



Research Article

Evaluation of microfacies, sedimentary environment and original mineralogy of the Garau Formation in Aligudarz section, Lorestan

Saeed Shabrang¹, Ehsan Dehyadegari^{*1} , Mohammad Hossein Adabi¹

1-Department of Sedimentary Basin and Petroleum, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 08 May 2023 Accepted: 11 Jan 2024

Extended Abstract

Introduction: Since the Garau Formation is important as a source rock in the Zagros sedimentary basin, in this research, tried to identify and introduce microfacies, sedimentary model, and sedimentary geochemistry of this formation in Aligudarz section located in the southeast of Lorestan.

Materials and Methods: Aligudarz section (southeast of Lorestan) is located in the high Zagros zone and in the geographical range of north latitude 33°04'05" and east longitude 49°00'17". To identifying microfacies and sedimentary environment, 235 thin sections were prepared and studied. Also, 40 samples were analyzed by atomic absorption spectrometer (AAS) to determine the range of values of major and minor elements (Ca, Mg, Sr, Na, Mn, and Fe).

Results and discussion: The Garau Formation thickness in Aligudarz section is 483 m, and lithology consists mainly of limestone, shale and shaly limestone. The lower boundary of the Garau Formation with breccia limestones is equivalent to the Gotnia Formation in the form of unconformity and the upper boundary is not clear due to its location in the syncline core. Study of this section microscopic sections led to the identification of 7 microfacies in the deep-sea facies belt. Based on the major and minor elements and the ratio of these elements to each other, original mineralogy composition has been mainly aragonite and have been affected by two types of dissolution in closed and open systems. And also has anoxic conditions or an increase in the effect of meteoric diagenesis. The original mineralogy composition has been mainly aragonite and have been affected by two types of dissolution in closed and open systems. Due to anoxic conditions or an increase in the effect of meteoric diagenesis.

Conclusions:

1. Thickness of this section is 483 meters, and lithology consists mainly of limestone, shale and shaly limestone. The lower boundary of the Garau Formation with breccia limestones is equivalent to the Gotnia Formation in the form of unconformity and the upper boundary is not clear due to its location in the syncline core.
2. The most important biological components identified in different parts of the Garau Formation include radiolarian, planktonic foraminifera (*Globigerinelloides*, *Hedbergella*, *Leupoldina*). Among the most important non-carbonate compounds are iron oxides.
3. The Garau Formation is formed in the deep-sea facies belt belonging to a ramp-type carbonate platform. The original mineralogy has been mainly aragonite and have been affected by two types of dissolution in closed and open diagenetic systems, possibly due to anoxic conditions or an increase in the effect of meteoric diagenesis

Keywords: Aligudarz, Sedimentary Geochemistry, Garau Formation, Sedimentary Environment, Microfacies.


Citation: Shabrang, S., Dehyadegari, E. and Adabi, M.H., 2024. Evaluation of microfacies, sedimentary environment and original mineralogy, *Res. Earth. Sci.* 15(1), (67-83) DOI: 10.48308/esrj.2022.102594

* Corresponding author E-mail address: e_dehyadegari@sbu.ac.ir



Copyright: © 2024 by the authors. Submitted for possible open access publication under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

ارزیابی میکروفاسیس، محیط رسوبی و کانی‌شناسی اولیه سازند گرو در برش سطح‌الارضی الیگودرز، لرستان

سعید شبرنگ^۱، احسان ده‌یادگاری^{۱*} , محمد حسین آدابی^۱

۱- گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

(پژوهشی) دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۰۲/۱۸ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۲/۱۰/۲۱

چکیده گسترده

مقدمه: با توجه به اهمیت سازند گرو به عنوان سنگ منشأ مهم در حوضه رسوبی زاگرس، در این پژوهش سعی بر آن است که میکروفاسیس ها، مدل رسوبی، ژئوشیمی رسوبی این سازند در برش الیگودرز واقع در جنوب شرق لرستان شناسایی و معرفی گردد.

مواد و روش‌ها: ۲۳۵ برش الیگودرز (جنوب شرق لرستان) در زون زاگرس مرتفع و در محدوده جغرافیایی عرض شمالی $33^{\circ}04'05''$ و طول شرقی $49^{\circ}00'17''$ واقع شده است. مقطع نازک با هدف شناسایی میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی تهیه و مطالعه شدند همچنین ۴۰ نمونه برای تعیین گستره مقادیر عناصر اصلی و فرعی (Ca, Mg, Sr, Na, Mn, and Fe) توسط دستگاه طیف‌سنج جذب اتمی (AAS) تجزیه شدند.

بحث و نتایج: ضخامت سازند گرو در برش سطح‌الارضی الیگودرز ۴۸۳ متر است، و لیتولوژی به‌طور عمده شامل شیل‌آهکی و آهک‌شیلی می‌باشد. مرز زیرین سازند گرو با سنگ آهک‌های برشی معادل سازند گوتنیا به صورت ناپیوستگی فرسایشی و مرز بالایی به دلیل قرار گرفتن سازند در هسته ناودیس نامشخص است. مطالعه مقاطع میکروسکوپی این برش منجر به شناسایی ۷ میکروفاسیس در کمربند رخساره‌ای بخش عمیق دریا گردید. سازند گرو براساس عناصر اصلی و فرعی و نسبت این عناصر در مقابل هم، ترکیب کانی‌شناسی اولیه عمدتاً آراگونیتی بوده است و تحت‌تأثیر دو نوع انحلال در سیستم بسته و باز قرار گرفته‌اند. همچنین سازند گرو دارای شرایط احیایی و یا افزایش تأثیر دیاژنز متاوریکی بوده است.

نتیجه‌گیری:

۱. سازند گرو دارای ضخامت ۴۸۳ متر است، که غالباً از شیل‌های آهکی و سنگ آهک‌های شیلی تشکیل شده است. مرز زیرین سازند گرو بر روی سنگ آهک‌های برشی معادل سازند گوتنیا قرار گرفته است و مرز بالایی آن به دلیل قرار گرفتن در هسته ناودیس نامشخص است.

۲. مهم‌ترین اجزاء زیستی شناسایی شده در بخش‌های مختلف سازند گرو شامل رادیولرها، فرامینیفرهای پلانکتون (گلوبیژنیلوئیدس، هدرگلا، لئوپولدینا) می‌باشد. از جمله مهم‌ترین ترکیبات غیرکربناته شناسایی شده ترکیبات آهن‌دار است.

۳. سازند گرو در یک کمربند رخساره‌ای بخش عمیق دریا متعلق به یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ تشکیل شده است. ترکیب کانی‌شناسی اولیه عمدتاً آراگونیتی بوده است و تحت‌تأثیر دو نوع انحلال در سیستم بسته و باز قرار گرفته‌اند. همچنین دارای شرایط احیایی و یا افزایش تأثیر دیاژنز متاوریکی بوده است.

واژگان کلیدی: الیگودرز، ژئوشیمی رسوبی، سازند گرو، محیط رسوبی، میکروفاسیس.

استناد: شبرنگ، س.، ده‌یادگاری، ا. و آدابی، م.ح.، ۱۴۰۳. ارزیابی میکروفاسیس، محیط رسوبی و کانی‌شناسی اولیه سازند گرو،

پژوهشهای دانش زمین: ۱۵(۱)، (۶۷-۸۳)، DOI: 10.48308/esrj.2022.102594

E-mail: e_dehyadegari@sbu.ac.ir

* نویسنده مسئول:



Copyright: © 2024 by the authors. Submitted for possible open access publication under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

مقدمه

حوضه رسوبی زاگرس به دلیل وجود مخازن نفتی و اهمیت اقتصادی خاص از دیرباز مورد توجه بسیاری زمین شناسان داخلی و خارجی قرار گرفته است. توالی‌های رسوبی، سنگ‌های مخزن خوب، پوش سنگ‌های گسترده، ارتباط مطلوب سنگ‌های مخزن با سنگ‌های منشأ و تله‌های طاق‌دیسی با بستگی‌های مناسب موجب اهمیت زیاد این منطقه شده‌اند (Nairn and Alsharhan, 1997). بنابراین بررسی سنگ‌های منشأ و شناسایی رخساره‌ها و بازسازی محیط رسوبی دیرینه برای توسعه میادین نفتی اهمیت زیادی دارد. از طرفی تاکنون بیشتر کارهای تحقیقاتی در رابطه با شناخت ویژگی‌های زمین‌شناسی سنگ‌های مخزن بوده و مطالعه بر روی سنگ‌های منشأ کمتر صورت گرفته است. سازند گرو اولین بار توسط جیمز و وایند (James and Wynd, 1965) معرفی گردید و برش نمونه آن با ضخامت بیش از ۸۰۰ متر و سن نئوکومین - آپتین در یال شمال شرقی کبیرکوه در نظر گرفته شد. این سازند در لرستان مرکزی یا به عبارت دیگر مرکز حوضه رسوبی بیشتر شیلی است در حالی که در فروافتادگی دزفول ضخامت شیل‌ها کاهش و آهک‌ها گسترش یافته و از مقدار رس آنها کاسته می‌شود (Motiei, 2003). این سازند به همراه دیگر سازندهای دارای پتانسیل سنگ منشأ حوضه زاگرس از دیدگاه ژئوشیمیایی مورد بررسی قرار گرفته است. از جمله این مطالعات می‌توان به مطالعات صورت گرفته توسط علاء و همکاران (Ala et al, 1980)، بوردانف و باروود (Bordenave and Burwood, 1990)، بوردانف و هاگ (Bordenave and Huc, 1995) و اشکان (۱۳۸۳) اشاره نمود. جمالیان و همکاران (Jamaliyan et al, 2011) به بررسی میکروفاسیس‌ها، محیط رسوبی و ژئوشیمی رسوبی سازند گرو در برش نمونه (کبیرکوه، استان ایلام) پرداخت و ۸ میکروفاسیس توسط ایشان تشخیص داده شد و مدل رسوبی سازند گرو را بخش عمیق دریا و کانی‌شناسی اولیه این سازند را آراگونیتی در نظر گرفته‌اند. عظام‌پناه و همکاران (Ezampannah et al, 2012) با مطالعات بیواستراتیگرافی و لیتواستراتیگرافی سازند گرو به این نتیجه رسیده‌اند که مرز زیرین سازند گرو به صورت ناپیوستگی فرسایشی و مرز بالایی آن با واحد گرو-سروک به صورت پیوسته و تدریجی است و سن سازند گرو در برش سطح‌الارضی کوزران بریازین - آپتین و در

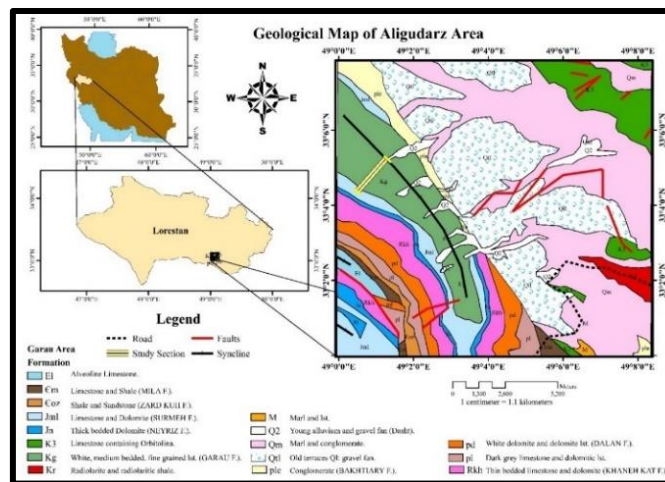
برش تحت‌الارضی چاه نفت ۱، آپتین پیشین - سنومانین پیشین می‌باشد و محیط رسوبی سازند گرو را متعلق به کمربند رخساره‌ای دریای ژرف تشخیص داده‌اند. ذوالفقاری و همکاران (Zolfaghari et al, 2015) با مطالعه زیست‌چینه‌نگاری و محیط رسوبی سازند گرو در چاه A، لرستان مرکزی، شمال غرب زاگرس به این نتیجه رسیده‌اند که سن سازند بریازین تا سنومانین میانی است و همچنین نشان داده‌اند که شرایط سازند گرو احیایی و عمیق دریایی در زمان ته‌نشست سازند می‌باشد. جنیدی و همکاران (Joneidi et al, 2016) با مطالعه چینه‌نگاری زیستی سازند گرو در کبیرکوه به این نتیجه رسیده‌اند که مرز زیرین سازند به صورت ناپیوستگی بر روی سازند تخییری گوتیا قرار گرفته است و مرز بالایی آن نیز با یک ناپیوستگی فرسایشی به سنگ آهک‌های گروه بنگستان (سازند سروک) می‌رسد و سن سازند گرو بریازین - آپتین است و همچنین محیط رسوبی سازند گرو را در یک پلتفرم کربناته نوع شلف پیشنهاد کرده‌اند. با استفاده از عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن می‌توان دما، درجه شوری، میزان و نوع دگرسانی، روند دیازنز و ترکیب کانی‌شناسی اولیه را تعیین کرد و در مطالعات چینه‌نگاری سکansı از آن بهره برد (Hamon and Merzeraud, 2007; Adabi et al, 2010; and Asadi Mehmandosti 2008). در این پژوهش تعیین میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی سازند گرو و همچنین براساس مطالعات ژئوشیمیایی عنصری، ترکیب کانی‌شناسی اولیه و روندهای دیازنزی آن مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

منطقه مورد مطالعه

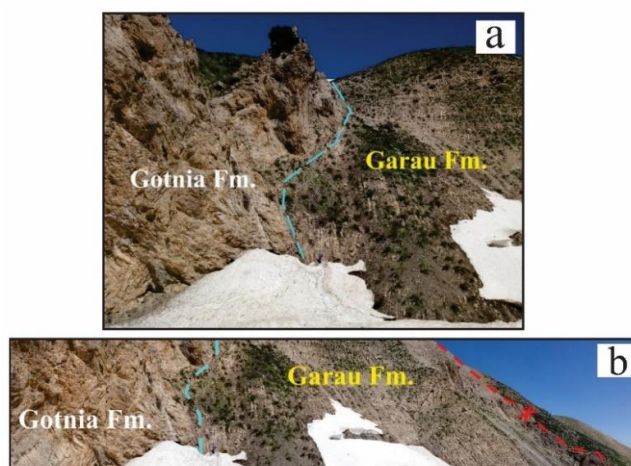
زون زاگرس مرتفع^۱ به صورت زونی به شدت خرد شده و گسل خورده و نواری باریک و طویل به طول ۱۰ تا ۷۰ کیلومتر بین زون سنندج - سیرجان و ناحیه زاگرس چین خورده و به موازات آنها قرار گرفته است (Stocklin, 1968). به این ناحیه از زاگرس که داخلی‌ترین بخش آن را تشکیل می‌دهد، زاگرس داخلی گفته می‌شود و به دلیل در برگرفتن ارتفاعات زاگرس، زاگرس مرتفع نیز نامیده می‌شود. مرز شمال شرقی این ناحیه به راندگی اصلی زاگرس و مرز جنوب غربی آن به راندگی دیگری محدود می‌شود که از شمال کوه کی‌نو و جنوب دهنگان و کوه سبزو می‌گذرد

سن ژوراسیک بالایی یا سنگ آهک‌های برشی معادل گوتنیا در نواحی لرستان و فروافتادگی دزفول قرار می‌گیرد (Motiei, 2003). در این برش نیز مرز زیرین سازند گرو بر روی سنگ آهک‌های برشی معادل سازند گوتنیا قرار گرفته است و مرز بالایی آن به دلیل قرار گرفتن سازند گرو در هسته ناودیس نامشخص است (شکل ۲). به دلیل پیشروی رسوبات ساحلی، سازند گرو می‌تواند در زیر سازندهای مختلفی واقع شود (Motiei, 2003) (Sepehr and Cosgrove, 2004).

(Motiei, 1995). برش مورد مطالعه در زون زاگرس مرتفع، و در ۸۰ کیلومتری جنوب غربی شهرستان الیگودرز (استان لرستان) در نزدیکی روستای موس با روند شمال غربی - جنوب شرقی قرار گرفته است. این برش در محدوده جغرافیایی عرض شمالی $33^{\circ}04'05''$ و طول شرقی $49^{\circ}00'17''$ واقع شده است (شکل ۱). توالی چینه-شناسی از قاعده تا راس سازند گرو در این برش ۴۸۳ متر است، که غالباً شیل‌آهکی و آهک‌شیلی می‌باشد. رسوبات عمیق سازند گرو بر روی رسوبات تبخیری سازند گوتنیا به



شکل ۱: موقعیت سطح‌الارضی سازند گرو در برش الیگودرز بر روی نقشه زمین‌شناسی الیگودرز، با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (اقتباس از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور).



شکل ۲: تصاویر صحرایی سازند گرو در برش الیگودرز (دید به سمت شمال غرب): a: مرز زیرین سازند گرو با سنگ آهک‌های برشی معادل سازند گوتنیا، b: دید کلی از سازند گرو که مرز زیرین و بالایی آن مشخص شده است.

و تغییرات لایه‌بندی ۲۳۵ نمونه برداشت شد، و از آن‌ها مقطع نازک تهیه گردید. مقاطع نازک با هدف شناسایی میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی مطالعه شدند و سپس این

مواد و روش‌ها

در مرحله نخست، برش الیگودرز مربوط به سازند گرو در صحرا مطالعه گردید و با توجه به مشخصات سنگ‌شناسی

رخساره دولومیتی دیاژنتیکی (F1: Diagenetic Crystalline Dolomite): این رخساره به طور غالب از دولومیت‌های ثانویه تشکیل شده است که در بخش پایینی سازند گرو دیده می‌شود. غالباً در نتیجه فرایند شدید دولومیتی‌شدن، ساختارهای اولیه رسوبی و بافت رسوبی زیر مقطع نازک از بین رفته است. دولومیتی شدن از فرآیندهای دیاژنتزی این رخساره می‌باشد. در بیشتر موارد بلورهای دولومیت در این رخساره از بلورهای بدون شکل تحت عنوان دولومیکرایت تشکیل شده‌اند که معادل این دولومیت‌ها در طبقه‌بندی سیبلی و گریک، پلنر-اس^۴ است (Sibley and Gregg, 1987). بر طبق همراهی چینه‌شناسی این رخساره با رخساره‌های عمیق قبلی این رخساره به محیط دریایی عمیق یا بخش خارجی شلف نسبت داده شده است. بر طبق مطالعات کاووسی و همکاران (Kavoosi et al, 2014) این دولومیت‌ها در اثر پدیده احیای سولفات توسط باکتری‌ها به وجود آمده‌اند. به طوری که بر طبق این مطالعات وجود تخلخل بین بلوری بالا در بین دولومیت‌ها از نقش احیای سولفات توسط باکتری‌ها در تشکیل این دولومیت‌ها حمایت می‌کند (شکل ۴).

مادستون فسیل‌دار (F2: Fossiliferous Mudstone): بخش اصلی این رخساره را میکرایت تشکیل داده که در آن تنها درصد کمی رادیولر یا روزنداران پلانکتون در یک زمینه میکرایتی پراکنده‌اند. این رخساره فاقد هرگونه فونای آب های کم عمق و ذرات آواری است. زمینه گل آهکی این میکروفاسیس در بیشتر موارد بسیار تیره یا فسفاتی بوده که نشانه حضور مواد آلی است. با توجه به اینکه این رخساره در توالی رسوبی با رخساره‌های مناطق عمیق دریا مشاهده می‌شود و رخساره‌های مجاور آن دارای تنوع فونایی روزنداران شناور مشخص مربوط به مناطق عمیق است، و همچنین بافت دانه‌ریز این رخساره حاکی از ته‌نشینی آن از حالت معلق در محیط‌های رسوب‌گذاری عمیق بدون جریان‌ات داخل حوضه‌ای پر انرژی است. لذا به نظر می‌رسد که این رخساره در بخش‌های عمیق حوضه نهشته شده باشد. فقدان تنوع فونایی در این رخساره نیز نشان‌دهنده عدم شرایط مناسب برای زیست موجودات بوده و از دیگر شواهد موجود برای نهشتگی این رخساره در مناطق عمیق حوضه است.

مقاطع نازک با رنگ آمیزی توسط محلول آلزارین قرمز رنگ (Dickson, 1965) جهت شناسایی کلسیت از دولومیت توسط میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شدند و همچنین از فروسیانید پتاسیم جهت حضور و یا عدم حضور آهن استفاده شد. نامگذاری سنگ‌ها براساس روش دانهام (Dunham, 1962) و تحلیل میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی با استفاده از روش فلوگل و ویلسون (Wilson, 1975; Flugel, 2010) انجام شده است. همچنین ۴۰ نمونه میکریتی برای تعیین گستره مقادیر عناصر اصلی و فرعی (Ca, Mg, Sr, Na, Mn and Fe) (۰/۱۲۵ گرم پودر میکریتی) توسط دستگاه طیف سنج جذب اتمی (AAS)^۲ در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی تجزیه شدند. خطای اندازه‌گیری در حد $\pm 0.5\%$ برای کلسیم و منیزیم و ± 5 ppm برای استرانسیم، سدیم، منگنز و آهن است. در این مطالعه با استفاده از عناصر اصلی (Ca, Mg) و عناصر فرعی (Na, Mn, Fe and Sr) مقایسه آنها با کربنات‌های حاره‌ای (Milliman, 1974) و معتدل عهدحاضر (Rao and Adabi, 1992; Rao and Jayawardane, 1994; Rao and Amini, 1995) های آراگونیتی اردوئین گروه گوردون (Rao 1990, 1991)، کربنات‌های آب سرد کلسیتی پرمین تاسمانیا (Rao, 1991)، کربنات‌های آراگونیتی ژوراسیک بالایی سازند مزدوران (Adabi and Rao, 1991)، کربنات‌های آراگونیتی کرتاسه زیرین سازند فهلیان در مقطع تیپ (Salehi et al, 2007; Adabi et al, 2010)، و کربنات‌های آراگونیتی کرتاسه بالایی (سانتوئین-کامپانین) سازند ایلام (Adabi and Asadi Mehmandosti, 2008)، نوع و ترکیب کانی‌شناسی اولیه سازند گرو و خصوصیات دیاژنتیکی آن مورد بررسی قرار گرفت.

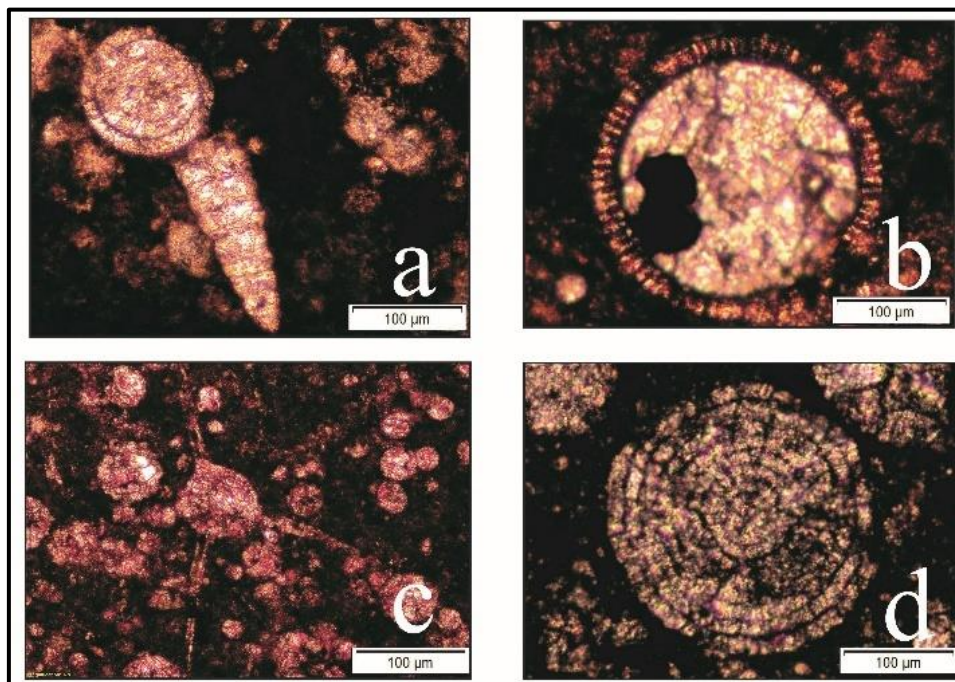
بحث و نتایج

آنالیز رخساره‌ای و محیط رسوبی

مطالعه مقاطع میکروسکوپی سازند گرو (کرتاسه زیرین) و بررسی خصوصیات فسیل‌شناسی و بافتی نمونه‌ها، فراوانی آلوکمها و اجزاء اسکلتی منجر به شناسایی کمربند رخساره‌ای بخش عمیق دریا^۳ در توالی مورد مطالعه گردید. این کمربند رخساره‌ای شامل ۷ رخساره به شرح زیر است:

حاکی از محیط‌های دریایی عمیق است. این رخساره معادل SMF3 و SMF1 و (Flugel, 2010) RMF-2 توسط فلوگل توسط فلوگل و ویلسون (Wilson 1975; Flugel, 2010) معرفی شده است و به محیط عمیق از رمپ خارجی نسبت داده می‌شود. رادیولر و روزنداران شناور به‌طور غالب در محیط‌های دریایی عمیق و کف حوضه در زیر قاعده امواج طوفانی (SWB)^۵ یافت می‌شوند (Gorican et al, 2012; Payros and Pujalte, 2008). رادیولر به‌عنوان ارگانسیم‌های دریایی تک سلولی شناور با اسکلت سیلیسی کمتر از ۲ میلی‌متر در نظر گرفته می‌شوند و معمولاً در عمقی بین ۱۰۰ تا ۲۵۰ متر مشاهده می‌شوند (Flugel, 2010). فراوانی بالای رادیولر در این رخساره نشان‌دهنده آب‌های حاصلخیز و غنی از مواد غذایی است که در اثر جریان‌های بالارونده^۶ به این سطح از مواد غذایی رسیده‌اند (Thiede and Junger, 1992).

براساس رخساره‌های استاندارد تشریح شده توسط فلوگل (Flugel, 2010)، RMF-5 و توسط فلوگل و ویلسون (Wilson 1975; Flugel, 2010)، این رخساره معادل SMF-3 است (شکل ۴). رخساره وکستون رادیولردار (F3: Radiolarian Wackestone): اجزای اصلی تشکیل دهنده در این رخساره رادیولر بوده که به‌طور پراکنده دارای خارهای (Spicules) از رادیولر و روزنداران شناور به صورت اجزای فرعی است. این رخساره دارای بافت وکستون می‌باشد که زمینه آن به‌طور کامل از گل کربناته ریزبلور تشکیل شده است. در مواردی رادیولر با حفظ شدگی بهتری در این رخساره مشاهده می‌شود (شکل ۳). این رخساره به‌طور غالب در بخش‌های قاعده‌ای و میانی سازند گرو دیده می‌شود (شکل ۴). وجود رادیولر شناور و عدم حضور موجودات کفزی در این رخساره بیانگر محیط دریایی عمیق است. همچنین بافت غالب گلی این رخساره



شکل ۳: (a-d) حفظ شدگی رادیولرها در چندین برش مختلف، نور پلاریزه.

توسط فلوگل (Flugel, 2010) و SMF1 توسط فلوگل و ویلسون (Wilson 1975; Flugel, 2010) معرفی شده است. افزایش در نسبت فراوانی گونه‌های کلسیتی شده و تنوع دیگر قطعات از جمله روزنداران شناور حاکی از تغییر در شرایط سطح مواد غذایی و عمیق‌تر شدن آب است که برطبق نظر هلدت و همکاران (Heldet et al, 2008) این شرایط منطبق بر بخش خارجی رمپ در شرایط کم انرژی

رخساره پکستون رادیولردار (F4: Radiolarian Packstone): این رخساره مشخصاتی مشابه رخساره F3 را دارد با این تفاوت که فراوانی رادیولر و خارها (Spicules) در آن بیشتر است و عمدتاً به‌صورت بافت پکستون مشاهده می‌گردد (شکل ۴). این رخساره نیز همانند رخساره قبلی حاکی از ته‌نشینی در محیط‌های دریایی عمیق در بخش دور حوضه^۷ در بخش خارجی رمپ کربناته است این رخساره معادل RMF-4

وجود شواهدی از پیریت تشکیل شده در یک محیط احيایی و عمیق دریای باز در این رخساره این نظریه را تایید می‌کند. رخساره مادستون / وکستون هدبرژلا دار (F6: *Hedbergella* Mudstone/ Wackestone): این رخساره مشخصاتی مشابه رخساره F5 را دارد با این تفاوت که فراوانی روزنداران شناور در آن بیشتر است و عمدتاً به صورت بافت مادستون / وکستون مشاهده می‌گردد (شکل ۴). تشکیل دهنده‌های اصلی این رخساره در بخش‌های میانی و بالایی سازند گرو روزنداران شناور *Hedbergella* هستند. دیگر سازنده‌های این رخساره به‌طور پراکنده شامل *Radiolarian*، *Muricohedbergella planispira*، *Globigerinelloides Whiteinella* و *Muricohedbergella simplex* هستند. این روزنداران عمدتاً در زمینه گلی قرار دارند که در گاهی موارد آغشتگی بالایی از نسبت مواد ارگانیک یا فسفاتی شدن را نشان می‌دهند. این رخساره فاقد هرگونه فونای آب‌های کم عمق و ذرات آواری است. در زیر انواع هدبرژلاهای شناسایی شده در این رخساره آورده شده است:

Hedbergella loterbacheri, *Hedbergella cf loterbacheri*, *Hedbergella trochoidea*, *Hedbergella cf roblesae*, *Hedbergella roblesae*, *Hedbergella cf similis*, *Hedbergella similis*, *Hedbergella cf infracretacea*, *Hedbergella infracretacea*, *Hedbergella gorbachikae*, *Hedbergella cf gorbachikae*, *Hedbergella cf praetrocidea*, *Hedbergella aptian*, *Hedbergella bizonae*, *Hedbergella occulta*.

حضور روزنداران شناور در زمینه میکرایتی نشان‌دهنده تشکیل این رخساره در یک محیط با انرژی پایین است که در زیر قاعده تأثیر امواج توفانی تشکیل شده است. فراوانی روزنداران شناور به سمت بالایی سازند گرو همراه با افزایش تنوع و فراوانی حاکی از افزایش عمق بیشتر است. این رخساره معادل RMF-2,4,5 توسط فلوگل (Flugel, 2010) و SMF3 توسط فلوگل و ویلسون (Wilson 1975; Flugel, 2010) معرفی شده است که می‌توان دریافت که محیط تشکیل این رخساره بخش‌های عمیق حوضه بوده است.

رخساره وکستون لئوپولدینا دار (F7: *Leupoldina* Wackestone): ویژگی‌های این رخساره مشابه دو رخساره پیشین است با این تفاوت که روزنداران این رخساره *Leupoldina* در زمینه میکرایتی با بافت غالباً وکستونی قرار گرفته‌اند و اجزای فرعی این رخساره رادیولر و هدبرژلا است. همان طور که

با شرایط احيایی^۸ از حالت پلاژیک یا همی‌پلاژیک در طول ته‌نشینی این رخساره منطبق است. عمدتاً نهشته‌های غنی از رادیولر بر روی بخش‌های حاشیه قاره‌ای کم‌عمق در طول شرایط بالآمدگی آب‌های سرد غنی از مواد غذایی ایجاد می‌گردد (Piryaei et al, 2010). برطبق مطالعات صرفی و همکاران (Sarfı et al, 2015) بخش قاعده‌ای سازند گرو با فراوانی بالا از رادیولر نشان زون تجمع رادیولر (RFZ)^۹ می‌باشد. غنی‌شدگی بالای رادیولرها در این بخش حاکی از شرایط احيایی و کم انرژی با میزان تولید بالای مواد ارگانیکی در نتیجه جریان‌ات بالارونده می‌باشد (Sarfı et al, 2014).

رخساره وکستون گلوبیژرنیلوئیدس دار (F5: *Globigerinelloides* Wackestone): مهم‌ترین اجزای تشکیل دهنده این رخساره روزنداران شناور و رادیولر هستند، که در زمینه میکرایتی این رخساره دیده می‌شوند. این رخساره به‌طور غالب در بخش میانی و بالایی سازند گرو دیده می‌شود، به‌طوری که به سمت بخش بالایی سازند گرو به تدریج نسبت فراوانی رادیولر به روزنداران شناور کاهش می‌یابد. در نتیجه حضور رادیولر در این رخساره کم رنگ بوده و بیشتر اجزاء را روزنداران شناور غالباً از نوع گلوبیژرنیلوئیدس و با نسبت کمتر هدبرژلا تشکیل می‌دهد (شکل ۴). در زیر انواع گلوبیژرنیلوئیدس‌های شناسایی شده در این رخساره ارائه شده است:

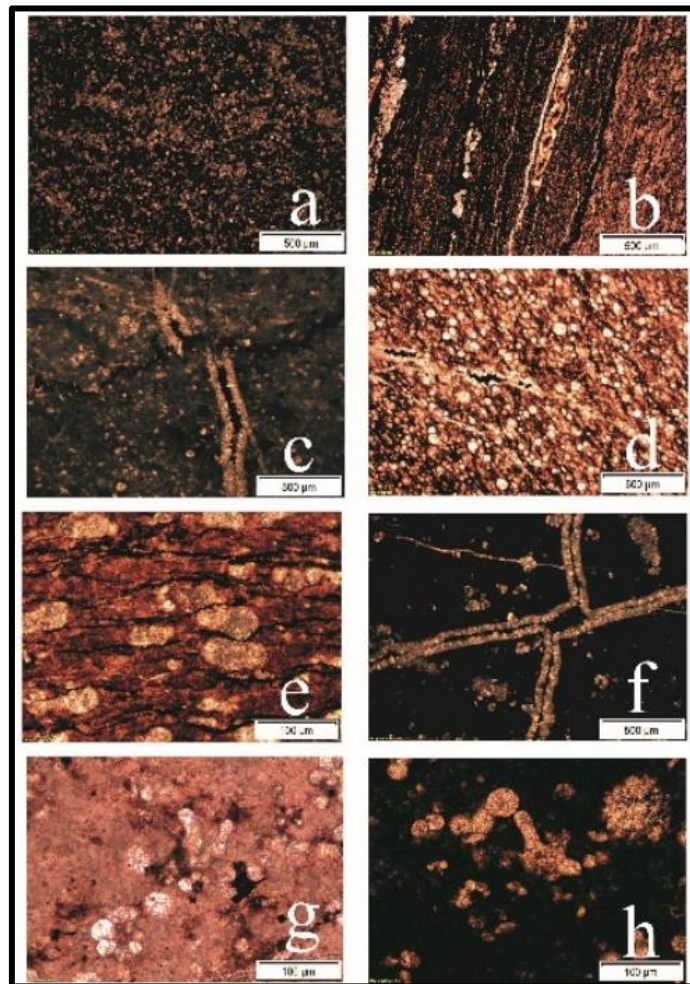
Globigerinelloides sp., *Globigerinelloides algeriana*, *Globigerinelloides cf paragottisi*, *Globigerinelloides ferreolensis*, *Globigerinelloides barri*.

رسوبات مادستون، وکستون و گاهی پکستون به همراه میان‌لایه‌های شیل و مارن حاوی روزنداران شناور و رادیولر سالم بیانگر محیط درون حوضه^{۱۰} می‌باشد. این رسوبات در مناطق زیر خط تأثیر امواج رسوب کرده و به همین دلیل میزان گل در آنها زیاد است. همچنین حضور درصد زیادی از روزنداران شناور حاکی از نهشتگی رسوبات در یک محیط رسوبی با انرژی پایین و در زیر قاعده امواج طوفانی است. رژیم هیدرودینامیکی پایین در این میکروفاسیس حاکی از رسوبگذاری در زیر قاعده امواج و در شرایط با انرژی پایین است (Kavoosi, 2009). چنین رخساره با SMF3 فلوگل و ویلسون (Wilson 1975; Flugel, 2010) معادل است که بیانگر محیط دریای باز با انرژی پایین می‌باشد. همچنین

گونه *Leupoldina* در حوادث بی‌هوازی اقیانوسی به‌عنوان یک رخساره تفکیک شده است (شکل ۴). در زیر انواع لئوپولدیناهای شناسایی شده در این رخساره آورده شده است:

-Leupoldina sp., Leupoldina cabri.

قبلاً ذکر شد در بخش میانی به بعد میزان رادیولر کم و بر روزندارن به‌ویژه ظهور گونه *Leupoldina* که مشخصه حادثه بی‌هوازی اقیانوسی (OAE) است، افزوده می‌شود (Coccioni et al, 2007). در اینجا به دلیل اهمیت



شکل ۴: a: رخساره دولومیتی دیاژنتیکی (F1: Diagenetic Crystalline Dolomite)، سنگ آهک دولومیتی شده با بلورهای نامنظم بدون شکل تا نیمه شکل‌دار تحت عنوان دولومیکرایت. b: رخساره‌ی مادستون فسیل‌دار (F2: Fossiliferous Mudstone)، زمینه گلی به همراه لکه‌های تیره غنی از مواد آلی. c: رخساره‌ی رادیولر وکستون (F3: Radiolarian Wackstone)، به همراه زمینه گلی غنی از مواد آلی و همچنین دارای استیلولیت و شکستگی. d: رخساره پکستون رادیولردار (F4: Radiolarian Packstone)، بافت پکستون در همراهی با زون تجمع رادیولر (RFZ). e: رخساره وکستون گلوبیژرنیلوئیدس‌دار (F5: *Globigerinelloides* Wackstone). f: رخساره مادستون/وکستون هدبرژلادار (F6: *Hedbergella* Mudstone/ Wackstone). g و h: رخساره وکستون لئوپولیدینادار (F7: *Leupoldina* Wackstone).

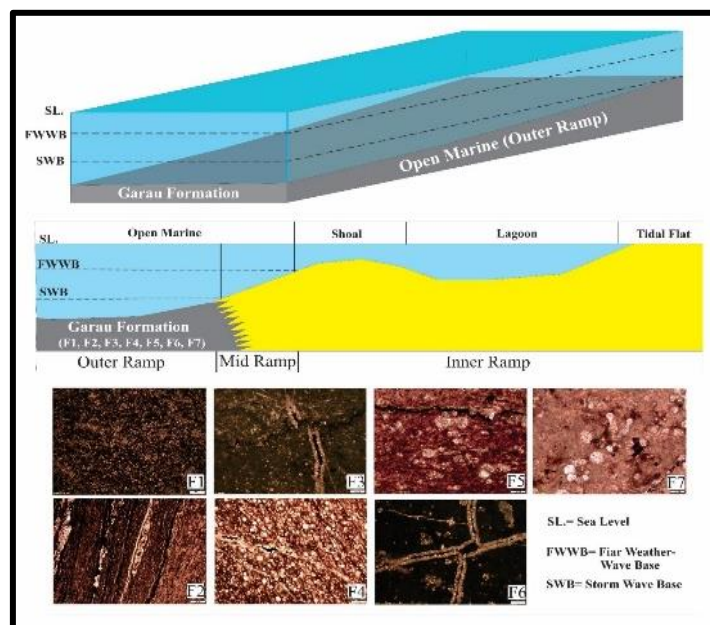
نمی‌شود. ریزیلور بودن و مقدار کم آلوکم‌ها در این ریزرخساره‌ها نشان‌دهنده ته‌نشست این میکروفاسیس‌ها در بخش‌های عمیق و آرام حوضه است. عدم حضور دانه‌های غیراسکلتی و کوارتز در همه ریزرخساره‌ها می‌تواند دلیل دیگری بر عمیق بودن این ریزرخساره‌ها باشد. همچنین فراوانی روزنداران شناور و ماتریکس گل فراوان که نشان

تفسیر و مدل رسوبی سازند گرو در برش سطح الارضی الیگودرز در لرستان

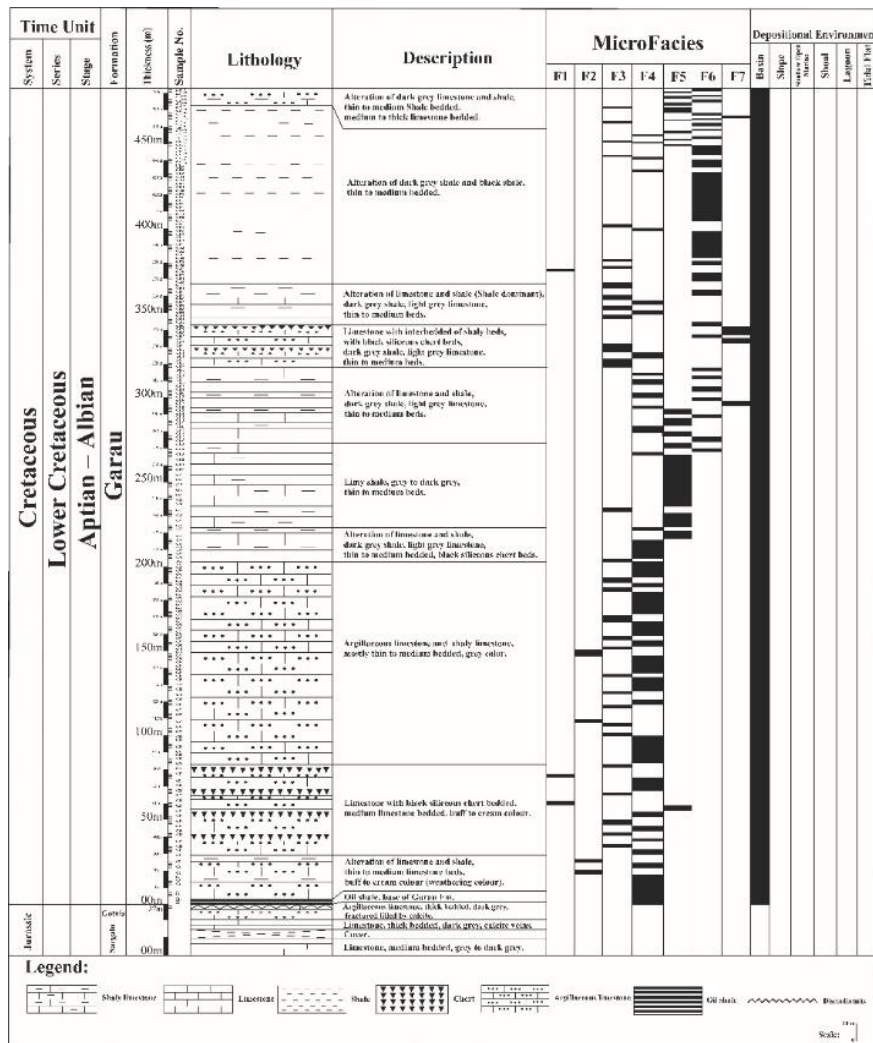
غالب رخساره‌ها از روزنداران پلانکتونی با زمینه‌ای از گل آهکی تشکیل شده است. اجزای فرعی این رخساره‌ها شامل خرده‌های دوکفه‌ای‌ها و سوزن سیلیسی اسفنج است. در هیچ کدام از رخساره‌ها اجزای غیراسکلتی و آواری دیده

شیل‌های سیاه پدیده جهانی بوده که به‌طور غالب در آلپین-سنومانین، سنومانین-تورناین، سانتونین-کامپانین صورت گرفته است (Sharland et al, 2001). چنین دوره‌های از رسوبگذاری نهشته‌های دریایی عمیق با زون حداقل اکسیژن و گسترش شیل‌های سیاه با حوادث احیایی اقیانوس‌ها (OAE) مطابقت دارد. مطالعه نهشته‌های سازند گرو در چاه نفت-۱ به وسیله عظام‌پناه و همکاران (Ezampanah et al, 2013) نشان می‌دهد که این سازند با وجود فراوانی بالای از شیل‌های سیاه بیتومن‌دار و سنگ آهک‌های رسی در محیط دریایی عمیق در طول بالا آمدن سطح آب دریا و ایجاد شرایط احیایی در اثر تغییر اقلیم اقیانوسی کرتاسه از بریازین تا سنومانین ته‌نشین شدند. بدین ترتیب با توجه به حضور رادیولرها و فرامنیفرهای پلانکتون نظیر گلوبیژرنیلوئیدس، هدبرژلا و لئوپولدینا و مقایسه رخساره‌های شناسایی شده در این برش با توجه به مدل فلوگل و ویلسون نتیجه‌گیری می‌شود که سازند گرو به سن آپتین-آلبین از کمربند رخساره‌ای بخش عمیق دریا متعلق به یک پلانفرم کربناته از نوع رمپ تشکیل شده است (شکل‌های ۵ و ۶).

دهنده رژیم هیدرودینامیکی با انرژی کم است، نهشت این رسوبات را در محیط پلاژیک و در زیر قاعده امواج طوفانی (SWB) تأیید می‌کنند. همچنان که ذکر گردید بخش قاعده‌ای سازند گرو در کل حوضه گرو در مناطق مورد مطالعه با فراوانی بالا از رادیولر یا زون تجمع رادیولر (RFZ) در نتیجه غالب بودن شرایط احیایی و کم انرژی با میزان تولید بالای مواد ارگانیکی مشخص می‌شود. در طی کرتاسه میانی و پسین حوادث بی‌هوای اقیانوسی صورت گرفته است. چنین شرایطی موجب ایجاد شرایط بهینه برای نهشته شدن رسوبات سیاه رنگ غنی از مواد آلی سازند گرو را در طی حوادث بی‌هوای اقیانوسی (OAE) شده است. برطبق مطالعات عظام‌پناه و همکاران (Ezampanah et al, 2013) چنین شرایطی موجب تجمع موجودات شناور به ویژه روزنداران شناور همراه با کاهش تجمعات رادیولر در طی آپتین تا تورناین (منطبق بر بخش میانی و بالایی سازند گرو) می‌شود. براین اساس نیز شرایط احیایی در اثر تغییر اقلیم اقیانوسی منجر به کاهش تنوع و فراوانی رادیولر شده و به تنوع و فراوانی روزنداران شناور با حجره طویل افزوده می‌گردد. وجود شرایط احیایی با گسترش نهشته‌های دریایی عمیق با زون حداقل اکسیژن و همچنین گسترش



شکل ۵: مدل رسوبی سازند گرو در برش مورد مطالعه.



شکل ۶: ستون چینه‌شناسی سازند گرو و پراکندگی میکروفاسیس‌های آن در برش مورد مطالعه.

ژئوشیمی رسوبی

از مهم‌ترین کاربردهای مطالعات ژئوشیمی بر روی سنگ‌های کربناته، تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه، محیط رسوبی، دمای دیرینه، میزان دگرسانی، تفکیک محیط‌های دیاژنزی مختلف و تعیین روندهای دیاژنتیکی است (Adabi and Rao, 1996; Adabi and Asadi, 2008). همان‌طور که می‌دانیم کانی‌های اصلی کربناته که در آب دریا تشکیل می‌شوند، عمدتاً آراگونیت، کلسیت پرمینیزیم و کلسیت کم منیزیم هستند که فراوانی نسبی آنها به دما، نسبت عناصر Ca و Mg در محلول، درجه شوری و فشار گاز کربنیک بستگی دارد (Rao, 1996). به دلیل تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی بر روی سنگ آهک‌ها، شناسایی کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها صرفاً براساس مطالعات سنگ‌شناسی نتایج نادرستی را به دنبال دارد (Adabi, 2004). از این رو با استفاده از مطالعات

ژئوشیمیایی می‌توان ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها را تعیین نمود.

عناصر اصلی و فرعی

استرانسیم (Sr): میزان Sr در نمونه‌های کل کربناته^{۱۲} مناطق حاره‌ای^{۱۳} عهد حاضر بین ۸۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی‌پی‌ام در تغییر است (Miliman, 1974). در حالی که این مقدار در نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله^{۱۴} عهد حاضر بین ۱۶۴۲ تا ۵۰۰۷ (میانگین ۳۲۷۰ پی‌پی‌ام) است (Rao and Adabi, 1992; Rao and Jaywardan, 1994; Rao and Ammini, 1995; Veizer et al, 1999). می‌تواند به‌عنوان فاکتور کنترل‌کننده Sr و Mn در رسوبات باشد، به‌طوری که در آراگونیت معمولاً میزان Sr بالا و میزان Mn پایین است (Cantrell, 2006). مقدار Sr ارتباط مستقیمی با ترکیب کانی‌شناسی کربنات‌ها دارد به‌طوری که مقدار آن با افزایش ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی

اند که بخشی از نمونه‌ها مقادیر Sr پایین‌تر از مقادیر معادل‌های عهد حاضر آنها است. که نشان‌دهنده تأثیر دیاژنز متاتوریک بر روی نمونه‌های سازند گرو است. بخش دیگر این نمونه‌ها به دلیل Sr بالا در محدوده سنگ‌های آهکی مزدوران (Adabi and Rao, 1991) و فهلپان (Adabi et al, 2010) قرار دارند که دارای ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی هستند. دامنه تغییرات Mn در نمونه‌های سازند گرو می‌تواند حاکی از تأثیر دیاژنز متاتوریک و شرایط احيایی و دگرسانی بالاتر آن باشد (شکل ۷A).

غیربایوتیک^{۱۵} افزایش و با افزایش ترکیب کانی‌شناسی کلسیتی غیربایوتیک کاهش می‌یابد (Morse and Mckenzie, 1990; Rao and Adabi, 1992). مقدار این عنصر در طی دیاژنز متاتوریک در کربنات‌های قدیمه به مقدار قابل توجهی کاهش می‌یابد (Winfield et al, 1996). مقادیر Sr نمونه‌های سازند گرو بین ۸۳ تا ۲۷۰۶ پی‌پی‌ام در تغییر است (جدول ۲)؛ مقادیر میانگین این نمونه‌ها حدود ۱۱۷۲ پی‌پی‌ام به دست آمده است (جدول ۱). محدوده نمونه‌های سازند گرو در دو بخش قرار گرفته

جدول ۱: مقادیر حداکثر، حداقل و میانگین عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های آهکی سازند گرو در برش الیگودرز.

Carbonate	%Ca	%Mg	Mn ppm	Na ppm	Sr ppm	Fe ppm	Sr/Na	Sr/Ca	Sr/Mn
Min	12	0	19	73	83	10	1	7	0
Max	40	4	3480	238	2706	5234	18	91	82
Average	29	1	461	140	1172	614	9	44	16

جدول ۲: تغییرات عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های آهکی سازند گرو در برش الیگودرز.

No.	Sample name	Distance (m)	%Ca	%Mg	Mn ppm	Na ppm	Sr ppm	Fe ppm	Sr/Na	Sr/Ca	Sr/Mn
1	J11	1	40	1	190	128	376	16	3	9	2
2	J12	2	21	1	25	172	505	1170	3	24	20
3	G5	14	35	1	40	140	817	1212	6	24	20
4	G9	25	33	1	26	135	734	618	5	22	28
5	G15	43	34	1	26	73	1303	47	18	39	50
6	G21	61	38	1	19	94	1101	19	12	29	57
7	G27	80	40	1	27	104	1092	11	11	28	40
8	G33	97	37	1	57	141	789	16	6	21	14
9	G37	108	35	1	179	114	899	90	8	25	5
10	G41	121	33	1	198	156	716	302	5	21	4
11	G45	133	36	1	70	99	780	10	8	22	11
12	G49	141	35	1	84	90	862	56	10	25	10
13	G58	159	36	1	205	99	752	143	8	21	4
14	G64	171	33	1	292	104	670	231	6	20	2
15	G69	181	40	1	57	99	550	63	6	14	10
16	G75	193	12	1	26	132	83	301	1	7	3
17	G83	209	16	0	27	134	725	111	5	45	27
18	G92	233	34	1	1737	112	1165	11	10	34	1
19	G95	242	19	0	199	174	1330	798	8	70	7
20	G100	257	16	0	95	140	1110	157	8	69	12
21	G105	272	35	1	128	138	2028	443	15	58	16
22	G111	284	22	0	80	131	1963	462	15	91	25
23	G117	296	29	1	86	166	2532	598	15	89	30
24	G123	308	31	1	33	182	2706	143	15	88	82
25	G128	318	37	1	349	139	1064	10	8	29	3
26	G136	334	32	1	515	154	1147	875	7	35	2
27	G138	338	31	1	1042	149	1064	477	7	35	1
28	G145	352	30	1	3480	121	890	1854	7	30	0
29	G150	362	34	1	1726	198	1486	534	7	43	1
30	G153	368	26	1	980	148	1367	950	9	53	1
31	G157	376	24	0	564	105	1385	549	13	58	2
32	G162	386	21	4	1846	185	1229	5234	7	57	1
33	G167	396	20	1	1551	150	1101	1835	7	56	1
34	G177	416	23	1	1389	153	1615	729	11	72	1
35	G186	433	12	1	265	112	807	1074	7	66	3
36	G200	449	19	1	547	159	1349	924	8	73	2
37	G204	453	23	0	76	152	1844	529	12	79	24
38	G210	459	40	1	165	175	1661	505	9	42	10
39	G221	470	25	1	25	238	1642	210	7	65	65
40	G231	481	26	1	31	202	1661	1240	8	63	54

بالای Mn را در نمونه‌های کربناته می‌توان به دیاژنز متائوریک، دگرسانی بیشتر و شرایط احیایی نسبت داد (Mucci, 1988) (شکل VD). از آنجایی که سازند گرو در بخش‌های عمیق دریا تشکیل شده است وجود شرایط احیایی در این سازند قابل پیش‌بینی است.

آهن (Fe): مقدار آهن در کلسیت و آراگونیت بیوتیک نسبت به کلسیت و آراگونیت غیر بیوتیک افزایش چشمگیری دارد. این افزایش عمدتاً به دلیل تفریق بیولوژیکی می‌باشد. آراگونیت بیوتیک دارای Fe بیشتر از ۵۰ پی‌پی‌ام می‌باشد در حالی که آراگونیت غیر بیوتیک کمتر از ۵۰ پی‌پی‌ام آهن دارد. که می‌تواند به دلیل تأثیر شرایط احیایی محیط تشکیل باشد. البته وینسنت و همکاران (Vincent et al, 2006) معتقدند که شباهت تغییرات بین آهن و منگنز نشان‌دهنده منشأ یکسان این عناصر و شباهت نحوه ورود آن‌ها به شبکه کربنات‌ها است. همچنین روی تمرکز عناصر فرعی در کربنات‌ها می‌توان به درجه آلتراسیون دیاژنتیکی آنها پی برد. آلتراسیون دیاژنتیکی اغلب باعث افزایش در میزان Mn و Fe در کلسیت می‌گردد، زیرا این عناصر در شرایط احیایی قابل حل می‌باشد (Wierzbowski and Joachimiski, 2007). مقادیر آهن در نمونه‌های آهکی سازند گرو بین ۱۰ تا ۵۲۳۴ پی‌پی‌ام (جدول ۲)؛ و میانگین آن برابر ۶۱۴ پی‌پی‌ام است (جدول ۱). ارتباط دو عنصر Mn و Fe به صورت روند خطی افزایشی با شیب مثبت است که می‌توان نشان‌دهنده شرایط احیایی و افزایش تأثیر دیاژنز متائوریک می‌باشد. دیاژنز متائوریک و شرایط احیایی باعث افزایش مقدار آهن و منگنز می‌شود (شکل VD).

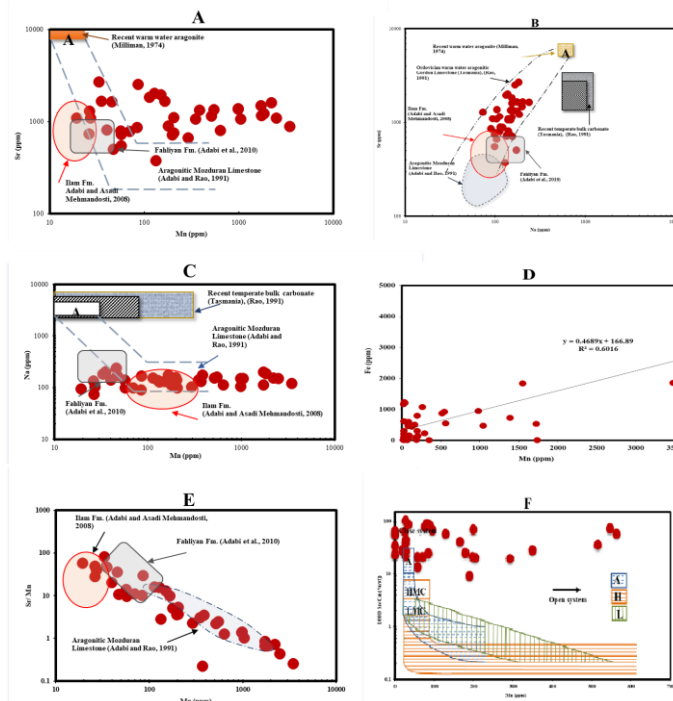
نسبت استرانسیم به منگنز (Sr/Mn) در مقابل منگنز (Mn): در اثر انحلال آراگونیت و کلسیت دارای منیزیم زیاد نیمه پایدار و تبدیل آنها به کلسیت کم منیزیم پایدار Sr کاهش یافته و تمرکز Mn افزایش می‌یابد (Budd, 2002). این فرآیند در سطح زمین توسط نفوذ آب‌های متائوریک به مقدار زیادی تسهیل می‌گردد و باعث پایین آوردن نسبت Sr/Mn می‌شود. بنابراین ترسیم Sr/Mn در مقابل Mn می‌تواند به‌عنوان معیاری مفید برای تخمین میزان انحلال سنگ آهک‌ها مورد استفاده قرار گیرد (Rao, 1991). مقادیر استرانسیم به منگنز (Sr/Mn) در نمونه‌های آهکی سازند گرو بین ۰ تا ۸۲ (جدول ۲)؛ و میانگین آن برابر ۱۶

سدیم (Na): مقادیر سدیم در سنگ آهک‌های آراگونیتی غیر بیوتیک حاره‌ای عهد حاضر بین ۱۵۰۰ تا ۲۷۰۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۵۰۰ پی‌پی‌ام) در تغییر است (Veizer, 1983; Rao and Adabi, 1992)، در حالی که در کلسیت‌های کم منیزیم غیربیوتیک نواحی معتدله تمرکز سدیم حدود ۲۷۰ پی‌پی‌ام می‌باشد. تمرکز سدیم در رسوبات کربناته به شوری، تفریق جنبشی و بیولوژیکی، ترکیب کانی‌شناسی و عمق آب بستگی دارد (Land and Hoops, 1973; Morrison and Brand, 1986; Rao, 1996; Rao and Adabi, 1992). مقادیر سدیم در نمونه‌های مورد مطالعه در سازند گرو بین ۷۳ تا ۲۳۸ پی‌پی‌ام در تغییر هستند (جدول ۲)؛ که میانگین این نمونه‌ها برابر ۱۴۰ پی‌پی‌ام می‌باشد (جدول ۱). با توجه به نمونه‌های سازند گرو بیشتر در محدوده‌های سنگ‌های آهکی آراگونیتی گوردون تاسمانیا (Rao, 1991) (شکل VB) و سنگ‌های آهکی مزدوران (Adabi and Rao, 1991)، سازند فهلیان (Adabi et al, 2010) و سازند ایلام (Adabi and Asadi Mehmandosti, 2008) (شکل VC) قرار گرفته‌اند که نشان‌دهنده کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی می‌باشد. پایین‌تر بودن مقدار Na در نمونه‌های سازند گرو از معادل‌های کربناته عهد حاضر آنها و قرار گرفتن آنها در محدوده‌های ذکر شده می‌تواند به دلیل ضریب توزیع پایین سدیم در آب‌های متائوریک و تأثیر این آب‌های متائوریک که موجب کاهش سدیم می‌شود، بوده باشد (شکل‌های VB و C).

منگنز (Mn): مقدار Mn در کربنات‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر کمتر از ۲۰ پی‌پی‌ام (Milliman, 1974) ولی در کربنات‌های معتدله عهد حاضر بیش از ۳۰۰ پی‌پی‌ام است (Rao and Adabi, 1992; Rao and Amini, 1995). همچنین مقدار منگنز در کربنات‌های آراگونیتی متفاوت می‌باشد. افزایش میزان Mn را می‌توان به شرایط احیایی حاکم بر محیط نیز نسبت داد (Pingitor, 1978; Shanmugamand and Benediet, 1983). مقدار Mn با افزایش تأثیر دیاژنز متائوریک افزایش می‌یابد (Rao, 1991) زیرا ضریب توزیع Mn در حدود ۱۵ است و در آب‌های متائوریک تمرکز بالایی دارد (Pingitore, 1978, Brand and Veizer, 1980; Wierzbowski and Joachimiski, 2007). مقادیر Mn در نمونه‌های سازند گرو بین ۱۹ تا ۳۴۸۰ پی‌پی‌ام در تغییر بوده (جدول ۲)؛ و میانگین آنها برابر ۴۶۱ پی‌پی‌ام به دست آمده است (جدول ۱). فراوانی

نسبت Sr/Ca در مقابل Mn می‌توان روند دیاژنز در سیستم‌های باز و بسته را تعیین نمود (Veizer, 1983). برند و وایزر (Brand and Veizer, 1980) محدوده‌هایی برای روندهای دیاژنتیکی آراگونیت، کلسیت پر منیزیم، کلسیت کم منیزیم در این نمودار مشخص کرده‌اند. در سیستم‌های دیاژنزی باز با افزایش تبادلات آب به سنگ^{۱۶} میزان نسبت استرانسیم به کلسیم کاهش می‌یابد در حالی که در سیستم‌های دیاژنتیکی بسته و نیمه بسته این تبادلات کم بوده لذا این نسبت در فازهای دیاژنتیکی، تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه ندارد. به‌طور کلی کاهش منگنز در کلسیت دیاژنتیکی نشانگر بسته بودن سیستم دیاژنتیکی می‌باشد (Brand et al, 2006). مقادیر استرانسیم به منگنز (Sr/Ca) در نمونه‌های آهکی سازند گرو بین ۷ تا ۹۱ (جدول ۲)؛ و میانگین آن برابر ۴۴ است (جدول ۱). بالا بودن نسبت Sr/Ca در نمونه‌های مورد مطالعه در سازند گرو نشان می‌دهد که این نمونه‌ها تحت تأثیر دیاژنز متائوریکی در سیستم دیاژنتیکی بسته تا باز هستند که به ترتیب با نسبت آب به سنگ پایین و بالا قرار گرفته‌اند (شکل YF).

است (جدول ۱). فرارگیری غالب نمونه‌های سازند گرو در محدوده آهک‌های آراگونیتی سازند مزدوران (Adabi and Rao, 1991) و پایین بودن نسبت مقادیر Sr/Mn در مقابل Mn می‌تواند ناشی از تبادل نسبتاً بالای آب به سنگ در آنها بوده باشد یا اینکه تأثیر سیالات دیاژنتیکی بر روی نمونه‌های آن در سیستم دیاژنتیکی بسته تا باز صورت گرفته باشد. در سازند گرو که بسیاری از نمونه‌ها دارای مقادیر Sr/Mn پایین هستند، نقش تأثیر دیاژنز متائوریکی و میزان انحلال بیشتر را نمایش می‌دهد. در حالی که مقداری از نمونه در محدوده سازند ایلام (Adabi and Asadi Mehandosti, 2008) و فهلیان (Adabi et al, 2010) قرار دارند و نسبت Sr/Mn آنها بالا است نشانی بر تأثیر کمتر انحلال می‌باشد. به عبارت دیگر بخش‌های مختلف ستون چینه‌شناسی سازند گرو تحت تأثیر دو نوع انحلال در سیستم بسته و باز قرار گرفته‌اند (شکل YE). نسبت مقادیر استرانسیم به کلسیم (Sr/Ca) در مقابل منگنز (Mn): نسبت Sr/Ca آب دریا به نسبت Sr/Ca در کربنات‌ها و ضریب توزیع استرانسیم در کربنات‌ها بستگی دارد (Schlanger, 1988; Stoll and Schrag, 1998).



شکل ۷: A: نمودار تغییرات استرانسیم (Sr) در برابر منگنز (Mn). B: نمودار تغییرات سدیم (Na) در برابر استرانسیم (Sr). C: نمودار تغییرات سدیم (Na) در برابر منگنز (Mn). D: نمودار تغییرات آهن (Fe) با منگنز (Mn). E: نمودار تغییرات Sr/Mn در مقابل منگنز (Mn). F: ترسیم نسبت تغییرات Sr/Ca در مقابل منگنز (Mn).

نتیجه‌گیری

براساس مطالعات رسوب‌شناختی، آنالیزهای ژئوشیمیایی و پتروگرافی آلی صورت گرفته بر روی سازند گرو در برش سطح‌الارضی الیگودرز در جنوب- شرق لرستان نتایج زیر حاصل گردیده است:

(۱) سازند گرو دارای ضخامت ۴۸۳ متر است، که غالباً از شیل‌های آهکی و سنگ آهک‌های شیلی و در برخی موارد در برش مورد مطالعه چرت تشکیل شده است. این سازند به صورت ناپیوستگی فرسایشی بر روی سنگ‌های برشی معادل سازند گوتنیا قرار گرفته است. مرز بالایی آن به علت قرار گرفتن در هسته ناودیس نامشخص است.

(۲) مهم‌ترین اجزاء زیستی شناسایی شده در بخش‌های مختلف سازند گرو شامل رادیولرها، فرامینیفرهای پلانکتون (گلوبیژرنیلوئیدس، هدبرژلا، لئوپولیدینا) می‌باشد. از جمله مهم‌ترین ترکیبات غیرکربناته شناسایی شده ترکیبات آهن‌دار است.

(۳) براساس رخساره‌های شناسایی شده و آنالیز رسوبی، با توجه به حضور رادیولرها و فرامینیفرهای پلانکتون نظیر گلوبیژرنیلوئیدس، هدبرژلا و لئوپولیدینا و مقایسه ۷ رخساره شناسایی شده در این برش با توجه به مدل فلوگل و ویلسون (Wilson, 1975; Flugel, 2010) نتایج‌گیری می‌شود که سازند گرو به سن آپتین-آلبین از کمربند رخساره‌ای بخش عمیق دریا متعلق به یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ تشکیل شده است.

(۴) ترکیب کانی‌شناسی اولیه سازند گرو براساس شواهد عناصر اصلی و فرعی و نسبت این عناصر در مقابل هم،

نظیر Sr و Na در مقابل Mn و نیز مقایسه با محدوده‌های ارائه شده برای آراگونیت‌های گوردون تاسمانیا، آهک‌های آراگونیتی مزدوران، آهک‌های سازند ایلام و فهلیان عمدتاً آراگونیتی بوده است.

(۵) ترسیم تغییرات Sr/Mn در مقابل Mn عمدتاً نشان-دهنده این است که در سازند گرو بسیاری از نمونه‌ها دارای مقادیر Sr/Mn پایین هستند، که این نقش تأثیر دیاژنز متاوریکی و میزان انحلال بیشتر را نمایش می‌دهد. درحالی که مقداری از نمونه در محدوده سازند ایلام و فهلیان قرار دارند و نسبت Sr/Mn آنها بالا است که نشانی بر تأثیر کمتر انحلال می‌باشد. یعنی بخش‌های مختلف ستون چینه-شناسی سازند گرو تحت تأثیر دو نوع انحلال در سیستم بسته و باز قرار گرفته‌اند.

(۶) ترسیم تغییرات نسبت Sr/Ca در مقابل Mn نشان می‌دهد که دگرسانی دیاژنتیکی بر روی نهشته‌های سازند گرو در یک سیستم بسته تا باز به ترتیب با نسبت آب به سنگ پایین و بالا اتفاق افتاده است. پایین بودن مقادیر Sr, Na و بالا بودن مقادیر Mn نشان‌دهنده تأثیر دیاژنز متاوریکی بر این نمونه‌ها است. ترسیم تغییرات Fe در مقابل Mn در نمونه‌های سازند گرو نشان‌دهنده افزایش نسبی آهن و منگنز به دلیل شرایط احیایی و یا افزایش تأثیر دیاژنز متاوریکی است.

سپاسگزاری

نویسندگان این مقاله از هیچ سازمان یا ارگانی کمک مالی دریافت نکرده است.

پانویس

1-High Zagros Zone

2-Atomic Absorption Spectrophotometry

3-Open Marine

4-Planer-s

5-Storm Wave Base

6-Upwelling

7-Distal

8-Anoxic

9-Radiolaria Flood Zone

10-Basin

11-Oceanic Anoxic Event 1a

12-Bulk

13-Tropical

14-Temperate

15-Abiotic

16-Water- Rock Interaction

References

- Adabi, M.H., 2004. A re-evaluation of aragonite versus calcite sea, Carbonates and Evaporates, v. 19, p. 133-141.
Adabi, M.H. and Asadi Mehmandosti, E., 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam

- Formation in the Tang-e-Rashid area, Izeh, S.W. Iran: Journal of Asian Earth Sciences, v. 33, p. 267-277.
Adabi, M.H. and Rao, C.P., 1991. Petrographic and geochemical evidence for

- original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran: *Sedimentary Geology*, v. 72, p. 253-267.
- Adabi, M.H. and Rao, C.P., 1996. Petrographic, elemental and isotopic criteria for the recognition of carbonate mineralogy and climates during the Jurassic (e. g. from Iran and England), 13th Australian Geological Convention, p. 6.
- Adabi, M.H., Salehi, M.A. and Ghabeishavi, A., 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan London, Geological Society Special Publication, v. 117, p. 367-376.
- Adabi, M.H., 2011. *Sedimentary Geochemistry*, Arian Zamin, Second Edition, 503 p (in Persian).
- Ezampannah, Y., Sadeghi, A., Adabi, M.H. and Jamali, A.M., 2012. Biostratigraphy of the Garau Formation in Naft well subsurface stratigraphic section, South Kermanshah, *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, v. 28(2), p. 69-82 (in Persian).
- Ala, M.A., Kinghorn, R.R.F. and Rahman, M., 1980. Organic geochemistry and source rock characteristics of the Zagros petroleum province, Southwest Iran, *Journal of Petroleum Geology*, v. 3, p. 61-89.
- Bordenave, M.L. and Burwood, R., 1990. Source rock distribution and maturation in the Zagros Orogenic Belt: Provenance of Asmari and Bangestan reservoir oil accumulations, *Organic Geochemistry*, v. 16, p. 369-387.
- Bordenave, M.L. and Huc, A.Y., 1995. The Cretaceous source rock in the Zagros Foothills of Iran: *Reve De Institut Francais Du Petrole*, v. 50, p. 727-754.
- Budd, D., 2002. The relative roles of compaction and early cementation in the destruction of permeability in carbonate grainstones: a case study from the Paleogene of west-central Florida, *Journal of Sedimentary Research*, v. 72, p. 116-128.
- Brand, U., Azmy, K. and Veizer, J., 2006. Evaluation of the Salinic I tectonic, Cancañiri glacial and Ireviken biotic events: Biochemostratigraphy of the Lower Silurian succession in the Niagara Gorge area, Canada and U.S.A.: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 241(2), p. 192-213.
- Brand, U. and Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system, II: stable isotopes, *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, p. 987-997.
- Cantrell, D.L., 2006. Cortical fabrics of Upper Jurassic ooid, Arab Formation, Saudi Arabia: Implication for original carbonate mineralogy, *Sedimentary Geology*, v. 186, p. 157-170.
- Coccioni, R., Silva, I.P., Marsili, A. and Verga, D., 2007. First radiation of Cretaceous planktonic foraminifera with radially elongate chambers at Angles (Southeastern France) and biostratigraphic implications, *Rev Micropaleontol*, v. 50, p. 215-224.
- Dickson, J., 1965. Carbonate identification and genesis as revealed by staining, *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 205, p. 491-505.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture: *American Association of Petroleum Geologists*, p. 108-121.
- Ezampannah, Y., Sadeghi, A., Jamali, A.M. and Adabi, M.H., 2013. Biostratigraphy of the Garau Formation (Berriasian? – Lower Cenomanian) in central part of Lurestan zone, northwest of Zagros, Iran, *Cretaceous Research*, v. 46, p. 101-113.
- Flügel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks*: Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 976 p.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies Analysis of Limestones, Analysis Interpretation and Application*, Springer-Verlag, 976 p.
- Gorican, S., Pavsic, J. and Rozic, B., 2012, Bajocian to Tithonian age of radiolarian chert in the Tolmin basin (NW Slovenia), *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 183, p. 369-382.
- Hamon, Y. and Merzeraud, G., 2007. C and O isotope stratigraphy in shallow marine carbonate: a tool for sequence stratigraphy (example from the Lodeve region, peritethian domain): *Swiss Journal Geoscience*, v. 100, p. 71-84.
- Heldet, M., Bachmann, M. and Lehmann, J., 2008. Microfacies, biostratigraphy and geochemistry of the hemipelagic Barremian–Aptian in north-central Tunisia: Influence of the OAE 1a on the southern

- Tethys margin, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 261, p. 246-260.
- Jamalian, M., Adabi, M., Moussavi, M.R. and Sadeghi, A., 2011. Geochemistry and petrography of Garau Formation with Neocomian-Aptian age in type section (Kabir Kuh, Ilam province), *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, v. 27(2), p. 1-26 (in Persian).
- James, G.A. and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 49, p. 2182-2245.
- Kavoosi, M.A., 2014. Inorganic control on original carbonate mineralogy and creation of gas reservoir of the Upper Jurassic carbonates in the Kopet-Dagh Basin, NE Iran. *Carbonates and Evaporites*, v. 29, p. 419-432.
- Kavoosi, M.A., Lasemi, Y., Sherhati, S. and Moussavi-Harami, R., 2009. Facies analysis and depositional sequences of the Upper Jurassic Mozduran Formation, a reservoir in the Kopet Dagh Basin, NE Iran, *Journal of Petroleum Geology*, v. 32(3), p. 235-260.
- Land, L.S. and Hoops, G.K., 1973. Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 43, p. 614-617.
- Milliman, J.D., 1975. *Marine Carbonates Recent Sedimentary Carbonates, Part 1*. Springer-Verlag, Berlin, 375 p.
- Morrison, J.O. and Brand, U., 1986. Geochemistry of recent marine invertebrates, *Geoscience Canada*, v. 13, p. 237-254.
- Morse, J.W. and Mackenzie, F.T., 1990. *Geochemistry of Sedimentary Carbonates, Development in Sedimentology*, Amsterdam (Elsevier), v. 48, 707 p.
- Motiei, H., 1995. *Geology of Iran- Zagros Stratigraphy*, Geological Survey & Mineral Explorations of Iran, 556 p (in Persian).
- Motiei, H., 2003. *Geology of Iran (Zagros Stratigraphy)*, Geological Survey & Mineral Explorations of Iran, Second Edition, 583 p (in Persian).
- Mucci, A., 1988. Manganese uptake during calcite precipitation from sea water: conditions leading to the formation of a pseudokutnahorite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 52, p. 1859-1868.
- Nairn, A.E.M. and Alsharhan, A.S., 1997. *Sedimentary Basins and Petroleum Geology of the Middle East*, Elsevier.
- Payros, A. and Pujalte, V., 2008. Calciclastic submarine fans: An integrated overview, *Earth-Science Reviews*, v. 86, p. 203-246.
- Pingitore, N.R., Jr. 1978. The behavior of Zn and Mn during carbonate diagenesis: theory and applications; *Journal and Sedimentary Petrology*, v. 18, p. 31-34.
- Piryaei, A., Reijmer, J.J.G., Van Buchem, F.S.P., Yazdi-Moghadam, M., Sadouni, J. and Danelian, T., 2010. The influence of Late Cretaceous tectonic processes on sedimentation patterns along the northeastern Arabian plate margin (Fars Province, SW Iran), p. 211-251. In Leturmy, P. & Robin, C. (eds) *Tectonic and Stratigraphy Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic*, Geological Society of London, Special Publications, 330 p.
- Rao, C.P., 1990. Petrography, trace elements and oxygen and carbon isotopes of Gordon Group carbonate (Ordovician), Florentine Valley, Tasmania, Australia: *Sedimentary Geology*, v. 66, p. 83-97.
- Rao, C.P., 1991. Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia: *Carbonates and Evaporites*, v. 6, p. 83-106.
- Rao, C.P., 1996. *Modern Carbonates, Tropical, Temperate, Polar. Introduction to Sedimentology and Geochemistry*, Hobart (Tasmania), 206 p.
- Rao, C.P. and Adabi, M.H., 1992. Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia: *Marine Geology*, v. 103, p. 249-272.
- Rao, C.P. and Amini, Z.Z., 1995. Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonates, western Tasmania, Australia: *Carbonates and Evaporites*, v. 10, p. 114-123.
- Rao, C.P. and Jayawardane, M.P.J., 1994. Major minerals, elemental and isotopic composition in modern temperate shelf

- carbonates, eastern Tasmania, Australia: implications for the occurrence of extensive ancient non-tropical carbonates: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 107, p. 49-63.
- Salehi, M.A., Adabi, M.H., Ghalavand, H. and Ghobishavi, A., 2007. Reconstruction of the sedimentary environment and the petrographic and geochemical evidence for the original aragonite mineralogy of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation) in the Zagros sedimentary basin, Iran: 13th Bathurst Meeting of Carbonate Sedimentologists, UK. (Poster).
- Sarfi, M., Ghasemi-Nejad, E., Mahanipour, A., Yazdi-Moghadam, M. and Sharifi, M., 2015. Integrated biostratigraphy and geochemistry of the lower Cretaceous Radiolarian Flood Zone of the base of the Garau Formation, northwest of Zagros Mountains, Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, v. 8(9), p. 7245-7255.
- Sepehr, M., and J.W. Cosgrove, 2004. Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran: *Marine and Petroleum Geology*, v. 21, p. 829-843.
- Schlanger, S.O., 1988. Strontium storage and release during deposition and diagenesis of marine carbonates related to sea-level variations. In *Physical and chemical weathering in geochemical cycles* (p. 323-339). Springer, Dordrecht.
- Shanmugam, G. and Benedict III, G.L., 1983. Manganese distribution in the carbonate fraction of shallow to deep marine lithofacies, Middle Ordovician, eastern Tennessee, *Sedimentary Geology*, v. 35, p. 159-175.
- Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davis, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D. and Simmons, M.D., 2001. Arabian plate sequence stratigraphy. *GeoArabia Special Publication 2*, Gulf Petro Link, Bahrain, 371 p.
- Sibley, D.F. and Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock textures, *Journal of sedimentary Research*, v. 57(6), p. 967-975.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 52, p. 1229-1258.
- Stoll, H.M., Schrag, D.P. and Clemens, S.C., 1999. Are seawater Sr/Ca variations preserved in Quaternary foraminifera?. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 63(21), p. 3535-3547.
- Thiede, J. and Junger, B., 1992. Faunal and floral indicators of ocean coastal upwelling (NW African and Peruvian continental margins), *Geological Society Special Publication*, v. 64, p. 47-76.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Goddard, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., and Strauss, H., 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ 113 and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater, *Chemical Geology*, v. 161, p. 59-88.
- Veizer, J., 1983. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. *Reviews in Mineralogy*, v. 11, p. 265-300.
- Wierzbowski, H. and Joachimiski, M., 2007. Reconstruction of late Bajocian-Bathonian marine paleoenvironments using carbon and oxygen isotope ratios of calcareous fossils from the Polish Jura Chain (central Poland), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleocology*, v. 254, p. 523-540.
- Wilson, J., 1975. *Carbonate Facies in Geological history*, Springer, 471 p.
- Winefield, P.R., Nelson, C.S. and Hodder, A.P.W., 1996. Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry, a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic limestones. *Carbonates and Evaporites*, v. 11, p. 19-31.
- Zolfaghari, Z., Foroughi, F., Ghasemi-Nejad, E. and Yazdi-Moghadam, M., 2016. Biostratigraphy and paleoenvironmental studies of the Garau Formation in Well A, Central Lurestan, Northwest of Zagros, *Scientific Semiannual Journal Sedimentary Facies*, v. 9(1), p. 91-106 (in Persian).