشد. مختصات جغرافیایی آن ۵۴ درجه و ۴۸ دقیقه و ۱۰ ثانیه طول شرقی و ۲۶ درجه و ۳۵ دقیقه و ۲۷ ثانیه عرض شمالی است (شکل ۱).

مواد و روش‌ها

به طور کلی از ۱۲۸۸ متر نهشته‌های سازند گچساران که به صورت خرده‌های حفاری نمونه‌برداری شده، در مجموع ۴۴۶ مقطع نازک مورد مطالعه قرار گرفت. سپس بر اساس داده‌های بدست آمده از مطالعات آزمایشگاهی و تلفیق آن‌ها با یکدیگر و تجزیه و تحلیل آن‌ها، همچنین بررسی نمودارهای چاه پیمایی گاما و انطباق آن‌ها با نمودارهای ترسیمی چاه، ستون چینه‌شناسی برش مورد مطالعه ترسیم شد. در مرحله بعد، با توجه به تفسیر رخساره ای فلوگل (Flugel, 2010)، به عنوان روشی مناسب برای فهم تغییرات ریزرخساره‌ای، مطالعه ریزرخساره‌ها و تفکیک سکناس‌ها در برش مورد نظر انجام شد. برای نامگذاری سنگ‌های کربناته نیز از طبقه بندی دانهام (Dunham, 1962) و جهت مقایسه کمربندهای رخساره‌ای از فلوگل (Flugel, 2010) استفاده شد. همچنین برای مطالعات چینه‌نگاری سکناسی از هانت و تاکر (Hunt and Tucker, 1992, 1995) به عنوان روشی قدرتمند در تحلیل شرایط حاکم بر حوضه‌های رسوبی گوناگون استفاده شد.

سازند گچساران در جنوب غرب فیروزآباد را مورد بررسی قرار داده و سن سازند گچساران را شاتین-اکیتانین در نظر گرفته است. وی محیط رسوبگذاری این نهشته‌ها را پهنه جزر و مدی و لاگون دانسته و دو سکناس رسوبی کامل درجه سوم شامل سیستم ترک‌های^۱ TST و^۲ HST شناسایی کرده است. باوی عویدی و همکاران (Bavi et al, 2009) نیز چینه‌نگاری سکناسی و تاریخچه رسوبگذاری سازند گچساران در میدان نفتی آب تیمور، جنوب غرب اهواز را بررسی نمودند و تشکیل سازند گچساران در منطقه مورد مطالعه را یک گستره افت سطح آب دریا (LST^۳) در قسمت‌های انتهایی چرخه آسماری فوقانی دانسته‌اند. آن‌ها محیط رسوبگذاری سازند گچساران را لاگون و سیخا پیشنهاد می‌کنند. شایان ذکر است که این برش‌ها به واسطه فاصله زیاد با برش چاه تاقدیس بستانه قابل تطابق نیستند. با توجه به مطالعات محدودی که در این زمینه بر روی سازند گچساران انجام شده است مطالعه دقیق ریزرخساره‌ها، تعیین محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکناسی آن می‌تواند در شناخت هر چه بهتر این سازند کمک نماید و اطلاعات مفید و ارزشمندی را جهت مطالعات و کارهای اکتشافی در این حوضه ارائه دهد. به همین منظور یک برش چینه‌شناسی تحت الارضی در تاقدیس بستانه انتخاب و مطالعه شده است. این برش واقع در زون زاگرس و در فارس ساحلی است که در تاقدیس بستانه در شمال شرق بندر بستانه و ۱۰ کیلومتری شمال غرب بندر لنگه قرار دارد. این تاقدیس ساختمانی کم ارتفاع و نامتقارن و با طول ۲۰ کیلومتر و عرض ۸ کیلومتر دارد و در ساحل خلیج



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰، Huber, 1969)

Fig. 1: Geological map of the study area (derived from the 1:1,000,000 scale map, Huber, 1969)

ضخامت ۳۱ متر بوده و از مارن خاکستری گچ دار تشکیل شده است. در برش تحت الارضی مورد مطالعه سازند گچساران در زیر سازند میشان و روی سازند پاینده قرار دارد؛ تشخیص این موارد با توجه به تغییرات لیتولوژی و رخساره-ای مشخص و بررسی‌های لیتولوژی چاه و لاگ‌ها انجام شده است. در این برش سازند آسماری به جهت تغییرات حوضه رسوبی با دیگر نواحی زاگرس وجود ندارد و ضخامت سازند گچساران زیاد است. همچنین مطالعات فسیل‌شناسی بر روی نمونه‌های مورد مطالعه منجر به شناسایی ۳۲ جنس و ۴۷ گونه از فرامینیفرها شد. بر این اساس، و با توجه به فرامینیفرهای شاخصی از جمله: *Borelis melo curdica*, *Austrotrillina howchini*, *Peneroplis evolutus*, *Valvulina* sp. 1, *Valvulina* sp. 2, *Globorotalia* sp. cf. *G. archeomenardii*, *Globorotalia praescitula*, *Globorotalia peripheroronda*, *Miogypsina* sp., *Bozorgniella* sp. سن در نظر گرفته شده برای این برش، میوسن پیشین (اکیتانین _ بوردیگالین) می‌باشد (دانشیان و همکاران، ۱۳۹۵).

ریز رخساره‌های نهشته‌های سازند گچساران در چاه واقع در برش تاق‌دیس بستانه

مطالعه میکروفسیل‌ها و بررسی تنوع و فراوانی فرامینیفرها در مقاطع نازک مورد مطالعه نشان می‌دهد که نوع مجموعه فسیلی نهشته‌های برش بستانه عمدتاً فرامینیفرهای کفزی بوده و فونای پلانکتون درصد بسیار کمی را به خود اختصاص داده است. از دانه‌های غیراسکلتی که در بعضی مقاطع گسترش داشته و مورد شناسایی قرار گرفت می‌توان به پلوئیدها اشاره کرد. همچنین قطعات خارپوست، قطعاتی از دوکفه‌ای‌ها، شکم‌پایان، استراکد، جلبک‌های قرمز و بریوزوا به عنوان سایر اجزاء اسکلتی نیز به‌طور پراکنده در مقاطع حضور دارند. هرچند از بین این قطعات جلبک و بریوزوا به مراتب بیشتر از سایر دانه‌های اسکلتی در برش مورد مطالعه یافت می‌شوند. بر اساس کمیت و نوع دانه‌های تشکیل دهنده (خرده‌های فسیلی، پلت، سیمان و ماتریکس) رخساره‌های سنگی رسوبات سازند گچساران در چاه مورد مطالعه در تاق‌دیس بستانه تشخیص و تفکیک گردید. مطالعات میکروسکوپی انجام شده منجر به شناسایی ۵ ریزرخساره اصلی شد که در دو کمر بند رخساره‌ای اصلی شامل پهنه‌های پیرامون جزرومدی^۶ (سبخا^۷) و محیط لاگون^۸، ته نشست یافته‌اند. براساس این پژوهش مدل رسوبی نهشته‌های این برش یک رمپ در نظر گرفته شد.

این مدل فرم پالایش یافته اکسون^۵ بوده و برای تشریح و بحث در مورد آن از واژگان به کار رفته توسط هانت و تاکر (1992, 1995) (Hunt and Tucker) جهت تفکیک سیستم ترکت‌ها و سطوح سکاسی استفاده شد. همچنین با ابر سکاس‌های تکتونیکی شارلند و همکاران (Sharland et al, 2001) نیز مقایسه شد. البته برای بررسی و مطالعه تعیین دقیق بعضی از مرزهای سنگی و سکاسی از نمودار گاما کمک گرفته شد. سازندهای موجود در زیر زمین که دارای عناصر رادیوآکتیویته هستند، دچار واپاشی شده و از خود پرتوهای گاما ساطع می‌کنند. در سنگ‌های تخریبی دانه ریز نظیر مارن و شیل، به علت حضور کانی‌های رسی قرائت‌های بالای پرتو گاما وجود دارد. در حالی که سنگ‌های کربناته ممکن است به علت فقدان کانی‌های رسی قرائت پرتو گاما بسیار کم باشد. مقدار عناصر رادیوآکتیو در انیدریت و هالیت تقریباً صفر و یا خیلی پایین می‌باشد. به طور کلی مقدار عناصر رادیوآکتیو در داخل مارن‌ها بیش‌تر از آهک و در آهک نیز بیش‌تر از انیدریت و هالیت می‌باشد (رضایی، ۱۳۸۰). اطلاعات مربوط به نمودار گاما در برش مورد مطالعه همراه با سایر داده‌ها برای مطالعه چینه‌نگاری سکاسی برش تاق‌دیس بستانه مورد استفاده قرار گرفت.

بحث و نتایج

چینه‌شناسی سازند گچساران در برش تاق‌دیس بستانه

سازند گچساران در تاق‌دیس بستانه به سه عضو چهل، چمپه و مول تقسیم می‌گردد. عضو چهل با ضخامت ۱۰۸۷ متر را می‌توان به دو بخش تقسیم کرد. قسمت پایینی شامل ضخامت زیادی از سنگ نمک می‌شود و در پایین‌ترین قسمت این بخش تناوبی از مارن و انیدریت ظاهر می‌شود. قسمت بالایی آن از تناوب لایه‌های انیدریت، مارن و لایه‌های نازکی از شیل تشکیل شده است. عضو چمپه دارای ضخامت ۱۷۰ متر می‌باشد و از سنگ آهک، سنگ آهک رسی گچ دار و تناوبی از مارن خاکستری تشکیل شده است. در برش مورد نظر مرز بالایی عضو چهل با تغییر در نمودار گاما و کاهش قابل‌توجه در میزان API از عضو چمپه تفکیک شد. به طوری که این میزان در بخش نمکی و انیدریتی عضو چهل ۱۰-۵ است اما در بخش‌های آهکی و یا مارنی عضو چمپه به ۲۵-۱۵ می‌رسد. عضو مول نیز به

تفسیر: فقدان تنوع فونایی در این رخساره نشان‌دهنده چرخش محدود آب و عدم شرایط مناسب برای زیست موجودات بوده که می‌تواند به عنوان شاهدی برای نسبت دادن این رخساره به بخش‌های بسیار کم‌عمق حوضه باشد (Alsharhan and Kendal, 2003). همچنین این رخساره دارای نشانه‌های دیگری از کم‌عمق شدگی و بعضاً خروج از آب (وجود اکسید آهن و بلورهای انیدریت) می‌باشد و علاوه بر آن فراوانی و غالب بودن گل‌کربناته و ارتباط آن با رخساره‌های محیط لاگون، حاکی از تشکیل این رخساره در محیط بسیار کم‌عمق حوضه است. با توجه به این که در بعضی از نمونه‌ها، این رخساره با بلورهای ریز انیدریت همراه است، همراهی با انیدریت احتمالاً در یک محیط سبخای ساحلی بالای جزرومدی بر جای گذاشته شده است (Blodgett et al, 2002). در تطابق با ریزرخساره‌های استاندارد این رخساره شباهت با RMF19 فلوگل دارد. (Flugle, 2010)

ب) رخساره‌های محیط لاگون:

۱- وکستون حاوی میلیولید^{۱۶} (C)

عناصر اصلی این رخساره را فرامینیفرهای کفزی تشکیل می‌دهند که بیشتر آن‌ها دارای پوسته پورسلانوز (میلیولید) هستند همچون جنس‌های *Pyrigo*, *Spiroloculina*, *Triloculina*, *Quinqueloculina* به همراه جنس‌هایی چون *Peneroplis*, *Austrotrillina* و گاهی *Meandropsina* که به صورت پراکنده در یک زمینه میکرایتی قرار دارند. اجزای فرعی این رخساره را قطعات خارپوست، جلبک، شکم‌پا، استراکد و دوکفه‌ای تشکیل می‌دهند (شکل ۲ ز).

تفسیر: حضور متنوعی از فرامینیفرهای کفزی بدون منفذ و عدم حضور فونای هیالین نشان‌دهنده حاکمیت یک لاگون نیمه‌محصور می‌باشد (Amirshahkarami et al, 2007). گل‌پشتیان بودن این رخساره، عدم حضور یا کم بودن جریان‌های با انرژی متوسط که باعث خروج بخش‌هایی از گل‌کربناته از محیط می‌شود را نشان می‌دهد. بنابراین می‌توان بخش کم‌انرژی‌تر لاگون را در تشکیل این رخساره معرفی کرد (Wilson, 1975)، به عبارت دیگر محیط تشکیل چنین رخساره‌ای را می‌توان مربوط به بخش‌های میانی لاگون دانست.

در ادامه به توصیف خصوصیات ریزرخساره‌های موجود در برش تاقدیس بستانه از بخش کم عمق به عمیق دریا پرداخته می‌شود.

الف) رخساره‌های پهنه‌ی پیرامون جزرومدی:

۱- تناوب لایه‌های تبخیری و مادستون^۱ (A)

این رخساره به طور عمده از تناوب انیدریت و سنگ آهک مادستونی فاقد فسیل تشکیل شده است. بررسی انیدریت‌های موجود، بافت و ساختارهای متنوع انیدریت را نشان می‌دهد. در این رخساره انیدریت با بافت‌های بسیار متنوع نظیر بافت‌های لایه‌ای^۱، الواری^{۱۱}، بلورهای تبخیری پراکنده و منفرد^{۱۲}، سوزنی شکل^{۱۳}، دم چلچله‌ای^{۱۴} و ... وجود دارد (شکل ۲ الف-ج). همچنین اکسیدهای آهن قرمز تا قهوه‌ای رنگ در متن سنگ به طور پراکنده مشاهده می‌شوند.

تفسیر: رسوبات تبخیری اصولاً در نواحی خشک و در عرض‌های جغرافیایی پایین در مناطقی که دما و تبخیر خیلی بالاست و میانگین نزولات سالیانه خیلی کم است تشکیل می‌گردند (Hallam, 1993; Warren, 2006). محل اصلی نهشته‌های سولفاتی دریایی امروزی در بخش بالایی پهنه‌های جزر و مدی و بین حد جزر و مدی است (Tucker, 1991). همچنین گسترش بخش‌های انیدریتی در نمونه‌های مادستونی می‌تواند به عنوان شاخصی از محیط کم عمق ساحلی محسوب شود. تناوب نهشته‌های تبخیری و آهک در بیشتر موارد نشان‌دهنده‌ی نوسانات کوتاه مدت آب و هوای دیرینه است (Erlick and Hinnov, 1996). چنین رخساره‌ای با RMF25 فلوگل (Flugel, 2010) قابل مقایسه است.

۲- مادستون^{۱۵} (B)

در این رخساره زمینه اصلی سنگ را میکرایت تشکیل داده و بافت آن مادستون می‌باشد، آلوکم‌های کربناته و غیرکربناته به مقدار کم‌تر از ۱ درصد در این رخساره یافت می‌شوند (شکل ۲ د). در برخی بخش‌های این رخساره دولومیت و اکسید آهن نیز دیده می‌شود (شکل ۲ ه-و). از دانه‌های غیر کربناته می‌توان به ذرات کوارتز تخریبی در اندازه‌های بسیار کوچک در اندازه سیلت به طور پراکنده در متن سنگ اشاره کرد. کوارتزهای تخریبی بیشتر گرد نشده و زاویه‌دار هستند. علاوه بر این، خرده‌های انیدریت نیز به صورت پراکنده در متن سنگ مشاهده می‌شوند.

رخساره‌ای با RMF20 فلوگل (Flugel, 2010) شباهت دارد.

تفسیر محیط‌رسوبی نهشته‌های سازند گچساران در برش مورد مطالعه: ریزرخساره‌های تشخیص داده شده در برش مورد مطالعه عموماً به صورت تدریجی و آرام به رخساره‌های بعدی تغییر می‌یابند. این ویژگی به همراه عدم وجود ساختارهای ریفی، نبود کرتوئیدها، آنکوئیدها، پیزوئیدها و دانه‌های تجمعی که بیش‌تر خاص محیط‌های شلف کربناته بوده (Flugel, 2010) و همچنین عدم وجود رخساره‌های ریزشی و لغزشی که بیانگر شیب بالای محیط رسوبی در هنگام رسوبگذاری می‌باشند، ته نشست این رسوبات در یک رمپ کربناته است که شامل محیط‌های اصلی، پهنه‌های بالای جزرومدی و لاگون می‌باشد (شکل ۳). رخساره‌های تشکیل دهنده در ستون چینه‌شناسی شامل تناوب لایه‌های تبخیری و مادستون رخساره‌های پکستون - وکستون حاوی فسیل و پلوئید، وکستون حاوی میلیولید و پکستون - وکستون حاوی بیوکلاست (رخساره‌های A, B, C, D, E) می‌باشد. حضور این اجتماعات به صورت یک محیط رسوبی عمده از رمپ داخلی^{۱۹} توصیف شده است (Corda and Brandano, 2003). در این برش رخساره پکستون - وکستون حاوی بیوکلاست بیشترین عمق و رخساره تناوب لایه‌های تبخیری و آهکی کم‌ترین عمق حوضه را نشان می‌دهند. بیوکلاست‌های اصلی شامل خارپوست، قطعات شکم‌پا، استراکد، خرده‌های جلبک، بریوزوا، خرده‌های دوکفه‌ای، مرجان و فرامینیفرها کفزی هستند. رخساره‌های حاوی موجودات کفزی خود نشان‌دهنده تشکیل در محیط کولابی مجاور پهنه‌های جزر و مدی یا سب‌خا است (Lakhdar et al, 2006) (شکل ۴). با توجه به اینکه مدل رسوبی ارائه شده مربوط به سنگ‌های کربناته است اما بین ریزرخساره‌های کربناته در این برش سنگ‌های مارن غیرکربناته نیز نهشته شده است که با در نظرگیری موقعیت و محیط رسوبی سنگ‌های کربناته تصور می‌شود مارن‌ها نیز در این محیط مشابه نهشته شده‌اند.

این رخساره با RMF16 فلوگل (Flugel, 2010) شباهت دارد.

۲- پکستون - وکستون حاوی فسیل و پلوئید^{۱۷} (D)

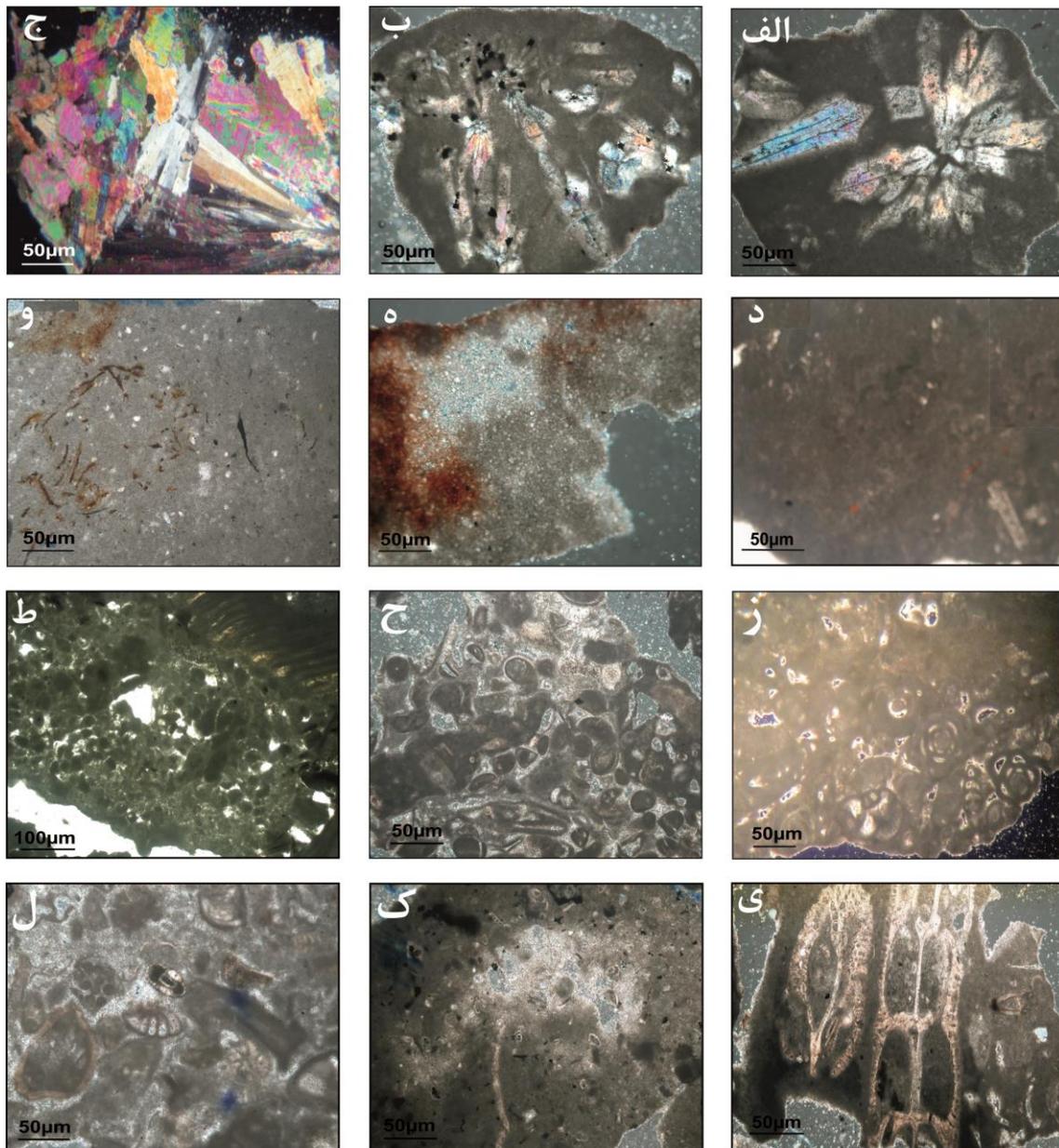
عناصر اصلی این رخساره فرامینیفرها با پوسته هیالین و پورسلانوز مانند *Rotalia*, *Elphidium*, *Quinqueloculina* به همراه عناصر غیراسکلتی پلوئیدی است که در یک زمینه میکرایتی - اسپاری است که در برخی مقاطع به صورت تقریباً فشرده و نزدیک به هم قرار گرفته‌اند. جنس‌هایی چون *Peneroplis*, *Austrotrillina* از اجزای فرعی این رخساره می‌باشند که به همراه قطعاتی از خارپوست، جلبک، استراکد، بریوزوا، شکم‌پا و قطعات دوکفه‌ای درصد کمی از آلوکما را تشکیل می‌دهند (شکل ۲ ح-ط).

تفسیر: پلوئیدها از آلوکماهای مهم مناطق کم عمق کربناته بوده و می‌تواند مؤید محیط‌های کم انرژی، کم عمق و دریای محدود شده می‌باشند (Tucker and Wright, 1990). این رخساره به علت حضور فرامینیفرها با پوسته‌های هیالین به همراه پلوئید نشانگر بخش‌های میانی لاگون است و با توجه به میزان انرژی بافت سنگ از وکستون تا پکستون متغیر است. چنین رخساره‌ای با RMF20 فلوگل (Flugel, 2010) شباهت دارد.

۳- پکستون - وکستون حاوی بیوکلاست^{۱۸} (E)

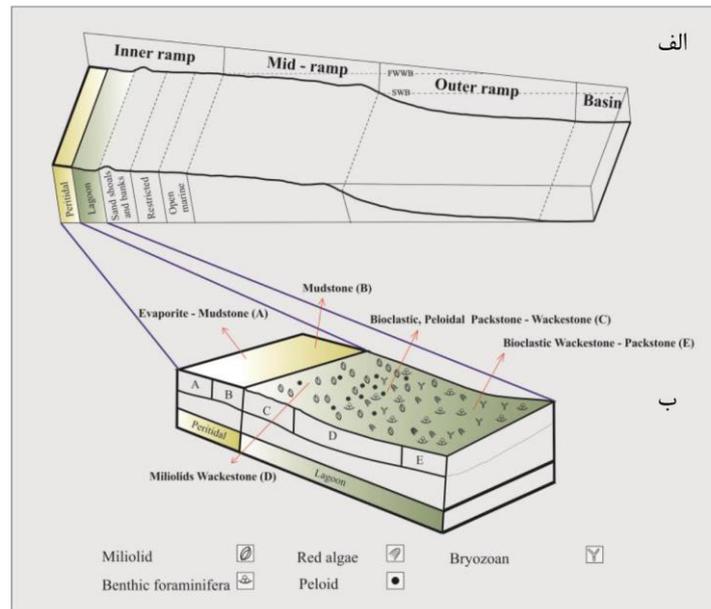
در این رخساره اجزای اصلی شامل فرامینیفرهای کفزی همچون *Ammonia*, *Rotalia*, *Elphidium*, *Discorbis*, *Taberina* در کنار دانه‌های اسکلتی چون قطعات خارپوست، جلبک قرمز، بریوزوا و قطعات دوکفه‌ای می‌شود. از اجزای غیراسکلتی که در این رخساره حضور دارند می‌توان به خرده‌های پراکنده کوارتز به مقدار بسیار کم اشاره کرد. خمیره اصلی سنگ به صورت گل میکرایتی و بافت سنگ به صورت زمینه پشتیبان تا دانه پشتیبان است (شکل ۲ ی-ل).

تفسیر: حضور فراوان فرامینیفرها با پوسته هیالین و کم بودن پوسته پورسلانوز نشانگر بخش پایانی محیط لاگون (بخش نزدیک به پشته‌های ماسه‌ای) است. چنین



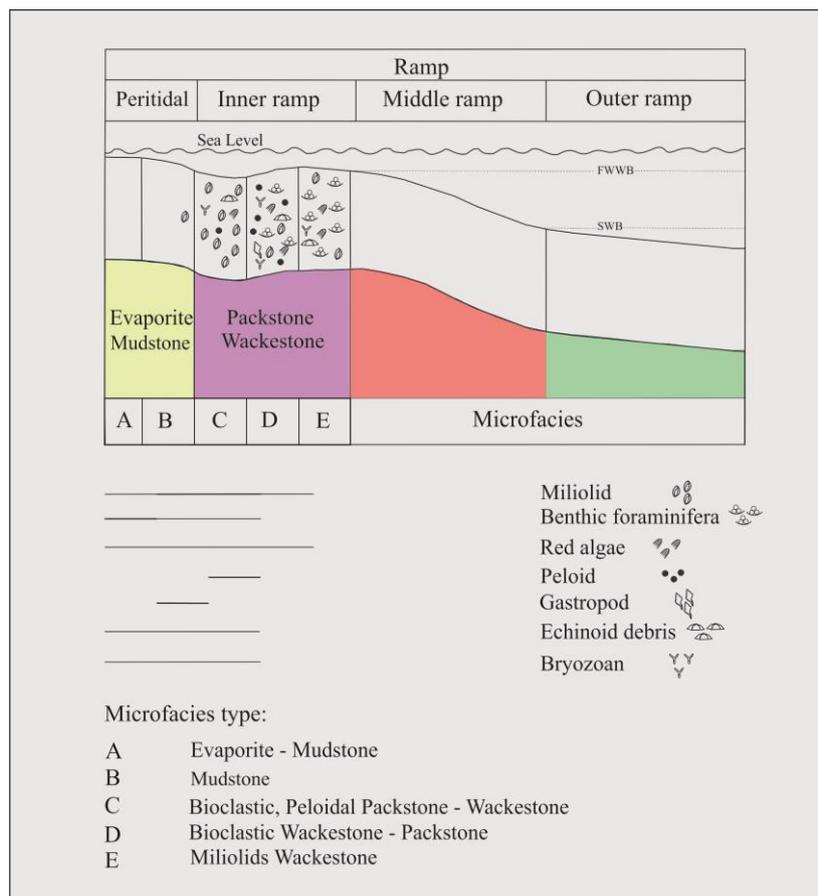
شکل ۲: ریزرخساره‌های موجود در نهشته‌های برش تاقدیس بستانه، (نور xpl) الف: بلورهای انیدریت با بافت دم چلچله‌ای در یک زمینه گلی، عمق ۹۹۲ متری، ب: انیدریت دانه‌ای و دم چلچله‌ای در یک زمینه گلی، عمق ۶۹۶ متری، ج: انیدریت تیغه‌ای شکل، عمق ۱۰۶۰ متری، د: مادستون با فسیل‌های پراکنده، عمق ۵۰۶ متری، ه: مادستون به همراه دولومیت، عمق ۴۸۴ متری، و: مادستون به همراه اکسید آهن، عمق ۵۱۴ متری، ز: وکستون حاوی میلیولید، عمق ۷۶۸ متری، ح: پکستون حاوی فسیل و پلوئید، عمق ۵۶۰ متری، ط: وکستون - پکستون حاوی فسیل و پلوئید، عمق ۵۲۲ متری، ی-ک: وکستون حاوی بیوکلاست، عمق ۴۴۴ متری و عمق ۵۸۴ متری، ل: پکستون حاوی بیوکلاست، عمق ۵۹۶ متری.

Fig. 2: Microfacies in the Bostaneh anticline section (xpl): a: Anhydrite crystals with a swallow-tail texture in a micrite matrix, at a depth of 992 meters. b: Granular anhydrite with a swallow-tail texture in a micrite matrix, at a depth of 696 meters. c: Lath-shaped anhydrite, at a depth of 1060 meters. d: Mudstone with scattered fossils, at a depth of 506 meters. e: Mudstone with dolomite, at a depth of 484 meters. f: Mudstone with iron oxide, at a depth of 514 meters. g: Miliolids Wackestone, at a depth of 768 meters. h: Bioclastic, Peloidal Packstone, at a depth of 560 meters. i: Bioclastic, Peloidal Packstone-Wackestone, at a depth of 522 meters. j,k: Bioclastic Wackestone, at depths 444 and 584 meters. l: Bioclastic Packstone, at a depth of 596 meters.



شکل ۳: جایگاه ریزرخساره‌ها در کمرندهای رخساره‌ای، الف: مدل ایده آل یک رمپ (اقتباس از Flügel, 2010)، ب: بخش‌های مشاهده شده در برش مورد مطالعه.

Fig. 3: Microfacies distribution within facies belts: a: Ideal model of a ramp (Flügel, 2010) b: Observed part in the studied section.



شکل ۴: گسترش آلوکم‌ها و ریزرخساره‌های شناسایی شده در چاه واقع در برش تاقدیس بستانه.

Fig. 4: Distribution of allochems and identified microfacies in the Bostaneh anticline section

چینه‌نگاری سکانشی نهشته‌های سازند گچساران در چاه واقع در برش تاقدیس بستانه

در محیط‌های دریایی، سطح آب آشکارا بر محیط رسوبی و رخساره‌ها تأثیر می‌گذارد و توالی رخساره‌ها در طول زمان زمین‌شناسی نشان می‌دهد که سطح آب دریا بارها تغییر کرده است (وزیری مقدم و همکاران، ۱۳۸۵). چینه‌نگاری سکانشی در واقع به تجزیه و تحلیل شرایط محیطی در گستره‌ی زمان (تحلیل دینامیکی حوضه رسوبی) و تجزیه و تحلیل تغییرات سطح نسبی آب دریا در طول توالی رسوبی می‌پردازد (امینی، ۱۳۸۸). پژوهش‌های بسیاری در خصوص چینه‌نگاری سکانشی انجام شده است که حجم قابل توجهی از آن‌ها تأکید بر استفاده از اختصاصات و ویژگی‌های رسوب‌شناسی دارد اما برخی مانند آرمسترانگ و برازیر (Armstrong and Brasier, 2005) معتقدند که در تفسیرهای چینه‌نگاری سکانشی نقش اولیه بر عهده یک فسیل‌شناس است که به بررسی تغییرات بیوفاسیس می‌پردازد و در نتیجه اطلاعاتی را در خصوص محیط دیرینه و همچنین چارچوبی مستدل و قوی را در زمینه بیواستراتیگرافی ارائه می‌دهد آن‌ها با ذکر این نکته که هر سکانش متشکل از بسته‌های رسوبی است که بالقوه مجموعه‌ای از فسیل‌ها را در بردارد، هر کدام از بسته‌ها و مرزهای بین آن‌ها را می‌توان به کمک شواهد فسیل‌شناسی مشخص ساخت. مرور بر سابقه مطالعات چینه‌نگاری سکانشی سازند گچساران چه در ناحیه خوزستان و چه در ناحیه فارس نشان می‌دهد که این مطالعات بسیار محدود بوده است. از این رو مطالعه چینه‌نگاری سکانشی در این ناحیه می‌تواند در شناخت هر چه بهتر این سازند و تحلیل حوضه‌ی رسوبی سازند گچساران کمک نماید. لازم به ذکر است که با یک برش نمی‌توان حوضه رسوبی را تحلیل نمود اما از آنجا که مطالعه‌ی حاضر می‌تواند به عنوان بخشی از مطالعات تحقیقاتی در آینده در نظر گرفته شود و با مطالعه برش‌های دیگر که در مجاورت برش تحت الارضی مورد مطالعه، قرار دارند در تحلیل حوضه، مورد استفاده قرار گرفته و در نهایت نتیجه‌گیری مناسبی انجام داد. در مطالعات چینه‌نگاری سکانشی نهشته‌های میوسن پیشین در تاقدیس بستانه، دو سکانش^{۲۰} رسوبی و همچنین سه مرز سکانشی^{۲۱} (دو مرز نوع اول و یک مرز نوع دوم) تشخیص داده شد که به شرح ذیل می‌باشند (شکل ۵).

سکانش اول: این سکانش (با ضخامت ۱۰۱۳ متر) دارای سه بسته رسوبی یا سیستم‌ترکت (HST, TST, LST) با مرز سکانشی نوع اول^{۲۲} در پایین و مرز سکانشی نوع دوم^{۲۳} در بالا است. در ابتدای رسوبگذاری تناوب تبخیری‌ها (نمک و انیدریت) و سنگ‌آهک‌های نازک لایه دیده می‌شود که با شروع پیشروی از مقدار انیدریت‌ها کاسته شده و میزان سنگ‌آهک‌ها بیشتر می‌شود در انتهای این سیستم‌ترکت، فسیل‌ها (میلیولیدها و فسیل‌های با پوسته پورسلانوز) اضافه می‌شوند. چنین شواهدی حاکی از رسوبگذاری این نهشته‌ها در سیستم‌ترکت تراز پایین (LST) می‌باشد. این سیستم‌ترکت در قاعده بوسیله مرز سکانشی (SB1) و در بالا به وسیله سطح پیشروی آب دریا (TS) در عمق ۶۰۸ متری (با ضخامت ۸۸۵ متر) مشخص می‌شود. رسوبگذاری نمک و انیدریت سازند گچساران بر روی نهشته‌های دریایی و پلاژیک سازند پابده نشانه یک ناپیوستگی و خروج از آب (SB1) است. سطح پیشروی آب دریا نیز بر روی نمودار لاگ گاما با کاهش چشمگیر میزان API همراه است. این سیستم‌ترکت متعلق به نهشته‌های عضو چهل می‌باشد و دارای رخساره‌های (A, C) است. پیشروی آب دریا به تدریج ادامه می‌یابد که در ابتدای این پیشروی عمدتاً فرامینفرهای کفزی شکسته شده مشاهده می‌شود که معرف سیستم‌ترکت پیشرونده (TST) است. این سیستم‌ترکت در قاعده توسط سطح پیشروی آب دریا و در بالا توسط سطح حداکثر گستردگی آب دریا (MFS)^{۲۴} در عمق ۵۳۸ متری مشخص می‌شود که بر روی نمودار لاگ گاما به صورت افزایش میزان API نشان داده می‌شود. این سیستم‌ترکت ۷۰ متر (اعماق ۵۳۸-۶۰۸ متری) ضخامت داشته و دارای رخساره‌های (D,E) می‌باشد. به تدریج با افزایش عمق و انتهای این سیستم‌ترکت فرامینفرهای کفزی با پوسته هیالین فراوان دیده می‌شود که نشانه افزایش عمق حوضه و بیشترین بالآمدگی سطح آب دریا (MFS) است، بعد از این مرحله پایین آمدن سطح آب دریا به تدریج ادامه می‌یابد، فرامینفرهای کفزی با پوسته هیالین با فراوانی کمتر حضور دارند، که نشان‌دهنده وجود اکسیژن، چرخش آب و تولید کربنات کلسیم است، شواهد ذکر شده بیان‌گر تشکیل نهشته‌های مورد نظر در سیستم‌ترکت تراز بالای سطح آب دریا (HST) است. در بخش انتهایی این سیستم‌ترکت و نزدیک به مرز سکانشی

چینه‌نگاری تکتونیکی (Tectonostratigraphy) و ۶۳ حداکثر سطح غرقابی (MFS) را تعریف کردند.

نتیجه‌گیری

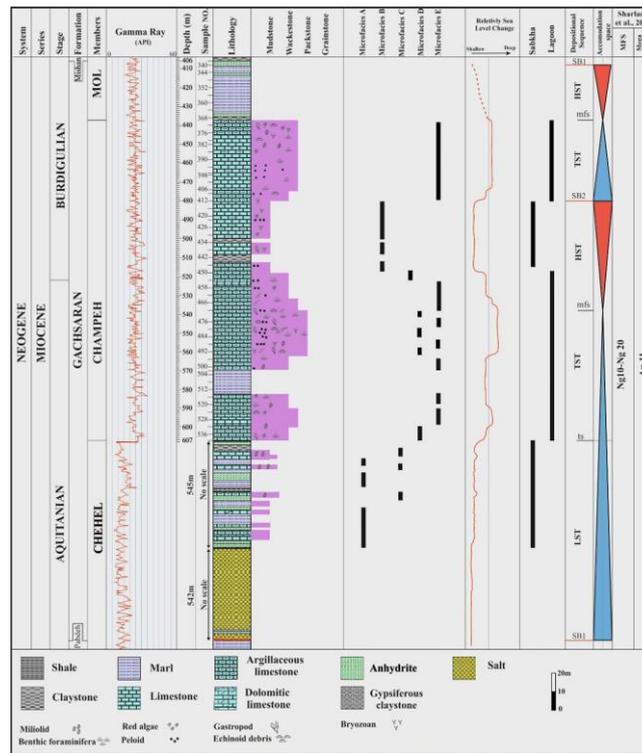
سازند گچساران در چاه واقع در تاق‌دیس بستانه با ضخامت ۱۲۸۸ متر به سه عضو چهل، چمپه و مول تقسیم می‌گردد. در برش تحت الارضی مورد مطالعه سازند گچساران شامل تناوبی از لایه‌های آهکی، آهک رسی، مارن و لایه‌های انیدریتی و همچنین ضخامت زیادی نمک می‌باشد که در زیر سازند میشان و روی سازند پابده قرار دارد. مطالعه‌ی ریزرخساره‌ای نمونه‌ها و مقایسه آن‌ها با رخساره‌های استاندارد فلوگل (Flügel, 2010) نشان می‌دهد که ریزرخساره‌ها شامل تناوب لایه‌های تبخیری و آهکی مادستون، مادستون، وکستون حاوی میلیولید، پکستون-وکستون حاوی فسیل و پلوئید و پکستون-وکستون حاوی بیوکلاست بوده است. شواهد بافتی انیدریت، محتوای فسیلی، ویژگی‌ها و تغییرات سنگ‌شناسی در برش مورد مطالعه، نشان دهنده‌ی رسوب‌گذاری آن در محیط آرام، لاگون و سبخا است. اکثر میکروفاسیس‌های بدست آمده، مربوط به ناحیه رمپ داخلی است که مبین شرایط بسیار کم عمق در ناحیه مورد مطالعه می‌باشد؛ شواهد فسیل‌شناسی نیز گویای همین مطلب است. مطالعات چینه‌نگاری سکانسی باتأکید بر شواهد فسیل‌شناسی، منجر به شناسایی دو سکانس رسوبی در برش تحت‌الارضی تاق‌دیس بستانه شد. همچنین سه مرز سکانسی (دو مرز سکانسی نوع اول و یک مرز سکانسی نوع دوم) نیز تعیین گردید. این برش با ابرسکانس چینه‌نگاری تکتونیکی Ap11 و حداکثر سطح غرقابی Ng10 (Maximum Flooding Surface) و Ng20 شارلند و همکاران (Sharland et al, 2001) قابل مقایسه است.

نوع دوم (SB2) مادستون به همراه کمی انیدریت و دولومیت دیده می‌شود که نشان‌دهنده کاهش عمق می‌باشد. این سیستم‌ترکت ۵۸ متر ضخامت داشته و شامل رخساره (C, B) می‌باشد. این دو سیستم ترکت (TST, HST) متعلق به عضو چمپه می‌باشند.

سکانس دوم: این سکانس (با ضخامت ۷۴ متر) دارای دو بسته رسوبی یا سیستم‌ترکت (TST و HST) با مرز سکانسی نوع دوم در پایین و مرز سکانسی نوع اول در بالا است.

این سکانس با یک سیستم‌ترکت پیشرونده (TST) با ضخامت ۴۳ متر آغاز شده است که مربوط به بخش بالایی عضو چمپه می‌باشد. این سیستم ترکت در قاعده توسط مرز سکانسی نوع دوم مشخص می‌شود که به تدریج با افزایش عمق سنگ‌آهک‌های رسی نهشته شد و بر میزان فرامینیفرهای کف‌زی با پوسته هیالین افزوده می‌شود و در نهایت به سطح حداکثر گستردگی آب دریا (MFS) می‌رسد که بر روی نمودار لاگ گاما به صورت افزایش میزان API مشخص می‌شود. این سیستم ترکت دارای لیتولوژی آهک و رخساره (E) می‌باشد. در این مرحله سطح آب دریا به تدریج پایین آمده و در نتیجه سیستم ترکت تراز بالای سطح آب (HST) را مشاهده می‌کنیم. در این سیستم ترکت فسیل‌ها کم شده که در انتها حضور انیدریت‌ها نشان‌دهنده کاهش عمق و در نتیجه مرز سکانسی نوع اول (SB1) می‌باشد. این سیستم‌ترکت ۳۱ متر ضخامت داشته و متعلق به عضو مول می‌باشد.

برش چینه‌شناسی مورد مطالعه با ابرسکانس چینه‌نگاری تکتونیکی Ap11 و حداکثر سطح غرقابی (Maximum Flooding Surface) Ng10 و Ng20 شارلند و همکاران (Sharland et al, 2001) قابل مقایسه‌اند. شارلند و همکاران (Sharland et al, 2001) در بررسی تحول و تکامل چینه‌نگاری تکتونیکی، زمانی و سکانسی توالی‌های رسوبی ورقه عربی از پرکامبرین بالایی تا فانروزوییک یازده ابرسکانس



شکل ۵: سکانس رسوبی و سیستم تراکت‌ها در نهشته‌های سازند گچساران در برش تاقدیس بستانه

Fig. 5: Sedimentary sequence and systems tracts in the deposits of the Gachsaran Formation in the Bostaneh Anticline section.

تهیه داده‌های مورد نیاز و حمایت و همکاری گروه زمین‌شناسی دانشگاه خوارزمی صمیمانه سپاسگزاری می‌شود.

سپاسگزاری

از شرکت ملی نفت ایران (NIOC) و پژوهشگاه صنعت نفت (RIPI) به سبب فراهم‌سازی امکانات، حمایت‌ها و

پانویس

- 1-Systems tract
- 2-Transgressive System Tract
- 3-Highstand System Tract
- 4-Lowstand System Tract
- 5-E Exxon refined
- 6-Peritidal flat
- 7-Sabkha
- 8-Lagoon
- 9-Evaporite and Mudstone layers
- 10-Layered
- 11-Lath shape
- 12-Sparse and isolated evaporate crystals
- 13-Needle shape
- 14-Swallow-tail
- 15-Mudstone
- 16-Miliolids Wackestone
- 17-Bioclastic, Peloidal Packstone-Wackestone
- 18-Bioclastic Wackestone-Packstone
- 19-Inner ramp
- 20-Sequence
- 21-Sequence Boundary
- 22-SB- I
- 23-SB- II
- 24-Maximum Flooding Surface

References

- Aghanabati, A., 2006. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, 587 p. (In Persian).
- Alsharhan, A.S. and Kendall, C., 2003. Holocene coastal carbonates and evaporates of the southern Persian Gulf and their ancient analogues. *Earth Science Reviews*, v. 61, p. 191-243.
- Amini, A., 2009. Principles of sequence stratigraphy. University of Tehran Press, 324 p. (In Persian).
- Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghadam, H. and Taheri, A., 2007. Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 29, p. 947-959.
- Armstrong, H.A. and Brasier, M.D., 2005. *Microfossils*. 2nd ed. Blackwell Publishing.

- Bahadori, A., Carranza, E. and Soleimani, B., 2011. Geochemical analysis of evaporate sedimentation in the Gachsaran Formation, Zeloil oil field, southwest Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 111, p. 97-112.
- Bahroudi, A. and Koyi, H.A., 2004. Tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros foreland basin. *Journal of Marine and Petroleum Geology*, v. 21, p. 1295-1310.
- Bavi Oveidi, A., Mousavi Harami, R., Mahbobi, A. and Amiri Bakhtiar, H., 2009. Depositional history of the Gachsaran Formation (cap rock of the Asmari reservoir) in the Ab-Teymour oilfield. *Petroleum Research Quarterly*, v. 1. (In Persian).
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 18, p. 210-265.
- Beydoun, Z.R., Hughes, M.W. and Stoneley, R., 1992. Petroleum in the Zagros Basin: a late Tertiary foreland basin overprinted on the outer edge of the vast hydrocarbon-rich Paleozoic-Mesozoic passive margin shelf. In R. W. Macqueen, and D. A. Leckie (Eds.), *Foreland Basins and Fold Belts*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin Memoir, 552.
- Corda, L. and Brandano, M., 2003. Photic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy. *Sedimentary Geology*, v. 161, p. 55-70.
- Daneshian, J., Moallemi, S.A. and Pourchangiz, R., 2015. Biostratigraphy of the Gachsaran Formation based on foraminifera in the Bostaneh Anticline, northwest of Bandar Lengeh. *Paleontology Semiannual Journal*, v. 14, p. 19-30 (In Persian).
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to texture. In W. E. Ham (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks - A Symposium*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 1, p. 108-121.
- Erlick, M. and Hinnov, L.A., 1996. Millennial scale climate origins for stratification in Cambrian and Devonian deep water rhythmites, western USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 123, p. 353-372.
- Flugel, E., 2010. *Microfacies of carbonate rocks: Analysis, interpretation and application*. Springer, Verlag, Berlin, 976 p.
- Gill, W.D. and Ala, M.A., 1972. Sedimentology of Gachsaran Formation (Lower Fars series), Southwest Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 56, p. 1965-1974.
- Hallam, A., 1993. Jurassic climates as inferred from the sedimentary and fossil record. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v. 341, p. 287-326.
- Holakouei, Z., 2010. Biostratigraphy and microfacies of the Champeh and Mol members of the Gachsaran Formation, southwest of Firouzabad. 4th Congress of the Iranian Paleontology Association, Shiraz University. (In Persian).
- Huber, H., 1969. Geological map of Iran, sheet no. 5, south-central Iran. National Iranian Oil Company Exploration and Production, printed by NCC Offset, Tehran.
- Hunt, D. and Tucker, M., 1992. Stranded parasequence and the forced regressive wedge system tract: deposition during base-level fall – reply. *Sedimentary Geology*, v. 95, p. 147-160.
- Hunt, D. and Tucker, M., 1995. Stranded parasequence and the forced regressive wedge system tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81 p.
- James, G.A. and Wynd, J.D., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil Consortium Agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 49(12), p. 2182-2245.
- Koop, W.J. and Stoneley, R., 1982. Subsidence history of the Middle East Zagros basin, Permian to Recent. In P. E. Kent, M. P. Bott, D. P. Makenzie, and C. A. William (Eds.), *Philosophical Transactions of the Royal Society London Part A*, 305.
- Lakhdar, R., Soussi, M., Ben Esmail, M. and Rabet, A., 2006. A Mediterranean Holocene coastal lagoon under arid Boujmel SE Tunisia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 241, p. 177-191.
- Motiei, H., 1993. *Stratigraphy of Zagros*. Geological Survey of Iran, Tehran, 536 p. (In Persian).
- Rezaei, M., 2001. *Petroleum geology*. Alavi Publications, Tehran, 470 p (In Persian).
- Tucker, M.E. and Wright, V.P., 1990. *Carbonate sedimentology*. Cambridge, Blackwell Science, 482 p.
- Tucker, M.E., 1991. *Sedimentary petrology: An introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwell, London, 260 p.
- Vaziri Moghaddam, H., Taheri, A. and Kimiagar, M., 2006. *Principles of stratigraphy*. University of Isfahan Press, 320 p. (In Persian).
- Warren, J.K., 2006. *Evaporite: Sediments, resources and hydrocarbons*. Springer, Berlin, 1035 p.
- Wilson, J.L., 1975. *Carbonate facies in geologic history*. Springer, Berlin, 471 p.
- Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement area. Iranian Oil Operating Companies Geological and Exploration Division, Report no. 1082 p (unpublished).