



Research Article

Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Lower Carboniferous deposits in the Alborz zone based on benthic foraminifera and isotopic geochemistry

Seyedeh Parvin Mousavi Taher^{1*} , Aram Bayet-Goll¹, Najmeh Etemad-Saeed¹, Mehdi Daraei¹, Afshin Zohdi², Javad Rabbani², Fatemeh Mohammad Zadeh³

1-Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

2-Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran

3-Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 01 Jun 2021 Accepted: 18 Dec 2021

Extended Abstract

Introduction

Understanding the cyclical nature of changes in sea-level regime leads to awareness of historical land events. In the functional basin, it leads to predictions about the presence of source rocks and hydrocarbon reservoirs in sedimentary sequences. Cycles are formed during a process of falling to rising sea level. The study of sedimentary cycles and understanding the causes of their formation is done in the form of cyclic stratigraphy. Relative changes in sea level were the first active mechanism for the formation of marine sedimentary cycles and sequences. In general, cyclic sedimentary patterns are the product of tectonic and climatic processes, followed by global and local changes in sea level.

Materials and Methods

The study of cycles and their formation controlling factors in this article has been done using qualitative studies such as field and laboratory evidence of carbonate deposits of Mobarak Formation. In order to achieve the types of cycles and processes affecting their formation, facies and facies association, depositional environment, isotopic geochemistry and relative sensors were determined using benthic foraminifera as well as sequence stratigraphy.

Results and Discussion

Studies on field evidence such as sediment erosion pattern, lateral continuity of layers, sedimentary and biological structures, as well as petrographic studies of facies and facies association obtained in this formation, four third-order sedimentary sequences of S1 to S4 were identified. The sequences did not have a low-stand systems tract (LST) and were identified by a highstand systems tract (HST) and transgressive systems tract (TST) that could be controlled by the interaction between eustatic sea-level changes and climate conditions. Depositional sequences show retro-gradational (transgressive systems tract) and progradational (high-stand systems tract) stacking patterns.

Citation: Mousavi Taher, S.P. et al, 2021. Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Lower Carboniferous, *Res. Earth. Sci.* 12(4), (166-188) DOI: 10.48308/esrj.2022.101029

* Corresponding author E-mail address: parvinmousavitaher@gmail.com





Together, these sequences cover a large regressive cycle from the basins / open marine facies to the tidal zone. The distribution and geometry of the Tournaisian-Visean Mobarak Formation imply deposition on a low-angle, relatively low-energy homoclinal carbonate ramp. This interpretation is based on the characteristics of the constituting facies and their gradual lateral and vertical changes. Based on the facies analysis and their associations, four facies' belts (associations) can be recognized, i.e., basinal environments, outer ramp (deep subtidal associations), mid ramp (shallow subtidal associations), and inner ramp. The study of fossils in sedimentary deposits is one of the oldest and most common methods for determining the relative age of sediments. By examining the distribution of fossils in stratigraphic units and organizing stratigraphy in units based on their fossil content, the age of the units can be determined. According to this, the bio-stratigraphic investigation shows 9 biozones (MFZ1-MFZ9) belonging to the Hastarian, Ivorian, and Moliniacian sub-stages based on the classification of Mississippian Foraminiferal Zones (MFZ). A good agreement between TSTs and HSTs, and $\delta^{13}\text{C}$ chemo-stratigraphy implies that sea level fluctuations are the main mechanism that control the $\delta^{13}\text{C}$ fluctuations in the Mobarak Formation. Integration of these data indicates that the sequences has been driven by the eustatic sea-level changes and suggests a basis for the regional sequence stratigraphic correlations. The relative ages of the studied calcareous strata were obtained in the Kalariz sections. They are related to the three sub-stage of Hastarian, Ivorian, and Moliniacian. In addition, the study of oxygen and carbon isotopes, which was performed in the Kalariz section, was used to determine the sequence levels and the long-term temperature of the Lower Carboniferous deposits. Therefore, by studying the isotopic values of oxygen and carbon, it is found that the analyzed samples of this formation experienced the least amount of alteration and diagenesis and were close to the waters of the lower Carboniferous Sea.

Conclusion

In this study, 12 main facies were identified and classified into 5 facies association. These facies association are spread on a homoclinal ramp carbonate platform. Examining the field and laboratory evidence, four third-order sedimentary sequences S1, S2, S3 and S4 were identified by the high-stand systems tract (HST) and transgressive systems tract (TST) categories. According to the subdivision of Mississippian foraminiferal zones (MFZ), 9 biozones (MFZ1- MFZ9) were identified in this study, which belong to the subgroups of Hastarian, Ivorian and Moliniacian. In addition, by studying the isotopic values of oxygen and carbon, it was found that the analyzed samples of this formation experienced the least amount of alteration and diagenesis and were close to the waters of the lower Carboniferous Sea. Finally, the studies showed that the main mechanism controlling the fluctuations of isotopic values, cycles and sequences of the third order are the Eustatic fluctuations of the water surface.

Keywords: Sequence stratigraphy, Biostratigraphy, Isotopic geochemistry, Benthic foraminifera, Lower Carboniferous.



زیست‌چینه‌نگاری و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های کربونیفر زیرین زون البرز بر مبنای فرامینیفراهای بنتیک و ژئوشیمی ایزوتوپی

سیده پروین موسوی طاهر*^۱، آرام بایت‌گل^۱، نجمه اعتماد سعید^۱، مهدی دارائی^۱، افشین
زهدی^۲، جواد ربانی^۲، فاطمه محمدزاده^۳

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

(پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۴۰۰/۳/۱۱ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۰/۱۱/۲۹

چکیده

توزیع و هندسه سازند مبارک به سن تورنژین-ویژن حاکی از رسوبگذاری بر روی رمپ کربناتی هموکلاین نسبتاً کم انرژی با زاویه کم است. این تفسیر براساس ویژگی‌های رخساره‌های تشکیل دهنده و روابط جانبی و عمودی تدریجی بین رخساره‌های رسوبی است. براساس تجزیه و تحلیل رخساره‌ها و مجموعه‌های رخساره‌ای، می‌توان چهار مجموعه رخساره‌ای برای رمپ کربناتی مبارک در نظر گرفت که عبارتند از محیط‌های رسوبی حوضه، رمپ خارجی (مجموعه‌های ساب‌تایدال عمیق)، رمپ میانی (مجموعه‌های ساب‌تایدال کم‌عمق) و رمپ داخلی. سازند مبارک از ۴ سکانس رسوبی (S1-S4) تشکیل شده است که حاصل فعل و انفعال بین تغییرات سطح آب دریا و شرایط اقلیمی می‌باشند. این سکانس‌ها شامل پکیج‌های پس‌نشسته^۱ (دسته رخساره پیش‌رونده (TST)) و پیش‌نشسته^۲ (دسته رخساره ترازبالا (HST)) هستند. زیست‌چینه‌نگاری سازند مبارک براساس زیرتقسیم‌بندی زون‌های فرامینیفری می‌سی‌سی‌پین^۳ (MFZ) انجام گرفته، ۹ بایوزون (MFZ1-MFZ9) متعلق به زیرآشکوب‌های هاستارین، ایورین و مولینیسین را نشان می‌دهد. انطباق خوب دسته‌رخساره‌های HST، TST و ژئوشیمی ایزوتوپ کربن ۱۳ ($\delta^{13}C$) حاکی از آن است که نوسانات سطح آب دریا به عنوان مکانیسم اصلی، منجر به تغییر مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۳ ($\delta^{13}C$) روی رمپ کربناتی مبارک شده است. به طور کلی، تلفیق این مجموعه داده‌ها می‌تواند مبنایی برای انطباق سکانس‌های رسوبی در مقیاس ناحیه‌ای ناشی از تغییرات سطح دریای جهانی قابل استفاده باشد.

واژه‌های کلیدی: چینه‌نگاری سکانسی، زیست‌چینه‌نگاری، ژئوشیمی ایزوتوپی، فرامینیفراهای بنتیک، کربونیفر
زیرین.

Email: parvinmousavitaher@gmail.com

*- نویسنده مسئول:

مقدمه

تشکیل شلف قاره‌ای وسیع که خود از نتایج تشکیل کافت در اردوویسین-سیلورین بوده است، منجر به آن گشته است که فلات ایران و مناطق اطراف آن، در حاشیه شمالی گندوانا و در امتداد حاشیه جنوبی اقیانوس پالئوتتیس قرار گیرند (Bagheri and Stamfli, 2008; Muttoni et al, 2009). به استثنای مناطقی چون آذربایجان و زاگرس، در بیشتر نواحی ایران، نهشته‌های پلتفرمی دونین پسین پس از یک توقف رسوبی، تا زمان کربونیفر زیرین به گسترش خود ادامه می‌دهند. از این رو به مانند سنگ‌های دونین بالایی، سنگ‌های کربنیفر زیرین نیز، گسترش قابل توجهی در فلات ایران داشته و در اغلب موارد بر روی سنگ‌های دونین بالایی قرار گرفته‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۳). سنگ‌های کربونیفر شناسایی شده در ایران، اغلب به سن تورنژین-ویژن بوده و از این رو، محققین بر این باورند که در ابتدای کربونیفر پسین، با شروع فعالیت‌های زمین‌ساختی هم‌زمان با رخداد هرسی‌نین، مناطق گسترده‌ای از فلات ایران رخنمون یافته و همین امر منجر به گسترش عمل فرسایش در سنگ‌های پالئوزویک زیرین شده است. حوادث تکتونیکی و رسوبی پالئوزویک در مقیاس وسیع ناحیه‌ای، مانند حادثه تکتونیکی هرسی‌نین در دوره‌های دونین و کربنیفر، با دوره‌های یخچالی کربونیفر میانی و پسین و در نتیجه افت سطح آب دریا ادامه یافته است، هر چند در این بین، ذوب یخچال‌ها در پرمین میانی سبب بالا آمدگی عمومی سطح نسبی آب دریا شده است (Bagheri and Stampfli, 2008). نوع سنگ‌های کربونیفر زیرین سازند مبارک، در بخش‌های زیادی از زون ساختاری-رسوبی البرز از نوع کربنات‌های آهکی است. اما شیل/مارن تیره‌رنگ نیز که حاوی انواع متنوعی از عناصر اسکلتی چون بریزوآ،

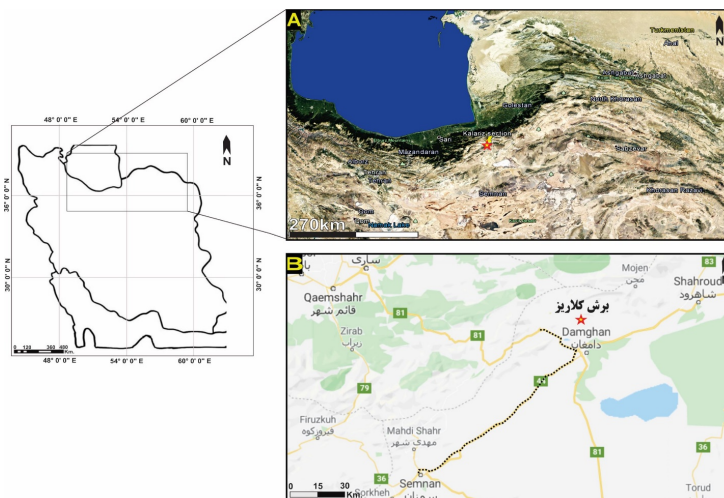
براکیوپود، کرینوئید، مرجان، جلبک سبز، فونا‌های فرامینیفری، کنودونت و آمونید است، نیز در این سازند مشاهده می‌گردد. رخساره سنگی و زیستی سنگ‌های یاد شده نشان از دریا‌های گرم و کم‌ژرفا دارد. این زون به سبب رخنمون مناسب از نهشته‌های کربونیفر زیرین که حاوی فونای زیستی مناسبی از فرامینیفرهای بنتیک است، جهت مطالعه سکانس‌های رسوبی و تعیین سن نسبی، مورد توجه قرار گرفت. از این رو، از آنجا که اغلب مطالعات بر روی نهشته‌های کربونیفر زیرین در ایران صرفاً از نوع تعیین محیط رسوبگذاری و زیست‌زون‌بندی بوده است و کمتر مبحث چینه‌نگاری سکانسی مورد بررسی قرار گرفته است، مطالعه سکانس‌های رسوبی در تلفیق با داده‌های ایزوتوپی و زیست‌زون‌بندی فرامینیفری می‌تواند کمک مهمی به درک عوامل اصلی شکل دهنده سکانس‌های رسوبی سازند مبارک، کند. مطالعاتی که قبلاً به وسیله مصدق، ۱۳۷۹، بر روی این سازند صورت گرفته است، دلالت بر سن تورنژین پیشین تا نامورین پیشین و ته‌نشینی این سازند بر روی پلتفرم نوع رمپ با انتهای پرشیب (Distally steepened ramp) دارد. همچنین فلاحتگر و مصدق (Falahatgar and Mossaddegh, 2012) موقعیت محیط رسوب‌گذاری سازند مبارک را مربوط به حاشیه غیرفعال تکتونیکی از جنوب اقیانوس پالئوتتیس دانسته‌اند که بر روی یک پلاتفرم کربناتی از نوع رمپ، این رسوب‌گذاری انجام گردیده است. برنکل و همکاران (Brenckle et al, 2009) براکیوپودهای سازند مبارک را مؤید سن تورنژین برای بخش پایین سازند دانستند. همچنین در برش آبناک از این سازند، فرامینیفرهای ویژن پایینی را منطبق با Moliniacian غرب اروپا و آشکوب Arundian و افق Bobrikovsky روسیه عنوان کردند. بایت‌گل و

معرفی نموده و علت تشابه این دو محدوده را در شرایط تشکیل آنها که یک پلتفرم کم عمق و گرم بوده است، می دانند.

منطقه مورد مطالعه

نهشته‌های رسوبی سازند مبارک به سن تورنیزین-ویژن واقع در زون البرز، دارای سنگ آهک با میان لایه‌های شیل / مارن است. مطالعه رخساره‌ها، محیط رسوبی، سکانس‌ها، زون بندی زیستی فرامینیفرهای کفزی جهت تعیین سن نسبی سکانس‌ها و همینطور مطالعه عناصر ایزوتوپی کربن و اکسیژن جهت شناسایی سطوح سکانسی در این سازند، بر روی برش کلاریز انجام گردید. این برش از سازند مبارک با مختصات $54^{\circ} 18' 05.9''$ شرقی و $36^{\circ} 20' 12''$ شمالی و با ضخامت حدود ۲۶۶ متر در شمال شهر دامغان از توابع استان سمنان واقع گردیده است (شکل ۱). سازند مبارک در این برش با یک مرز تدریجی، بر روی سازند جیروود به سن دونین بالایی قرار گرفته است. همچنین مرز بالایی این سازند در برش مورد مطالعه به ماسه سنگ‌های سازند درود به سن پرمین زیرین که با ظهور ویژگی‌های خاکزادی همراه است، می‌رسد.

همکاران (Bayet Goll et al, 2018b) نهشته‌های معادل سازند مبارک در پهنه ساختاری سنندج-سیرجان را از لحاظ چینه‌نگاری چرخه‌ای مورد بررسی قرار داده و به این نتیجه رسیدند که توالی-های کربونifer زیرین ایران در حاشیه شمالی گندوانا بر روی یک شلف گسترده و پایدار رسوب گذاری نموده است که عمدتاً نهشته‌های چرخه‌ای این توالی‌ها تحت تاثیر نوسانات جهانی سطح آب دریا (eustatic) و گسترش شرایط گلخانه‌ای (Greenhouse) ایجاد شده است و نقش تکتونیک در این توالی‌ها بی تاثیر بوده است. آدابی و ارباب (۱۳۸۱)، با مطالعه‌ای که بر روی عناصر اصلی و فرعی و همینطور ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن سازند مبارک در ناحیه آرو داشتند، کانی‌شناسی اولیه این سازند را آراگونیتی معرفی کردند. همچنین با بررسی تغییرات ایزوتوپ اکسیژن، مقادیر منفی بالای این ایزوتوپ را، مرتبط با تاثیر دیاژن متئوریکی روی رسوبات سازند مبارک که در یک سیستم نیمه بسته تا باز نهشته شدند، عنوان نمودند. به علاوه، با مقایسه تغییرات ایزوتوپی کربن و اکسیژن، محدوده کربناتی سازند مبارک را، در نزدیکی محدوده کربنات‌های تروپیکال عهد حاضر



شکل ۱: (A) تصویر ماهواره‌ای از زون البرز و برش مورد مطالعه در منطقه کلاریز (بر گرفته از Google Earth). (B) راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (بر گرفته از Google Maps) که با علامت ستاره مشخص گردیده است.

مواد و روش‌ها

در این مطالعه، ۳۰۰ مقطع نازک تهیه گردیده و سپس با استفاده از میکروسکوپ نوری (پلاریزان)، خصوصیات رخساره‌ای مورد بررسی قرار گرفت. مجموعه‌های رخساره‌ای نیز براساس ارتباط فیزیکی و ژنتیکی رخساره‌های مرتبط به هم که اغلب به صورت سیکل‌های کم‌عمق شونده به بالا هستند، دسته‌بندی گردیدند. از معیارهایی همچون نوع سطوح سکانشی، الگوهای برانبارش رخساره‌ای و وجود تغییرات رخساره‌ای برای تعیین سکانشی‌های رسوبی و همین‌طور جهت تعیین سن این سکانشی‌ها، از داده‌های چینه‌نگاری زیستی از جمله آنالیز فرامینیفرها و زیرتقسیم‌بندی زون‌های فرامینیفری می‌سی‌سی‌پین (MFZ) استفاده گردید (Zandkarimi et al, 2019).

برای شناسایی سطوح سکانشی نیز، تغییرات ایزوتوپ کربن و اکسیژن در محل این سطوح مورد بررسی قرار گرفت. ۳۰ نمونه با هدف به دست آوردن مقادیر ایزوتوپی اکسیژن و کربن، به آزمایشگاه GeoZentrum Nordbayern Schlossgarten 5, 1054 Erlangen فریدریش-آلکساندر ارلانگن-نورنبرگ کشور آلمان ارسال گردید. سنگ آهک پودر شده با اسید فسفریک ۱۰۰٪ در دمای ۷۰ درجه سانتی‌گراد با استفاده از یک Gasbench II متصل به یک طیف‌سنج جرمی ThermoFisher Delta V Plus واکنش نشان می‌دهد. در این نوع دستگاه، نسبت ایزوتوپ‌های $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ و همین‌طور $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ اندازه‌گیری می‌شود. در واقع در زمان و دمای در نظر گرفته شده، جهت واکنش پودرهای کربناته با اسید فسفریک، گاز CO_2 که توسط دستگاه اندازه‌گیری شده با نمونه‌های استاندارد که بر حسب VPDB است مقایسه و مقادیر ایزوتوپی به دست می‌آید.

نتایج

رخساره‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های سازند مبارک

نهشته‌های مورد مطالعه، شامل ۵ مجموعه رخساره‌ای اصلی (FA1-FA5) است که محیط رسوبی آن‌ها یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلاین تفسیر می‌شوند (موسوی طاهر و همکاران، ۱۳۹۹). گسترش این مجموعه‌های رخساره‌ای به ترتیب از حوضه و رمپ خارجی (FA1 و FA2)، رمپ میانی (FA3 و FA4) تا مناطقی از رمپ داخلی (FA5) شناسایی گردیدند. از آن‌جا که بررسی کامل رخساره‌ها و توزیع آن‌ها در کمربندهای رخساره‌ای پیش از این توسط نویسندگان حاضر مورد بحث قرار گرفته است (موسوی طاهر و همکاران، ۱۳۹۹؛ Bayet-Goll et al, 2020) لذا توزیع پنج مجموعه رخساره‌ای اصلی و ۱۲ ریزرخساره (جدول ۱) به صورت واحد، همراه با تفسیر محیط رسوبی و تکامل چینه‌شناسی در زیر به صورت مختصر توصیف شده است.

مجموعه رخساره‌ای رمپ خارجی (FA1 و FA2)

توصیف مجموعه رخساره‌ای FA1: این مجموعه رخساره‌ای عمدتاً از شیل سیاه آهکی تا مارن (F1) غنی از مواد آلی (شکل A۲) به همراه میان‌لایه‌های آهکی سیاه تا خاکستری تیره، مادستون آهکی (F2) و مادستون تا وکستون بایوکلستی (F3) تشکیل شده است (شکل B۲ و C، شکل ۴). عناصر اسکلتی این مجموعه اغلب خرده‌هایی از پلوئیدهای ریز، پوسته‌های دوکفه‌ای نازک، اسپیکول اسفنج، کلسی‌اسفر، کرینوئید به همراه درصد بالایی از حفاری زیستی است. قاعده این مجموعه اغلب شیل/ مارن بوده و به تدریج با افزایش درصد واحدهای سنگ آهکی نسبت به شیل/ مارن به مجموعه FA2 می‌رسد.

است. عناصر اسکلتی و غیراسکلتی این مجموعه نیز با فراوانی اینتراکست‌های میکرایتی، اکینودرم، تریلوبیت، پلوئیدهای جور نشده، براکیوپود، فرامینیفر، مرجان‌های منفرد و همینطور وجود ساختارهایی چون ریپل موجی، لامیناسیون افقی و چین‌بندی متقاطع هوموکی قابل شناسایی است. تفسیر: مشخصات رسوبی مشاهده شده در مجموعه رخساره‌ای FA2 بیانگر رسوبگذاری این مجموعه در شرایط کم انرژی آب‌های عمیق که با حمل دوره‌ای رسوبات توسط طوفان همراه است، می باشد (Bayet-Goll et al, 2015). همچنین این مشخصات نشان می‌دهد که رسوبگذاری لایه‌های پکستون/ گرینستون، احتمالاً بعد از دوره‌های طوفان روی داده است. این در حالی است که بخش-های غنی از مارن/ شیل در نتیجه رسوبگذاری با زمینه کم انرژی از حالت تعلیق (موقعیت‌های تحت تأثیر امواج عادی) نهشته شده‌اند. افزایش میان‌لایه‌های آهکی با قاعده فرسایشی در مقایسه با مجموعه رخساره‌ای FA1 نشان می‌دهد که FA2 از وقایع طوفانی پرانرژی در نزدیکی یا احتمالاً زیر سطح تأثیر امواج طوفانی، در پروکسیمال رمپ خارجی شکل گرفته است.

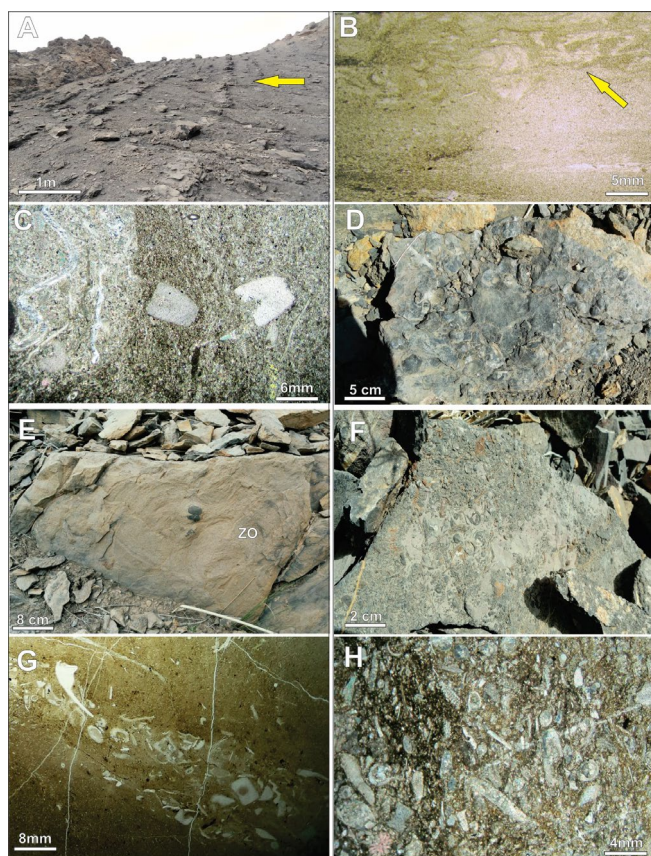
تفسیر: ویژگی‌های یادشده، بیانگر رسوبگذاری این مجموعه در شرایطی به نسبت آرام و نهشت مواد به صورت معلق و در زیر سطح تأثیر امواج طوفانی، در بخش دور از منشأ^۴ رمپ خارجی است. به بیان دیگر، نبود ساختارهای رسوبی تشکیل شده از امواج طوفانی، کاهش عناصر اسکلتی کفزی به همراه اسپیکول اسفنج و کلسی اسفر، تداعی کننده شرایط کم‌اکسیژن و آرام در حوضه تا رمپ خارجی می‌باشد (Kietzmann et al, 2014; Bayet-Goll et al, 2014).

توصیف مجموعه رخساره‌ای FA2: این مجموعه رخساره‌ای نیز با رخساره‌های مارن/ شیل تیره (F1)، مادستون آهکی (حفاری شده) (F2)، وکستون/مادستون بایوکلستی حفاری شده (F3) (شکل E2)، براکیوپود فلوتستون توده‌ای (F4) (شکل F2 و D)، میان‌لایه‌های ریتمیک همراه با پلوئید/ بایوکلستیک وکستون تا پکستون (F5) و پکستون تا گرینستون بایوکلستی نازک (F6) شناسایی گردید (شکل H2 و G، شکل ۴). این مجموعه در مقایسه با مجموعه قبلی، از نظر افزایش آهک نسبت به شیل/ مارن، افزایش اندازه خرده‌های اسکلتی و همینطور ظهور رخساره‌های پکستون/ گرینستونی و شدت زیست‌آشفستگی قابل تفکیک

جدول ۱: رخساره‌های برش کلاریز سازند مبارک به همراه ویژگی آن‌ها

مشخصات	رخساره
زمینه میکرایتی و درصد کمی از اجزای اسکلتی در این ریز رخساره مشاهده می‌گردد.	شیل آهکی تا مارن (F1)
شامل پوسته‌های دوکفه‌ای، اسپیکول اسفنج در زمینه میکرایتی و حفاری زیستی می‌باشد.	مادستون آهکی (F2)
خرده اسکلتی، اسپیکول اسفنج، پلوئید، دوکفه‌ای و ساقه‌های کرینوتیدی که دچار حمل مجدد شده‌اند و همینطور حفاری زیستی در زمینه میکرایتی ویژگی‌های این ریز رخساره است.	مادستون تا وکستون بایوکلستی (F3)
شامل قطعات درشتی از پوسته‌های براکیوپودی خوب حفظ شده، اکینودرم و بریوزا است. همچنین حفاری زیستی نیز در این ریز رخساره قابل مشاهده است.	فلوتستون براکیوپودی توده‌ای (F4)
این ریز رخساره شامل پلوئیدهای جورنشده به همراه خرده‌های اسکلتی از براکیوپود، اکینودرم، تریلوبیت و فرامینیفرهای کوچک می‌باشد.	وکستون تا پکستون پلوئیدی/ بایوکلستی (F5)
قطعاتی از اینتراکست میکرایتی، اکینودرم، براکیوپود، تریلوبیت، فرامینیفر کوچک و مرجان‌های منفرد و اجزای فرعی چون پلوئید ریز و اسپیکول اسفنج در این ریز رخساره دیده می‌شود.	پکستون تا گرینستون بایوکلستی (F6)
این ریز رخساره دارای شواهدی چون حفاری زیستی و اجزای اسکلتی مانند کرینوتید، پوسته‌های براکیوپود، دوکفه‌ای و مرجان در زمینه میکرایتی و ساختارهای ریپل موجی و لامینه‌ای است.	پکستون کرینوتیدی بایوکلستی (F7)

پکستون / گرینستون پلوئیدی- بایوکلستی (F8)	دارای درجه بالایی از سایش و خردشدگی در قطعات براکیوپودی به همراه دوکفه‌ای، صفحات و ساقه‌های کرینوئیدی، درصد کمی از پلوئید و بریوزوآ و ساختار چینه‌بندی متقاطع هوموکی است.
رودستون / فلوتستون کرینوئیدی (F9)	قطعات بزرگی از قطعات کرینوئیدی و پوسته‌های براکیوپودی از اجزای اصلی این ریز رخساره هستند. همچنین خرده‌های اسکلتی نیز در زمینه این ریز رخساره دیده می‌شوند.
پکستون / گرینستون کرینوئیدی (F10)	جورشدگی متوسط تا خوب در اجزایی چون کرینوئید و براکیوپود که اندازه نسبتاً درشتی دارند، به همراه ساختار چینه‌بندی مورب مسطح از ویژگی‌های شاخص در این ریز رخساره است.
پکستون پلوئیدی- فرامینیفر دار (F11)	شامل خردشدگی بالای ساقه‌ها و صفحات کرینوئیدی، قطعات شکسته گاستروپود، براکیوپود، جلبک سبز و مقادیر کمی از اینتراکست‌ها در کنار تراکم خوب و خوب جورشدگی اجزا است.
پکستون پلوئیدی حاوی خرده اسکلتی (F12)	این ریز رخساره با وجود پلوئیدها، خرده‌های اسکلتی، فرامینیفرهای کوچک، اکینودرم و قطعات فرعی چون گاستروپود، استراکد و جلبک سبز در کنار دانه‌های میکرایتی قابل شناسایی است.



شکل ۲: A) مجموعه رخساره‌های FA1 متشکل از شیل / مارن تیره‌رنگ آهکی (F1) به همراه مواد آلی و میان‌لایه‌هایی از مادستون (F2) (فلش زرد رنگ)، B) تصویر میکروسکوپی از حفاری زیستی در رخساره F2 (فلش زرد رنگ)، C) تصویر میکروسکوپی از رخساره F3 که با مادستون تا وکستون بایوکلستی قابل مشاهده است، D) تصویر صحرایی از رخساره فلوتستون براکیوپودی (F4)، E و F) رخساره مادستون / وکستون بایوکلستی (F3) به همراه زئوفیکوس (مشخص شده با حروف اختصاری ZO) و فلوتستون براکیوپودی / کرینوئیدی (F4)، G) تصویر میکروسکوپی از رخساره وکستون / پکستون پلوئیدی- بایوکلستی (F5) که به صورت درون‌لایه‌هایی از رخساره پکستون بایوکلستی (F6) دیده می‌شود، H) تصویر میکروسکوپی از گرینستون / پکستون بایوکلستی (F6) با خرده‌های کرینوئیدی اسپیکول اسفنج، دوکفه‌ای و پلوئید.

پکستون کرینوئیدی بایوکلستی حفاری شده به همراه ریپل موجی و لامینه‌ای (F7) (شکل A۳)، پکستون / گرینستون به همراه چینه‌بندی متقاطع

مجموعه رخساره‌های رمپ میانی (FA3 و FA4) توصیف مجموعه رخساره‌های FA3: این مجموعه دارای هوموکی (شکل H۳) شامل رخساره‌های

می‌تواند محلی جهت تشکیل این مجموعه رخساره‌ای باشد (شکل ۵).

مجموعه رخساره‌ای رمپ داخلی (FA5)

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای در برش مورد مطالعه، کم‌ترین فراوانی را در بین تمامی مجموعه رخساره‌ها دارا بوده و اغلب در بخش‌های فوقانی سکانس‌ها تمرکز دارد. این مجموعه رخساره‌ای با وجود رخساره‌هایی چون پکستون/ گرینستون کرینوئیدی (F10)، پکستون پلوئیدی حفاری زیستی شده حاوی خرده‌اسکلتی (F12) و پکستون/ گرینستون پلوئیدی- فرامینیفردار (F11) قابل شناسایی است (شکل H۳). از طرفی این مجموعه با ضخامت بالای طبقات، جورشدگی متوسط تا خوب دانه‌ها که نسبت به رخساره‌های قبلی درشت‌تر نیز شده‌اند و همینطور ساختارهای رسوبی کششی ضعیف، چینه‌بندی مورب مسطح و خصوصیات ظاهری چون خردشدگی و سایش بالا در قطعات براکیوپودی، جلبک سبز و گاستروپود، همچنین مقدار کم قطعات اینتراکلتی، قابل تفکیک از مجموعه رخساره‌های رمپ میانی و خارجی است.

تفسیر: تجزیه و تحلیل رسوب‌شناسی مجموعه رخساره‌ای FA5 نشان‌دهنده آن است که این توالی در بالای سطح تأثیر امواج عادی و در محدوده محیطی اینترتایدال کم عمق و پر انرژی رمپ داخلی تشکیل شده است. در واقع وجود شکل مورفولوژیکی غالب از گرینستون لایه‌ای و توده‌ای با غالب بودن خصوصیات از بافت دانه‌پشتیبان، متراکم، جورشده، خردشدگی و سایش نسبتاً بالای اجزای اسکلتی و غیراسکلتی، زمینه گلی پایین، همراه با وقوع ساختارهای رسوبی کششی ضعیف، دلالت بر شرایط پرانرژی در بالای سطح تأثیر امواج عادی در مناطق با فعالیت ثابت آب دارد.

هوموکی (F8) و رودستون/ فلوتستون کرینوئیدی- براکیوپودی (F9) است (شکل ۳ D). این رخساره‌ها نسبت به رخساره‌های رمپ خارجی از لحاظ لایه‌بندی ضخیم‌تر، اندازه دانه‌های اسکلتی بزرگتر و همینطور حاوی ساختارهای طوفانی گسترده‌تر می‌باشد.

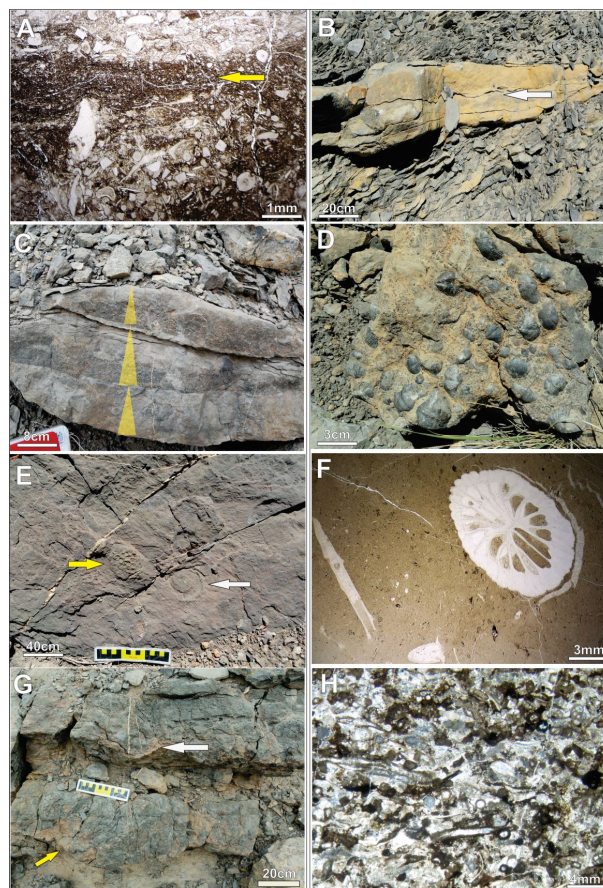
تفسیر: براساس وجود عناصر اسکلتی خردشده، گردشگی قطعات، وجود ساختارهای موجی، اینتراکست‌های میکرایتی، پلوئیدها و همینطور قاعده فرسایشی در رسوبات، نهشته‌های موجود در این توالی رخساره‌ای به ته‌نشینی تحت‌تأثیر جریان‌های طوفانی در بالای سطح تأثیر امواج طوفانی، در رمپ میانی نسبت داده می‌شود.

توصیف مجموعه رخساره‌ای FA4: این مجموعه رخساره‌ای نیز از رخساره‌هایی چون پکستون تا گرینستون پلوئیدی/ بایوکلتی (کرینوئیدی) (F7)، پکستون تا گرینستون پلوئیدی/ بایوکلتی مرکب همراه با چینه‌بندی متقاطع هوموکی (F8) و رودستون تا فلوتستون کرینوئیدی/ براکیوپودی (F9) تشکیل شده است. این مجموعه با ویژگی‌هایی چون سنگ آهک‌های توده‌ای، چینه‌بندی مورب مسطح، هوموکی و همینطور افزایش عناصر اسکلتی چون جلبک سبز، فرامینیفرهای بنتیک کوچک، گاستروپود، اینتراکلت‌های میکرایتی، صفحات و ساقه‌های کرینوئیدی نسبتاً جورشده، همراه است. تفسیر: با توجه به ویژگی‌های یاد شده در بالا و خصوصیات چون وجود مرزهای فرسایشی، رسوبات تمپسایتی، گل کربناته ناچیز، کاهش علائم زیست‌آشفستگی که بیانگر حمل و نقل مجدد چنگانه توسط حوادث هیدرودینامیکی متوالی است (Palma et al, 2007; Bayet-Goll et al, 2018a, 2014)، جایی در نزدیکی سطح تأثیر امواج عادی و زون امواج طوفانی پروکسیمال رمپ میانی،

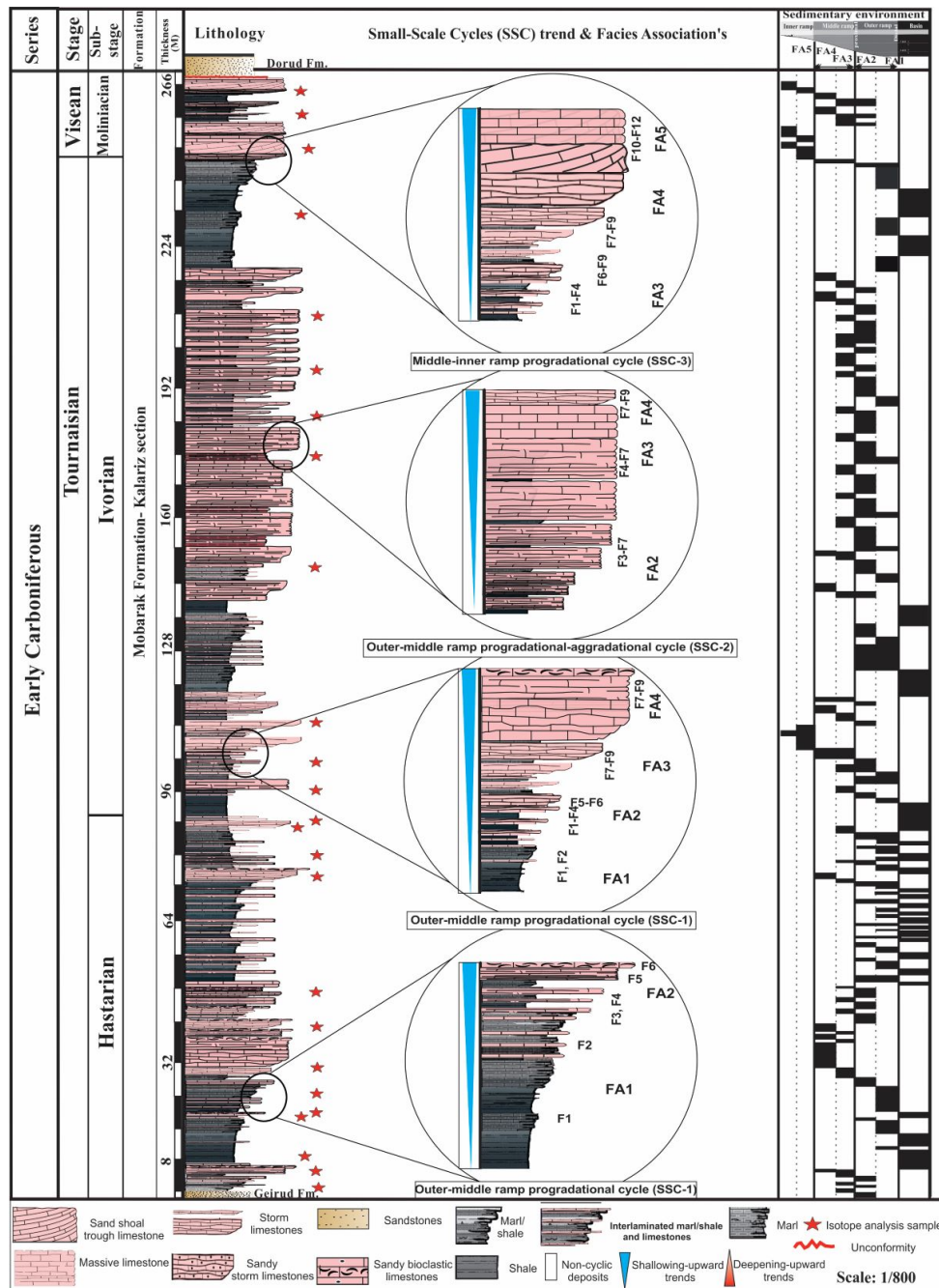
مدل رسوبی

براساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده بر روی رخساره‌های سازند مبارک در یرش کلاریز پنج مجموعه رخساره‌ای رمپ داخلی، پروکسیمال تا دیستال رمپ میانی و پروکسیمال تا دیستال رمپ خارجی/ حوضه معرفی گردید. مطالعاتی که قبلاً به وسیله مصدق (۱۳۷۹)، بر روی سازند مبارک صورت گرفته است، دلالت بر ته نشینی این سازند بر روی پلاتفرم نوع رمپ با انتهای

پرشیب^۵ دارد. از شواهدی که منجر به معرفی چنین پلاتفرمی شده است، حضور رخساره‌های کلسی توریدایتی^۶ در رخساره‌های عمیق مربوط به این مطالعه بوده است. همچنین نصیری و همکاران (Nasiri et al, 2020) نیز در مطالعه خود با شناسایی رخساره‌های توریدایتی و رخساره‌های مرتبط با شیب^۷ مدل رسوبگذاری مربوط به نهشته‌های سازند مبارک را، رمپ کربناتی با انتهای پرشیب معرفی نمودند.



شکل ۳: (A) تصویر میکروسکوپی از پکستون حاوی خرده‌های اسکلتی حفاری زیستی شده (فلش زرد رنگ) (F7)، (B) مجموعه رخساره‌ای FA3 که با چینه‌بندی متقاطع هوموکی به همراه رخساره پکستون/ گرینستون پلوئیدی- بایوکلسی قابل شناسایی است، (C) مجموعه رخساره‌ای FA3 که با عناصر اسکلتی مجدد حمل شده از رخساره F6 دانه‌بندی شده، مشخص شده است، (D) رخساره فلوئتستون/ رودستون براکیوپودی (F9)، (E) تصویر صحرایی مربوط به سطوح لایه‌بندی F2 و F3 که در آن اثراتی از زئوفیکوس، آمونید نوع *Chymenid* (فلش سفید رنگ) و مرجان (فلش زرد رنگ) قابل تشخیص است، (F) رخساره وکستون/ مادستون بایوکلسی (F3) به همراه مرجان‌های نوع *Palaeoberesella* و *Rugos* (G)، آهک‌های مرکب توده‌ای^۸ با ساختارهای چینه‌بندی متقاطع پشته‌ای^۹ (فلش زرد رنگ) و گاترکست^{۱۰} (فلش سفید رنگ)، (H) تصویر میکروسکوپی از رخساره گرینستون پلوئیدی- فرامینیفری (F11) مربوط به مجموعه رخساره‌ای FA5.



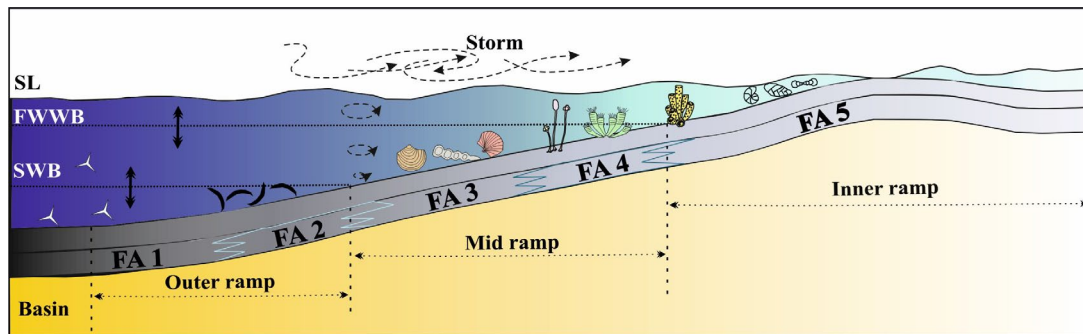
شکل ۴: ستون چینه‌شناسی سازند مبارک در برش کلاریز به همراه توزیع رخساره‌ای و مجموعه رخساره‌ای

و همینطور تغییرات رخساره‌ای ناگهانی^{۱۱} در طول محیط‌های رسوبگذاری شاهد نیستیم، یک پلاتفرم کربناتی از نوع رمپ هموکلینال را برای رسوبات سازند مبارک می‌توان در نظر گرفت (شکل ۵). از طرفی رخساره‌های کلسی‌توربیدایتی و رخساره‌های مربوط به شیب در بخش رمپ خارجی نیز مشاهده نگردید. همچنین با توجه به وجود رخساره‌های

در واقع تأثیر تکتونیک محلی و فعالیت محلی گسل‌ها می‌تواند منجر به گسترش محلی رمپ‌های پرشیب شود و این می‌تواند دلیلی بر اختلاف اشاره شده در مدل‌های رمپ شناسایی شده برای این سازند باشد. اما در مطالعه حاضر، از آنجایی که رخساره‌های بخش‌های عمیق حوضه (دیستال رمپ خارجی) همراه با جریان‌ات توربیدایتی وجود نداشته

نهشته شده‌اند. تفاسیر ذکر شده براساس خصوصیات سنگ‌های سازنده و گسترش جانبی و عمودی تدریجی در بین رخساره‌های رسوبی می‌باشد. از طرفی نبود تغییرات رخساره‌ای ناگهانی و یا مرزهای رخساره‌ای ناگهانی در بین توالی‌های رخساره‌ای مجاور هم و همینطور ارتباط جانبی تدریجی بین رخساره‌ها و توالی‌های رخساره‌ای بیانگر آن است که پروفیل رسوبی سازند مبارک در این مطالعه دارای شیب کم بوده است. عدم گسترش سدهای حاشیه‌ای (reef barrier or margin) در مجموع رخساره‌های شناسایی شده و همینطور عدم وجود هرگونه شواهد از جریان‌های گراویده‌ای و کلسی‌توربیدایت‌ها مؤید رمپ با شیب کم می‌باشد (شکل ۵). محیط رسوبگذاری سازند مبارک را می‌توانیم قابل مقایسه با رمپ‌های کربناتی عهد حاضر چون سواحل شیخ‌نشین خلیج فارس، پلاتفرم باهاما و همین‌طور خلیج شارک (Shark-Bay) غرب استرالیا در نظر بگیریم (ارباب، ۱۳۸۰).

تمپسایتی، تأثیر فرآیندهای طوفانی بر حوضه رسوبی سازند مبارک در زمان رسوبگذاری محتمل بوده است. به صورت کلی براساس توزیع و هندسه رخساره‌ها و توالی‌های رخساره‌ای شناسایی شده در نهشته‌های سازند مبارک مجموعه رخساره‌ای FA1 با ویژگی‌هایی که نشان‌دهنده رسوبگذاری رسوبات در منطقه‌ای کم‌انرژی و کم‌اکسیژن است، در زیر سطح تأثیر امواج طوفانی و در بخش حوضه و دیستال رمپ خارجی نهشته شده است. اما مجموعه رخساره‌ای FA2 در شرایط پارانرژی‌تر پروکسیمال رمپ خارجی که فرآیند حمل دوره‌ای رسوبات توسط طوفان غالب است، نهشته شده است. مجموعه رخساره‌ای FA3 با ساختارهای طوفانی و خردشدگی بالای قطعات اسکلتی در بخش دیستال رمپ میانی، مجموعه رخساره‌ای FA4 با وجود رسوبات تمپسایتی و مرزهای فرسایشی در بخش پروکسیمال رمپ میانی و در نهایت مجموعه رخساره‌ای FA5 با ساختارهای کششی ضعیف در بالای سطح تأثیر امواج عادی و در پهنه رمپ درونی



شکل ۵: مدل رسوبگذاری مربوط به نهشته‌های سازند مبارک که بر روی پلاتفرم کربناتی از نوع رمپ هموکلاین است. گسترش مجموعه‌های رخساره‌ای FA1 و FA2 در رمپ خارجی، FA3 و FA4 در رمپ میانی و FA5 در رمپ درونی قابل مشاهده می‌باشد.

می‌تواند ما را در شناسایی مرزهای سکansı و سن نسبی آنها یاری نماید، لذا شناسایی بایوزون‌ها از طریق فسیل‌های شاخص انجام گرفت. تعیین بایوزون‌ها در مطالعه حاضر بر مبنای نخستین حضور

چینه‌نگاری زیستی براساس فرامینیفرهای بنتیک مطالعه فسیل‌ها در نهشته‌های رسوبی، یکی از متداول‌ترین روش‌ها جهت تعیین سن نسبی رسوبات است. از آنجا که تعیین سن نسبی نهشته‌ها

سکانس رسوبی شامل *Granuliferella? sp.*، *Earlandia sp.*، *Mediendothyra? sp.* و *Endothyra? sp.* است. بالاترین سکانس (S4) نیز با توجه به ظهور گونه‌ها و جنس‌های *Endothyra*، *Tournayella sp. ex gr. Prisca*، *Eoparastaffella aff. Eogloboendothyra? sp*، *Mediocris* و *Eoparastaffella spp. florigena* و *breviscula* از Eoparastaffella Zone (MFZ8) و همینطور ظهور گونه‌های *Brunsia irregularis* و *Pohlia henbesti* و *Eostaffella? sp* (MFZ9) Eoparastaffella simplex Zone می‌توان سن آن را به ایوورین بالایی- مولینیسیان (Late Ivorian- Moliniacian) نسبت داد (شکل ۶).

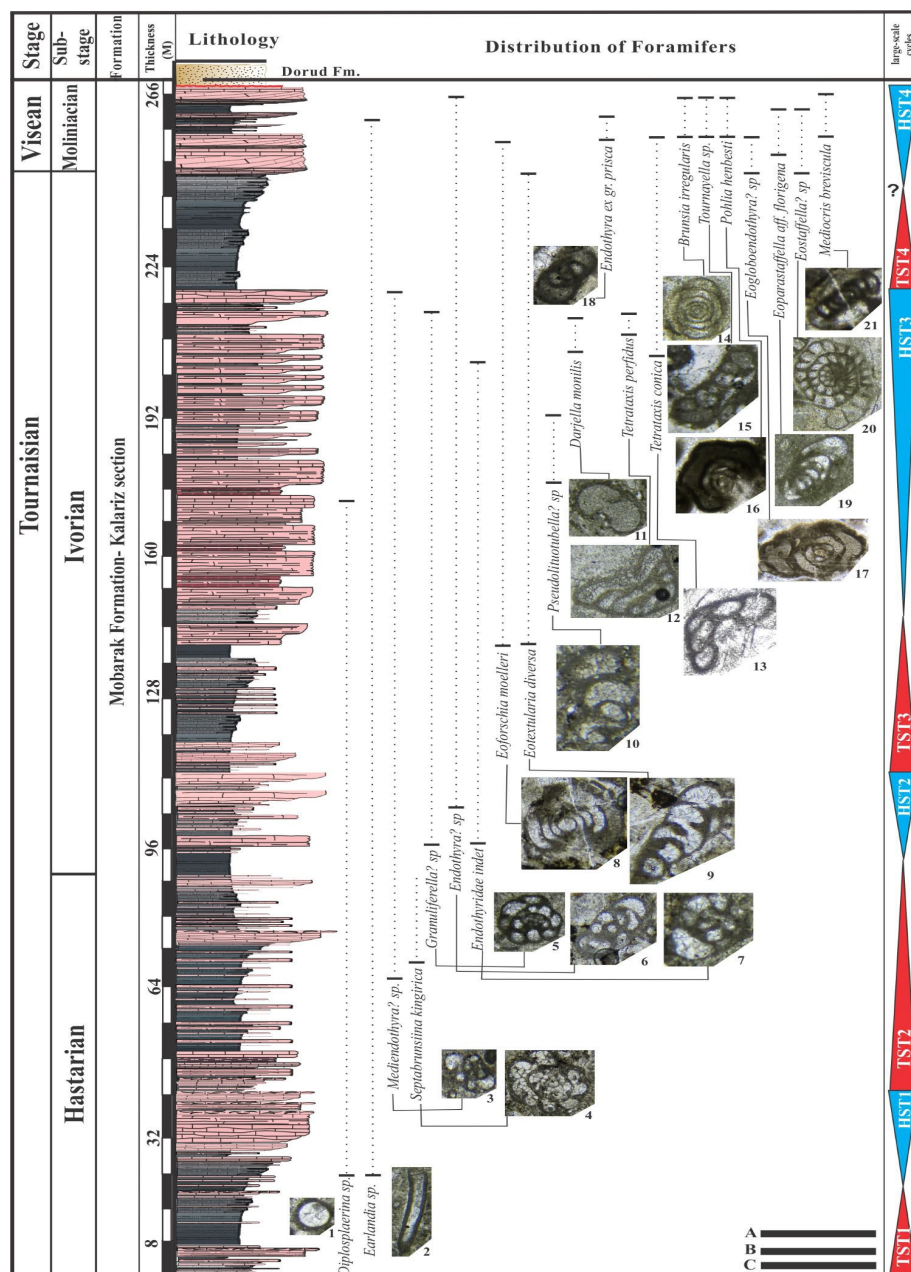
چینه‌نگاری سکانسی

در نهشته‌های سازند مبارک، چرخه‌های فرانسی بالایی^{۱۳} از مهم‌ترین واحدهای رسوبی اساسی تشکیل‌دهنده رمپ کربناته می‌باشند که با ضخامت از یک تا چند متر، با تغییرات عمودی تدریجی و مجموعه‌های رخساره‌ای کم‌عمق شونده به بالا، مشخص می‌شوند (شکل ۸). مرز برخی از چرخه‌ها، سطوح فرسایشی (قاعده تمپستایت) نشان می‌دهند. در موارد خیلی محدودی نیز سطوح گلوسی‌فانجیتس تالاسینوئید پشتیبان^{۱۴} در قاعده چرخه‌ها دیده می‌شود. HFCs همچنین شواهد مهمی از سطوح غرقابی، تغییرات ناگهانی رخساره‌ها به سمت حوضه، روند رخساره‌ای برهم‌افزایی یا کم‌عمق شونده به سمت بالا در مناطق نزدیک به منشأ (پروکسیمال) و روند رخساره‌ای عمیق شونده و کم‌عمق شونده در مناطق دور از منشأ از خود نشان می‌دهند. بر مبنای طبقه‌بندی چرخه‌های فرانسی بالا (HFCs) که با بررسی شواهدی همچون ترتیب رخساره‌ای عمودی، موقعیت مجموعه اثرفسیلی و ویژگی‌های سطوح محدود کننده واحدهای چینه‌ای (Bayet-Goll et al,)

گونه فسیلی تا نخستین حضور از گونه فسیلی بایوزون فوقانی خواهد بود. در این مطالعه از فرامینیفرهای کفزی^{۱۲} جهت تعیین سن نسبی رسوبات استفاده گردید. بررسی محتوای فرامینیفرها براساس مقایسه با زیرمجموعه‌های فرامینیفری می‌سی‌سی‌پین ارائه شده توسط زندکریمی و همکاران (Zandkarimi et al, 2019)، چهار سکانس رسوبی تشخیص داده شده (سکانس‌های رده سوم S1 تا S4) را نشان می‌دهد (شکل ۶) که در S1 با توجه به نوع محیط رسوب‌گذاری، فرامینیفرها به صورت نادر هستند و فرامینیفرهای unilocular و bilocular به خصوص earlandiids ظاهر شده‌اند که با استنباط به عدم حضور انواع پیشرفته، می‌توان این بازه را با گونه‌های *Diplosphaerina sp.* و *Earlandia ex gr. minor* به زون Unilocular (MFZ1-MFZ2?) به سن هاستارین (Hastarian) نسبت داد. در سکانس رسوبی دوم (S2) با توجه به وجود گونه و جنس *Granuliferella? sp.* و *Septabrunsiina krainica* (MFZ3) به زون *Septabrunsiina krainica* (MFZ5) و همینطور با توجه به وجود گونه *Eotextularia diversa* به زون *Eotextularia diversa* (MFZ6) به سن هاستارین بالایی- ایوورین (Late Hastarian-Ivorian) می‌توان نسبت داد. از دیگر فرامینیفرهای مهم این بخش می‌توان به *Mediendothyra? sp.*، *Earlandia sp.* و *Endothyridae* اشاره کرد. در سکانس رسوبی سوم (S3) نیز با توجه به وجود گونه‌های شاخص زون *Darjella monilis* (MFZ7) همچون *Eoforschia moelleri* aff. *Eoforschia moelleri*، *Pseudolituotubella sp.* و *Tetrataxis perfidus*، *Darjella monilis* و *Tetrataxis conic* به ایوورین (Ivorian) نسبت داده می‌شود. دیگر فرامینیفرهای این بخش از

۲) چرخه کوچک‌مقیاس پیش‌رونده تا برهم‌افزای
رمپ خارجی- میانی (SSC-2)
۳) چرخه کوچک‌مقیاس پیش‌رونده رمپ میانی-
داخلی (SSC-3)

می‌باشد، سه نوع چرخه کوچک‌مقیاس^{۱۵} تشخیص داده شده است که شامل:
۱) چرخه کوچک‌مقیاس پیش‌رونده رمپ خارجی-
میانی (SSC-1)



شکل ۶: نگاره زیست‌چینه‌نگاری سازند مبارک در برش کلاریز که با مهم‌ترین فرامینیفرهای زیست‌چینه‌نگاری و اسکانس‌های رسوبی شناسایی شده، مشخص گردیده است. مقیاس مربوط به تصاویر میکروسکوپی فرامینیفرها برابر است با: A: 200 μm برای تصاویر ۱-۲ و ۱۲-۱۳، B: 400 μm برای تصاویر ۳-۷ و ۲۱-۱۴، C: 800 μm برای تصاویر ۸-۱۱.

۸.

سازند مبارک شامل چهار چرخه مختلف بزرگ‌مقیاس (نوسانات یوستاتیک رده سوم) است (شکل ۸) که طیفی از الگوهای پس‌رونده و پیش‌رونده را نشان می‌دهند. عمیق‌ترین مجموعه‌های رخساره‌ای دریایی به عنوان منطقه حداکثر سطح غرقابی در بین مجموعه لایه‌های پس‌رونده و پیش‌رونده (تدریجی) متمایز است. این موضوع مربوط به ضخامت لایه‌های معدودی است که توسط چرخه‌های کوچک‌مقیاس با رخساره‌های رمپ بیرونی دیستال/ پروکسیمال در بالای توالی‌های عمیق‌شونده به بالا شکل گرفته‌اند. در توالی مورد مطالعه، ناپیوستگی‌های محدود کننده سکانس‌ها، معمولاً توسط: (۱) جابجایی رخساره‌های ناگهانی حوضه و (۲) مدت زمان (turnaround) الگوهای انباشت پاراسکانس‌ها از پیش‌رونده تا پس‌رونده شناخته می‌شوند. با استفاده از محدوده مقیاس زمانی تورنزین (Haq and Schutter, 2008)، فاصله زمانی تخمین زده شده برای سازند مبارک به طور متوسط ۱۳ میلیون سال است. این موضوع نشان‌دهنده آن است که چرخه‌های بزرگ‌مقیاس، مطابق با "سکانس‌های رسوبی" در نامگذاری چینه‌نگاری سکانسی (یا مرتبه ۳) هستند. چهار چرخه بزرگ‌مقیاس (چرخه‌های رده سوم S1 تا S4) در قاعده‌هایشان به وسیله تغییرات مشخص رخساره‌ای محصور شده‌اند که به عنوان مرزهای سکانسی مرگب تعبیر می‌گردند (شکل ۷)، در واقع در نتیجه عدم وجود دسته‌رخساره تراز پایین^{۱۶}، مرز سکانسی منطبق با سطح پیش‌رونده^{۱۷} است. مرز بین نهشته‌های سازند جیروود و سازند مبارک با تغییر از نهشته‌های دریایی کم عمق مخلوط آواری-کربناته ساحلی به رخساره‌های حوضه/ دیستال رمپ خارجی مشخص می‌گردد که چنین تغییری مشخصاً مرتبط با افزایش سطح آب دریا در شروع تورنزین (S1) است. این

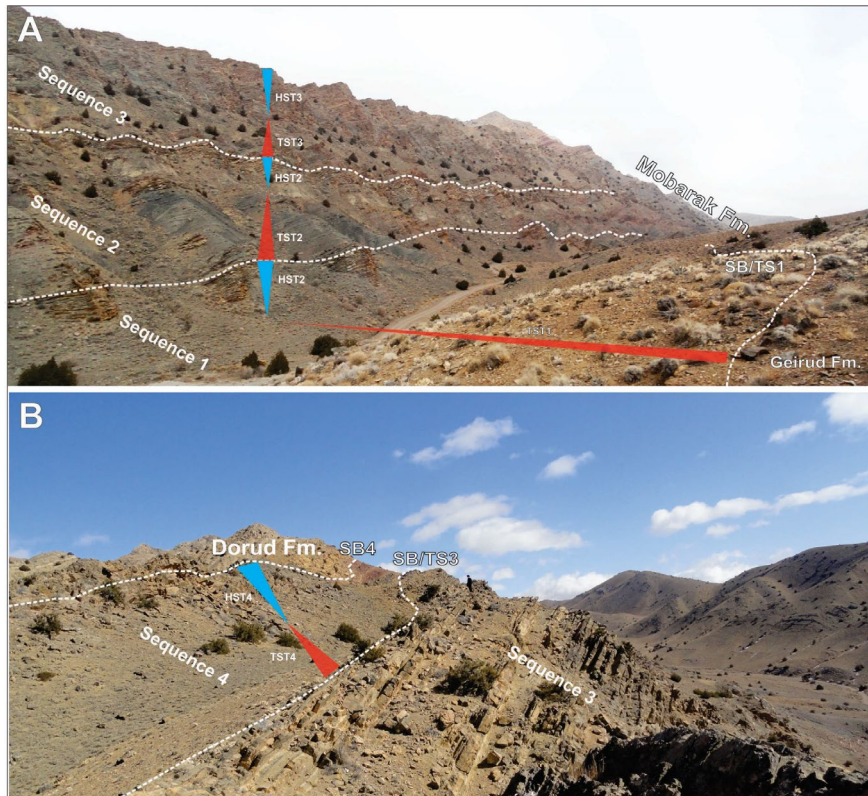
مرز به به شکل ناپیوستگی فرسایشی شناسایی گردید که در زیر پکیج‌های پس‌رونده^{۱۸} مجموعه‌های رخساره‌ای مشخص می‌شود. مرز زیرین سکانس‌های S2، S3 و S4 بدون شواهدی از زیر آب قرار گرفتن، به صورت سطوح فرسایشی گسترده در قاعده سکانس‌ها در نتیجه سطوح حفر شده فرسایشی در طی بالآمدگی دریایی درآمده است. فرایندهای سیلابی شدن و روهم پوشانی^{۱۹} بر روی مرز زیرین سکانس‌های S2 و S4، عمدتاً با یک تغییر قابل ملاحظه به توالی‌های FA1 به ویژه با فراوانی بالا از شیل تیره آهکی تا مارن (F1) در مواد آلی و میان‌لایه‌های مادستون آهکی تیره (F2) همراه است. همچنین قاعده سکانس S3 با تغییر ناگهانی رخساره‌ای به سمت حوضه و تغییر قابل ملاحظه از مجموعه رخساره‌ای رمپ داخلی (FA5) با تمپسایت دور از منشأ (distal) مرتبط با FA3 همراه است که در راستای این تغییر، یک تغییر در الگوهای برانبارش پاراسکانسی از الگوی پیش‌رونده تا پس‌رونده مشاهده می‌گردد. گسترش فرایندهای سیلابی شدن و روهم پوشانی بر روی مرز پایینی سکانس‌های این سازند، دلیلی بر خاموش شدن کارخانه کربنات‌سازی آب‌های کم عمق دسته رخساره‌های تراز بالا (HST) و غرق شدن پلاتفرم کربناتی در طی دسته‌رخساره‌های پیش‌رونده (TST)، در نتیجه یک اقدام متقابل از افزایش نسبی سطح آب دریا و کاهش عرضه رسوب کربناتی با مسمومیت توسط ورود ذرات آواری است. مرز بالایی این سازند در S4 با سازند درود به سن پرمین زیرین عموماً با وجود شواهد گسترده‌ای از رخنمون زیرسطحی (تحت الجوی) و ویژگی‌های خاکزادی همراه است. بررسی تغییرات رخساره‌ای، سطوح لایه‌بندی و الگوهای برانبارش چرخه‌های فرکانس بالا نشان می‌دهد که نهشته‌های سازند مبارک از سکانس‌های دسته‌رخساره‌های پیش‌رونده و تراز بالا

رخساره‌های کم‌انرژی (F1-F3) است. این موضوع به دنبال نهشت چرخه‌های پیش‌رونده تا برهم‌افزایی ضخیم (SSC-2 و SSC-3) مجموعه‌رخساره‌ای FA3 (بالای سطح تأثیر امواج طوفانی) تا مجموعه رخساره‌ای FA5 (بالای سطح تأثیر امواج عادی) است. این چرخه‌های کم‌عمق شونده به بالا اشاره به دسته‌رخساره تراز بالا (HST) دارد که به علت پیروی عادی در طول بالآمدگی سطح آب دریا شکل گرفته‌اند. در دسته‌رخساره تراز بالا (HST)، پکیج‌های چرخه‌های به سمت بالا کم‌عمق شونده به صورت چرخه کوچک مقیاس ۲ (SSC-2) و چرخه کوچک مقیاس ۳ (SSC-3) پیش‌رونده تا برهم‌افزاینده هستند. این چرخه‌ها، روند ضخیم‌شونده به بالا را در ضخامت چرخه نشان می‌دهند. همچنین روند درشت‌شوندگی به سمت بالا را در نوع چرخه و افزایش رو به بالا در بخش‌هایی از لایه‌های طبقاتی مسطح و هوموکی واحدهای با دانه‌بندی متوسط تا درشت آهکی (FA3-4)، گرینستون توده‌ای دیده می‌شوند. در برخی موارد کاهش رو به بالای سریع بخش‌هایی از رخساره‌های شیل/مارن‌پشتیبان (FA1-2) قابل مشاهده است. به صورت کلی، از سبک ساختار چینه‌شناسی سکانشی‌های ۱ تا ۴ چنین گمان می‌رود که به دنبال افزایش سطح آب دریا، رمپ کربناته تورنیزین، یک افزایش سریع فضای رسوبگذاری به دنبال الگوی پس‌رونده ضخیم را تجربه کرده است که با گسترش وسعت چرخه‌های موج پشتیبان و چرخه‌های با قاعده شیل/مارن (چرخه‌های کوچک‌مقیاس ۱ و ۲) نشان داده شده‌اند. در سکانشی‌های شناسایی شده S1 تا S4 (شکل ۷ و ۸) وجود شواهدی از (۱) افزایش میزان پیش‌روی کمربندهای رخساره‌ای در سرتاسر سطوح محدود کننده، (۲) ویژگی‌های پهنه زیر جزرومدی^{۲۰} غالب (چرخه‌های موج‌پشتیبان و چرخه‌های با

(TST-HST) نهشته شده‌اند. دسته‌رخساره‌های پیش‌رونده (TSTs) در سکانشی‌های شناسایی شده عمدتاً به وسیله وجود خصوصیات همچون وجود هندسه پیشروی، الگوی برانبارش پس‌رونده-عمیق‌شونده و چرخه‌های به سمت بالا نازک شونده تدریجی مشخص می‌شوند. در اغلب موارد، مجموعه‌های برانبارشی پس‌رونده در دسته‌رخساره پیش‌رونده (TSTs) از مجموعه چرخه‌های کوچک‌مقیاس تشکیل شده‌اند که با چرخه‌های کوچک‌مقیاس ۱ (SSC-1) و چرخه‌های کوچک‌مقیاس ۲ (SSC-2) از رخساره‌های F5-F9 شروع می‌شوند و به چرخه‌های کوچک‌مقیاس ۱ (SSC-1) با رخساره‌های F1-F4 ختم می‌شوند. به-طور کلی، دسته‌رخساره‌های پیش‌رونده (TST)، روند نازک‌شونده به سمت بالا در نوع چرخه و افزایش رو به بالا در نسبت چرخه‌های با قاعده شیل/مارن (SSC-2 و SSC-1) را نشان می‌دهد. در بیشتر موارد نیز توالی‌های غیرچرخه‌ای از شیل/مارن بدون حفاری زیستی و ناهمگن آهک-مادستون پشتیبان به عنوان زون بیشترین سطح غرقابی (Maximum Flooding Zone (MFZ))، در بخش بالایی دسته‌رخساره پیش‌رونده (TSTs) مشاهده می‌گردد. زون بیشترین سطح غرقابی با گسترش رخساره‌های دیستال غالب ظاهر شده در بین TST و HST به صورت محدود، شناسایی شده است. تغییر از پکیج پس‌رونده زیر این سطوح به پکیج پیش‌رونده در بالای این سطوح حاکی از این است که میزان نرخ رسوب‌گذاری به تدریج شروع به پیشی گرفتن از نرخ بالا آمدن سطح دریا می‌کند. شرایط ایجاد شده منجر به غلبه جریان‌ات طوفانی می‌شود. جریان‌ات طوفانی هم‌زمان با کاهش فضای رسوبگذاری و تشکیل توالی رخساره‌ای FA3 و FA4 به همراه افزایش نهشت طبقاتی از پکستون-گرینستون پیش‌رونده (F6 تا F9) و کاهش

در کل فراوانی بالا از نهشته‌های ضخیم شیل/ مارن دریای باز، در دیگر حوضه‌های ایران در طول تورنیزین همچون حوضه‌های کپه‌داغ و ایران مرکزی (آقابات، ۱۳۸۳ و Bayet-Goll et al, 2018a) در ارتباط با حوادث پیشروی شناسایی شده است.

قاعده شیلی/ مارنی) و ۳) عدم وجود رخساره‌های لاگون و پیراکشندی^{۲۱} و محدوده‌ای از رخساره‌های فرعی، حاکی از این نکته است که تولید کربنات به اندازه کافی برای پر کردن فضای تجمع ایجاد شده، کافی نبوده است و یا قادر به کچ‌آپ^{۲۲} و کیپ‌آپ^{۲۳} همراه با مراحل متوالی از فضای رسوبگذاری نیست.



شکل ۷: A) نمایی از توالی رسوبی برش کلاریز که سکانس‌های S1، S2 و S3 و همینطور مرز زیرین این توالی با سازند جیرود به سن دونین مشخص گردیده است. B) سکانس چهارم (S4) شناسایی شده در این برش به همراه مرز بالای سازند مبارک در برش مورد مطالعه با سازند درود به سن پرمین زیرین.

$\delta^{13}C$ در این مطالعه از $-1/17$ PDB تا $+3/37$ PDB مثبت شده است. این مقادیر مثبت بالا در $\delta^{13}C$ با مقادیر بسیار منفی $\delta^{18}O$ که مقادیری در حدود $-3/17$ PDB تا $-8/44$ PDB می‌باشند، همراه هستند. در مورد ایزوتوپ کربن فاکتورهایی چون تجزیه و حفظ مواد آلی و همینطور تولید بیولوژیکی در آب دریا مؤثر خواهند بود (Frauenstein et al, 2009). علاوه بر این،

ژئوشیمی سنگ‌آهک‌های سازند مبارک
روند تغییرات $\delta^{13}C$ در طول پالئوزوئیک مقادیری متفاوت بوده است. در پالئوزوئیک زیرین این تغییرات از -2 PDB تا $+2$ PDB و در پالئوزوئیک بالایی تا $+4$ PDB می‌رسد. همچنین مقادیر ایزوتوپی $\delta^{18}O$ نیز در زمان پالئوزوئیک، شامل یک روند افزایشی از حدود صفر تا -8 PDB بوده است (Veizer et al, 1999). نرخ تغییرات

در رسوبات بخش TST بیان نمود که سبب سبک‌تر شدن نسبی ایزوتوپ کربن در این بخش از سکانس رسوبی شده است. تغییرات ناچیز ایزوتوپ اکسیژن در این سکانس رسوبی احتمالاً مربوط به تغییرات دمایی و شوری ناچیز آب دریا در طول این سکانس رسوبی بوده که در بخش‌های حوضه تارمپ خارجی رسوبگذاری نموده است.

سکانس دوم: با توجه به ضخامت زیاد بخش TST و حضور لایه‌های متناوب شیل و آهک (مربوط به محیط عمیق) در این بخش از سکانس و یکسان بودن شرایط محیطی از نظر عمق، مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن تقریباً در طول این سکانس رسوبی ثابت است، اما همانگونه که در چینه‌نگاری سکانسی نیز نشان می‌دهد در متر ۸۵ تا ۹۵ متری، سطح آب دریا در بالاترین حالت خود در کل توالی رسوبی مبارک قرار دارد و استمرار این شرایط سبب ایجاد شرایط احیایی و کاهش مشخص در حد چند پرمیل در مقادیر ایزوتوپ کربن (تأثیر شرایط احیایی و مواد آلی و همچنین ایجاد یک سامانه بسته با تبادل آب به سنگ پایین) و از طرف دیگر افزایش مشخص در ایزوتوپ اکسیژن شده است. در نتیجه افزایش قابل توجه سطح آب دریا در این بخش از سکانس رسوبی، احتمالاً سنگین‌تر شدن ایزوتوپ اکسیژن نیز به دلیل دمایی پایین آب دریا و همچنین پایین آمدن نسبت تبادل آب به سنگ در حین رسوبگذاری این بخش از سکانس رسوبی سازند مبارک می‌باشد. کاهش قابل توجه دمایی آب دریا در این بخش از سکانس رسوبی سبب سنگین‌تر شدن ایزوتوپ اکسیژن در حد چند پرمیل شده است. لازم به توضیح است که بخش MFS در این سکانس رسوبی با توجه به داده‌های آزمایشگاهی و ایزوتوپی، عمیق‌ترین بخش از توالی مورد مطالعه را نشان می‌دهد. علت نا هم‌خوانی اندک در محل MFS و داده‌های ایزوتوپی احتمالاً به دلیل برداشت

فاکتورهای دیگری چون میزان تدفین و عمل اکسایش در ارگانسیم‌ها نیز بر ترکیب ایزوتوپی کربن تأثیرگذار می‌باشند. معمولاً درجه حرارت آب‌های دریایی تأثیر بسیار کمی در واپاشی ایزوتوپی کربن دارد و این ایزوتوپ بیشتر تحت تأثیر تاریخچه تدفین و ترکیب اولیه مواد آلی است (Hoefs, 2009). بدین ترتیب، ایزوتوپ کربن ۱۳ غالباً مرتبط با فعالیت‌های ارگانیکی و مواد آلی در نهشته‌های کربناته است. با مقایسه داده‌های ایزوتوپ اکسیژن و کربن نمونه‌های سازند مبارک با دامنه تغییرات ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن آب دریای زمان کربونیفر پیشین مشخص شد که نمونه‌های آنالیز شده کمترین دگرسانی و دیاژنز را در طی تدفین متحمل شده‌اند. همچنین با توجه به نوع زیر محیط‌های رسوبی شناسایی شده (عمدتاً حوضه و رمپ خارجی تا انتهای رمپ میانی) تأثیر فرایندهای دیاژنز متئوریک بر روی نمونه‌ها حداقل است. از طرفی با توجه به حضور لایه‌های شیلی سیاه رنگ حاوی مواد آلی همراه با لایه‌های کربناته، احتمالاً تغییرات ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن در نمونه‌ها، به ترتیب در ارتباط با دمایی آب دریا، شوری، حضور مواد آلی و ایجاد شرایط احیایی در داخل رسوبات و به طور کلی تغییرات سطح آب دریا که به صورت غیر مستقیم بر روی این فاکتورها تأثیرگذار است، باشد. نمودار تغییرات مقادیر ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن در کنار ستون چینه‌شناسی سازند مبارک در شکل ۸ نمایش داده شده است. در ارتباط با تطابق مطالعات چینه‌نگاری سکانسی انجام شده در این تحقیق و داده‌های ایزوتوپ اکسیژن و کربن می‌توان از سکانس اول تا سکانس چهارم را به شرح زیر تفسیر نمود:

سکانس اول: به طور کلی مقادیر ایزوتوپ کربن در بخش TST سکانس رسوبی سبک‌تر از بخش HST است. دلیل آن را می‌توان به مقادیر بیشتر مواد آلی

به طوری که مقادیر سنگین تر ایزوتوپ اکسیژن در بخش TST این سکانس رسوبی احتمالاً به دلیل عمق بیشتر حوضه، دمای پایین تر آب دریا و پایین بودن تبادل آب به سنگ در این بخش از سکانس رسوبی می باشد. تغییرات ناچیز در ایزوتوپ کربن در این بخش از سکانس در مقایسه با سکانس های رسوبی قبلی نشان می دهد که شرایط احیایی و حضور مواد آلی در داخل این بخش توالی در مقایسه با سکانس های قبلی کمتر بوده و سبب یک حالت یکنواخت در مقادیر ایزوتوپ کربن شده است. قرار گرفتن رخساره های تخریبی و غنی از کوارتز سازند درود با یک مرز فرسایشی بر روی سکانس رسوبی چهارم از سازند مبارک خود مؤید کاهش قابل ملاحظه سطح آب دریا و پایین آمدن محتوای ارگانیک نهشته های سازند مبارک در این بخش از توالی رسوبی می باشد. در این بخش از توالی با توجه به افزایش نسبت تبادل آب به سنگ و تأثیر دیاژنز متئوریک مقادیر ایزوتوپ اکسیژن نیز به میزان قابل ملاحظه ای در مقایسه با بخش TST، سبک تر شده اند.

بحث و تحلیل داده ها

نوسانات با فرکانس بالای سطح آب دریا در توالی مورد مطالعه، منجر به ایجاد یک الگوی برانبارش منظم و متناوب شده است که با ویژگی های رخساره های ساب تایدال (رمپ میانی- رمپ خارجی) در بیشتر نقاط سازند مبارک از سکانس اول تا چهارم همراه است. توزیع گسترده مجموعه رخساره های رمپ میانی- رمپ خارجی (FA1- FA3) نشان می دهد که این مجموعه ها در یک پلاتفرم کربناتی از نوع رمپ هموکلاین تشکیل شده اند. با توجه به شواهد مربوط به فاکتور کنترل کننده یوستاتیک در توسعه سکانس های رده سوم (Haq and Schutter, 2008)

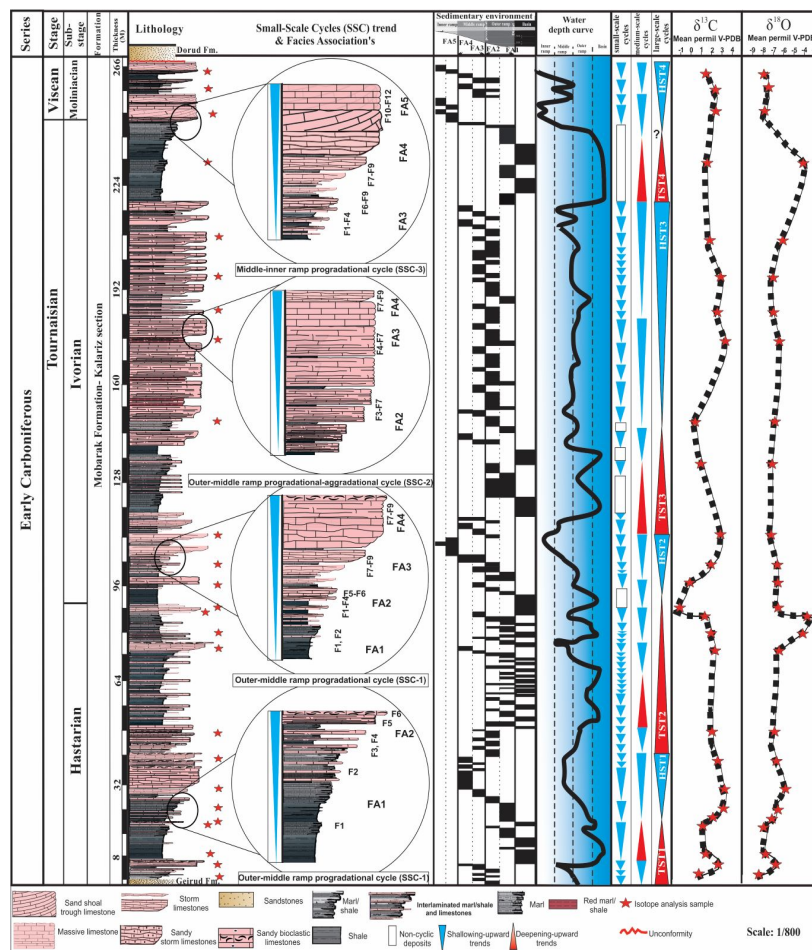
نشدن نمونه های مورد آنالیز از محل دقیق MFS بوده اما محدوده تغییرات ایزوتوپ های اکسیژن و کربن، بیانگر زون حداکثر پیش روی آب دریا در این بخش از توالی می باشد.

سکانس سوم: در این سکانس رسوبی با افزایش تدریجی سطح آب دریا، مقادیر ایزوتوپ کربن نیز کاهش نسبی هماهنگ با تغییرات سطح آب دریا نشان می دهد، به طوری که در محدوده MFS بیشترین کاهش در مقادیر ایزوتوپ کربن مشاهده می گردد. این کاهش نسبی با توجه به حضور لایه های شیلی همراه کربنات ها و عمق تشکیل این رسوبات به شرایط احیایی و حضور مواد آلی در این بخش از سکانس رسوبی مربوط می شود. پس از آن تا انتهای سکانس رسوبی (بخش HST) همانگونه که تغییرات زیر محیط های رسوبی و سطح آب دریا نشان می دهد، یک حالت یکنواخت و سیکلی در توالی رسوبی قابل مشاهده است که همین روند نیز در مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن مشاهده می گردد. البته لازم به توضیح است که با توجه به شرایط حوضه از نظر دما و عمق (حضور رخساره ها و نهشته های رمپ خارجی و میانی) و همچنین نسبت پایین تبادل آب به سنگ در رسوبات این بخش از سکانس رسوبی سازند مبارک، مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در مقایسه با ایزوتوپ کربن تغییرات کمتری را در طول سکانس سوم نشان می دهد.

سکانس چهارم: با توجه به اینکه بخش TST این سکانس رسوبی عمدتاً شیلی و بخش HST آن عمدتاً آهکی است، تغییر محیط رسوبی مشخصی بین این دو بخش مشاهده می گردد که به وضوح می توان این تغییرات محیطی را در داده های ایزوتوپی به ویژه ایزوتوپ اکسیژن مشاهده نمود. در بخش TST، مقادیر ایزوتوپ اکسیژن تا حدود ۴ پرمیل در مقایسه با بخش HST سنگین تر شده اند.

علاوه، تغییرات انتقالی در روند رسوبی چرخه‌ها نیز در طول توالی مورد مطالعه، به تأثیر فرآیندهای یوستاتیک دراز مدت به جای تأثیر فرآیندهای تکتونیکی اشاره دارد. به بیان دیگر، از آنجا که موقعیت محیط رسوب‌گذاری سازند مبارک در زمان کربونیفر زیرین به لحاظ تکتونیکی آرام و مربوط به حاشیه غیرفعال تکتونیکی از جنوب اقیانوس پالئوتتیس است (Falahatgar and Mossaddegh, 2012)، تشکیل چرخه‌های رسوبی، در نتیجه تغییرات یوستاتیک سطح آب دریا بوده است.

و وجود تغییرات یوستاتیکی رده سوم سطح آب در توالی‌های کربونیفر زیرین، به نظر می‌رسد که نوسانات فرکانس بالا در رویدادهای بلند مدت سطح آب و اغلب با منشأ یوستاتیک بوده‌اند (Osleger and Read, 1991). وجود انواع رخساره‌های طوفانی، چرخه‌های موج پشتیبان و چرخه‌های با قاعده شیل/ مارن (SSC2- SSC4) حاکی از تأثیر تغییرات یوستاتیک سطح آب روی چرخه‌های سابتایدال و چرخه‌های طوفانی است (Lee and Chough, 2011; Bayet-Goll et al, 2014).



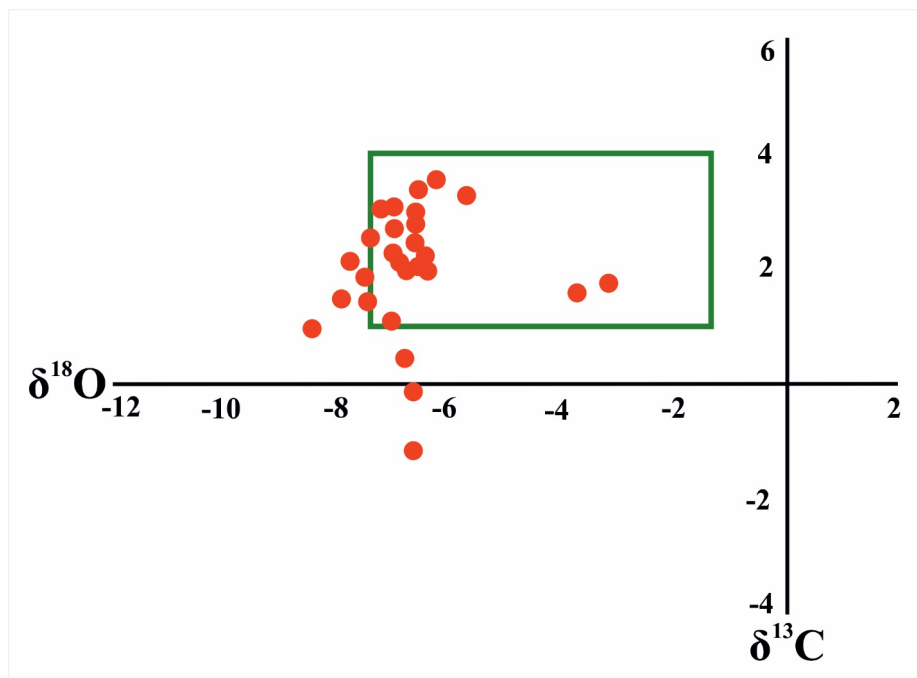
شکل ۸: ستون چینه‌شناسی، توزیع مجموعه‌های رخساره‌ای، چینه‌نگاری اسکانی و نمودار تغییرات مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن سازند مبارک در برش کلاریز به سن تورنیزین-ویژن.

چرخه‌ها، حاکی از کنترل فرآیندهای یوستاتیکی روی افزایش فضای رسوبگذاری سریع در همراهی

همچنین در اغلب موارد، تغییرات ناگهانی بین چرخه‌ها یا وجود قاعده مسطح و ناگهانی در

زیرین (Veizer et al, 1999) نیز قابل استنباط است. به نحوی که اغلب مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن سازند مبارک در داخل یا نزدیکی محدوده ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن دریاهای کربونیفر زیرین قرار گرفته‌اند (شکل ۹). همچنین خصوصیات ساب‌تایدال غالب همراه با کم‌عمق شوندگی ناتمام سطح آب، با روند کلی پیش‌روی و شرایط گلخانه‌ای در طول تورنیزین-ویژن مطابقت دارد. مجموعه رویدادهای پیش‌روی همراه با رسوبگذاری شیل/ مارن دریایی ضخیم از ویژگی‌های معمول کربونیفر زیرین بسیاری از حوضه‌های ایران مانند حوضه‌های البرز، کپه داغ و ایران مرکزی است (آقانباتی، ۱۳۸۳). اغلب منحنی‌های جهانی سطح آب دریای کربونیفر زیرین نیز حاکی از افزایش کم و بیش سطح آب دریا از تورنیزین تا ویژن است (Haq and Schutter, 2008).

با فرآیندهای طبیعی چون طوفان و امواج است که این نیز به نوبه خود نوسانات فرکانس بالای سطح آب را نشان می‌دهد. به علاوه، تغییرات مقادیر ایزوتوپی کربن ^{13}C در توالی مورد مطالعه و همینطور پیوستگی بین دسته رخساره‌های پیش‌رونده (TST) و تراز بالا (HST) حکایت از آن دارد که تغییرات یاد شده متأثر از فاکتور برون‌زاد نوسانات سطح آب دریا هستند. در پکیج‌های پس‌نشسته 24 (TST) و پیش‌نشسته 25 (HST)، به صورت تدریجی رخساره‌های دور از منشأ غالب هستند. علاوه بر این، ویژگی‌های چینه‌شناسی سکانس‌های اول تا چهارم که رسوبات تراز پایین (LST) ندارند، هیچ شواهدی از رخنمون سطحی و همینطور افزایش تدریجی در مقدار پیش‌روی کمربندهای رخساره‌ای در تمام سطوح محدود کننده را نشان نمی‌دهند. این شرایط از مقایسه مقادیر ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن در سازند مبارک، با محدوده کربنات‌های دریایی کربونیفر



شکل ۹: تغییرات مقادیر ایزوتوپی کربن در برابر مقادیر ایزوتوپی اکسیژن. کادر سبز رنگ، محدوده ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن آب‌های کربونیفر زیرین، برگرفته از وایزر و همکاران (Veizer et al, 1999) است. مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن سازند مبارک (سکشن کلاریز) که با دایره‌های قرمز رنگ مشخص شده‌اند، در داخل یا نزدیکی این محدوده قرار گرفته‌اند.

نتیجه‌گیری

مطالعه‌ای که بر روی سازند مبارک در برش کلاریز انجام گردید، دربردارنده مباحثی چون تحلیل عناصر رخساره‌ای، محیط رسوبگذاری، چینه‌نگاری سکانسی و زیستی و همینطور بررسی تغییرات ایزوتوپی اکسیژن و کربن بر روی این سازند بوده است. براساس این مطالعه و با توجه به بررسی رخساره‌های به دست آمده، ۱۲ رخساره اصلی در ۵ مجموعه رخساره‌ای طبقه‌بندی گردید. این مجموعه‌های رخساره‌ای در یک پلاتفرم کربناتی از نوع رمپ هموکلاین در بخش‌های پروکسیمال-دیستال رمپ خارجی (FA1-FA2)، پروکسیمال-دیستال رمپ میانی (FA3-FA4) و همینطور رمپ داخلی (FA5) گسترش یافته‌اند. با بررسی‌های انجام شده بر روی شواهد صحرایی چون الگوی برانبارش رسوبات، تداوم جانبی لایه‌ها و ساختارهای رسوبی، همچنین مطالعات پتروگرافی رخساره‌ها و مجموعه‌های رخساره‌ای به دست آمده در این سازند، چهار سکانس رسوبی رده سومی S1، S2، S3 و S4 شناسایی گردید که هرکدام از این سکانس‌ها با دسته‌رخساره‌های تراز بالا (HST) و پیش‌رونده (TST) مشخص شده‌اند. در همین راستا و جهت دستیابی به سن نسبی این سکانس‌ها، از فرامینیفرهای بنتیک شناسایی شده در این سازند، استفاده گردید. بر این اساس و با توجه به زیرتقسیم‌بندی زون‌های فرامینیفری می‌سی‌سی‌پین^{۲۶} (MFZ)، ۹ بایوزون (MFZ1- MFZ9) شناسایی گردید که متعلق به زیرآشکوب‌های هاستارین، ایوورین و مولینیسیان می‌باشند. همچنین با مطالعه بر روی مقادیر ایزوتوپی اکسیژن و کربن مشخص شد که نمونه‌های آنالیز شده این سازند، کمترین میزان دگرسانی و دیازنز را تجربه کرده و نزدیک به آب‌های دریای کربنیفر زیرین می‌باشند. از طرفی با توجه به ارتباط

ویژگی منطقه‌ای افزایش نسبی سطح آب دریا نیز، یک الگوی پیش‌روی در مقیاس بزرگ مشابه با موارد گزارش شده از توالی کربناتی تورنیزین-ویژن حوضه اصفهان-سیرجان از زون سنندج-سیرجان (Bayet-Goll et al, 2018b)، حوضه کپه‌داغ شمال شرق ایران (آقناباتی، ۱۳۸۳؛ Afshar-Harb, 1979, 1994) و همینطور سازند شیشتو از بلوک ایران مرکزی (آقناباتی، ۱۳۸۳) را نشان می‌دهد. از آن‌جا که این پیش‌روی تطابق خوبی با رویدادهای مشابه در حاشیه جنوبی پالتوتیس و بلوک‌های تکتونیکی اواخر پالئوزوئیک در ایران (حوضه‌های البرز، کپه‌داغ و ایران مرکزی) دارد، به احتمال زیاد به عنوان یک پدیده جهانی تلقی گردد. منحنی رده سوم سطح آب دریا در سازند مبارک به سن کربونیفر پیشین در برش کلاریز، براساس الگوی برانبارش چرخه‌های فرکانس بالا، نسبتاً با منحنی رده سوم سطح آب یوستاتیک حق و شوتر (Haq and Schutter, 2008) مطابقت دارند. همچنین با استفاده از چینه‌نگاری زیستی فرامینیفرهای بنتیک سکانس‌های مرتبط با این منحنی‌ها مشخص شد، سکانس اول (S1) به همراه دسته رخساره پیش‌رونده ۲ (TST2) از سکانس دوم (S2) متعلق به زیرآشکوب هاستارین (Hastarian)، دسته رخساره تراز بالا ۲ (HST2) از سکانس دوم (S2)، سکانس سوم (S3) و دسته رخساره پیش‌رونده ۴ (TST4) از سکانس چهارم (S4) متعلق به زیرآشکوب ایوورین (Ivorian) و دسته‌رخساره تراز بالا ۴ (HST4) از سکانس چهارم (S4) متعلق به زیرآشکوب مولینیسیان (Moliniacian) می‌باشد. بدین ترتیب با ادغام این داده‌ها به عنوان مبنای جهت تفاسیر چینه‌نگاری سکانسی می‌توان نتیجه گرفت که سکانس‌ها و چرخه‌های سازند مبارک تحت تأثیر تغییرات یوستاتیک سطح آب دریای کربونیفر زیرین بوده‌اند.

مکانیسم اصلی کنترل کننده نوسانات مقادیر ایزوتوپی، چرخه‌ها و سکانس‌های رده سوم، نوسانات یوستاتیک سطح آب می‌باشد.

حضور مواد آلی با تغییرات ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن، دسته‌رخساره‌های هر سکانس و همینطور سطوح سکانسی تعیین و مشخص گردید که

پانوش

- 1-Retrogradational
- 2-Progradational
- 3-Mississippian Foraminiferal Zones
- 4-Distal
- 5-Distally steepened ramp
- 6-Calcuturbidite
- 7-Slope
- 8-Massive amalgamated limestones
- 9-Hummocky cross- stratification
- 10-Gutter cast
- 11-Sharp
- 12-Benthic Foraminifera
- 13-High-Frequency Cycles(HFCs)

- 14-Thalassinoides-dominated Glossifungites surfaces
- 15-Small-Scale Cycles (SSC)
- 16-Lowstand systems tracts (LST)
- 17-Transgressive surface
- 18-Retrogradational
- 19-Onlapping
- 20-Sub- tidal
- 21-Peritidal
- 22-Catch up
- 23-Keep up
- 24-Retrogradational
- 25-Progradational
- 26-Mississippian Foraminiferal Zones

منابع

البرز مرکزی)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
 -مصدق، ح.، ۱۳۷۹. میکروفسیل‌ها، رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند مبارک (کربونیفرزیرین) در البرز مرکزی، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم.
 -موسوی طاهر، س.پ.، بایت‌گل، ی.، اعتماد سعید، ن. و دارائی، م.، ربانی، ج.، ۱۳۹۹. مطالعه عناصر رخساره‌ای و محیط رسوبگذاری نهشته‌های تورنژین- ویزئن زون البرز مرکزی- سازند مبارک، پنجمین همایش انجمن رسوب‌شناسی ایران، ص ۸۳۲-۸۳۸.

-آدابی، م.ج. و ارباب، ب.، ۱۳۸۱. پتروگرافی، تعیین کانی شناسی اولیه و بازسازی محیط رسوبی نهشته‌های کربناته سازند مبارک (براساس روند تغییرات ژئوشیمیایی در ناحیه آرو در البرز مرکزی)، نشریه علوم، شماره ۱۸(۵۸)، ص ۶۳-۸۷
 -آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶ ص.
 -ارباب، ب.، ۱۳۸۰. پتروگرافی، ژئوشیمی و محیط رسوبی نهشته‌های پالئوزوئیک بالایی منطقه آرو

-Afshar-Harb, A., 1979. The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopeh Dagh region, Northern Iran (Doctoral dissertation, Imperial College London (University of London), 316 p.

-Afshar-Harb, A., 1994. Geology of Kopeh Dagh. Treatise on the Geology of Iran, v. 11, p. 1-275
 -Bagheri, S. and Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and

- tectonic implications. *Tectonophysics*, v. 451(1), p. 123-155.
- Bayet-Goll, A., Geyer, G., Wilmsen, M., Mahboubi, A. and Moussavi-Harami, R., 2014. Facies architecture, depositional environments and stratigraphy of the Middle Cambrian Fasham and Deh-Sufiyan formations in the central Alborz, Iran. *Facies*, v. 60, p. 815-841.
- Bayet-Goll, A., De Carvalho, C.N., Mahmudy-Gharaei, M.H. and Nadaf, R., 2015. Ichnology and sedimentology of a shallow marine Upper Cretaceous depositional system (Neyzar Formation, Kopet-Dagh, Iran): Palaeoceanographic influence on ichnodiversity. *Cret Res*, v. 56, p. 628-646.
- Bayet-Goll, A., Geyer, G. and Daraei, M., 2018a. Tectonic and eustatic controls on the spatial distribution and stratigraphic architecture of late early Cambrian successions at the northern Gondwana margin: the siliciclastic-carbonate successions of the Lalun Formation in central Iran. *Marine and Petroleum Geology*, v. 98, p. 199-228.
- Bayet-Goll, A., Shirezadeh-Esfahani, F., Daraei, M., Monaco, P., Sharafi, M. and Akbari Mohamadi, A., 2018b. Cyclostratigraphy across a Mississippian carbonate ramp in the Esfahan-Sirjan Basin, Iran: implications for the amplitudes and frequencies of sea-level fluctuations along the southern margin of the Paleotethys. *International Journal of Earth Sciences*, v. 107, p. 2233-2263.
- Bayet-Goll, A., Esfahani, F.S., Daraei, M., Monaco, P., Sharafi, M. and Mohammadi, A. A., 2018. Cyclostratigraphy across a Mississippian carbonate ramp in the Esfahan-Sirjan Basin, Iran: implications for the amplitudes and frequencies of sea-level fluctuations along the southern margin of the Paleotethys. *International Journal of Earth Sciences*, p. 1-31.
- Bayet-Goll, A., Daraei, M., Taher, S.P.M., Etemad-Saeed, N., de Carvalho, C.N., Zandkarimi, K. and Nasiri, Y., 2020. Variations of the trace fossil Zoophycos with respect to paleoenvironment and sequence stratigraphy in the Mississippian Mobarak Formation, northern Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109 p.
- Brenckle, P.L., Gaetani, M., Angiolini, L. and Bahrammanesh, M., 2009. Refinements in biostratigraphy, chronostratigraphy, and paleogeography of the Mississippian (Lower Carboniferous) Mobarak Formation, Alborz Mountains, Iran. *GeoArabia*, v. 14(3), p. 43-78.
- Falahatgar, M. and Mosaddeq, H., 2012. Microfacies and palaeoenvironments of the Lower Carboniferous Mobarak Formation in the Kiyasar section, Northern Iran, *Acta Geologica Sinica*, v. 86, p. 141-162.
- Frauenstein, F., Veizer, J., Beukes, N., Van Niekerk, H.S. and Coetzee, L.L., 2009. Transvaal Supergroup carbonates: Implications for Paleoproterozoic $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records, *Precambrian Research*, v. 175, p. 149-160.
- Haq, B.U. and Schutter, S.R., 2008. A chronology of Paleozoic sea-level changes, *Science*, v. 322, p. 64-68.
- Hoefs, J., 2009. *Stable Isotope Geochemistry*, 6rd Edition, Springer-Verlag, Berlin, 208 p.
- Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Riccardi, A.C., Martín-Chivelet, J. and López-Gómez, J., 2014. Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian-Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina. *Sediment. Geol.*, v. 302, p. 64-86.

- Lee, H.S. and Chough, S.K., 2011. Depositional processes of the Zhushadong and Mantou formations (Early to Middle Cambrian), Shandong Province, China: Roles of archipelago and mixed carbonate siliciclastic sedimentation on cycle genesis during initial flooding of the North China Platform. *Sedimentology*, v. 58(6), p. 1530-1572.
- Muttoni, G., Mattei, M., Balini, M., Zanchi, A., Gaetani, M. and Berra, F., 2009. The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic. In: Brunet, M.F., Wilmsen, M., Granath, J.W. (Eds.), *South Caspian to Central Iran Basins*. Geological Society, London, Special Publications, v. 312, p. 7-29.
- Osleger, D. and Read, J.F., 1991. Relation of eustasy to stacking patterns of meter-scale carbonate cycles, late Cambrian, USA. *J Sediment Pet*, v. 61(7), p. 1225-1252.
- Palma, R.M., López-Gómez, J. and Piethé, R.D., 2007. Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquén Basin, Argentina: Facies and depositional sequences. *Sedimentary Geology*, v. 195(3-4), p. 113-134.
- Veizer, J., Ala, D. and Azmy, K., 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chem Geol*, v. 79, p. 351-343.
- Zandkarimi, K., Vachard, D., Najafian, B., Mosaddegh, H. and Ehteshami-Moinabadi, M., 2019. Mississippian lithofacies and foraminiferal biozonation of the Alborz Mountains, Iran: Implications for regional geology. *Geological Journal*, v. 54(3), p. 1480-1504.