

New findings on sequence stratigraphy of the Ruteh Formation in the North of Central Alborz

Iraj Maghfouri Moghaddam^{1*}, Mohamad Hossein Adabi², Ali Reza Chegini¹, Masoud Lotfpoor³

1- Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

2- Department of Sedimentary Basins and Oil, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran.

3- Passarghad Company, Tehran, Iran

Keywords: Sequence stratigraphy, Homoclinal ramp, Ruteh Formation, Sedimentary environment, Epicontinental platform

1-Introduction

Based on the sedimentary sequence, magmatism, metamorphism, tectonic setting, and intensity of deformation, the Iranian Plateau has been subdivided into eight continental fragments, including Zagros, Sanandaj-Sirjan, Urumieh-Dokhtar, Central Iran, Alborz, Kopeh-Dagh, Lut, and Makran (Heydari et al., 2003). The sedimentary sequence of the Late Devonian to the Late Triassic of the Alborz is deposited in the passive southern margin of the Paleo-Tethys ocean floor (GhasemiNejad, 2002; Rahimi, 2002). The outcrops of the Ruteh Formation extend in the Alborz Mountains, but due to changes in the deposits, erosion, and operation of the faults, these deposits are different in various regions with different ages and thicknesses. This paper reports a sedimentological study, a description of microfacies, and the palaeoenvironmental reconstruction of the carbonate of the Ruteh Formation south of Amol. This formation south of the Amol surface section covers the sandstone of the Lower Permian Dorud Formation with unconformable contact. It is overlain by the Upper Permian Nesen Formation conformably. On the basis of the distribution of foraminifera, the Ruteh Formation is considered to be Late Morgabian-Late Julfian in age.

2-Methodology

The Ruteh Formation is 642 m thick in the area. The section was measured bed by the bed, and 200 samples were taken. Petrography and microfacies of carbonate rocks were described based on Dunham (1962) and Embry and Klovan (1971), and naming of clastic rocks bases on Pettijohn et al. (1987). Analyses have allowed the interpretation of marine carbonate environments, depositional system tracts, sea-level changes, and stratigraphic sequence architectures of Ruteh Formation in the study area.

3- Results and discussion

Facies associations of the Ruteh Formation eighteen facies in tidal flat, lagoon, shoal, and shallow open marine were distinguished in the Ruteh Formation of studied section. Of these microfacies, fourteen belong to the inner ramp, and four are located in the mid ramp, which indicates the warm shallow marine condition.

The tidal flat facies association composes of three microfacies, including Dolomite, Sandy mudstone, and peloidgrainstone.

* Corresponding author: maghfouri.i@lu.ac.ir

DOI: 10.22055/AAG.2019.30273.2014

Received 2019-07-11

Accepted 2019-11-12

The lagoon facies association contains three microfacies: bioclast, algal wackestone / packstone, foraminifera, algal wackestone / packstone, and foraminiferawackestone / packstone.

The shoal facies association contains eight microfacies, which are peloid algal packstone / grainstone, peloidbioclastpackstone / grainstone, bioclastostracodpackstone, bioclastbryozoagrainsone, bioclasttubiphytesgrainstone, bioclast crinoid packstone, bioclastpackstone / grainstone and phylloid algae bindstone.

The shallow open-marine faciesassociation from proximal to distal environments consist of gymnocodiaceawackestone, Peloidgymnocodiaceawackestone / packstone, bioclast, gymnocodiaceawackestone / packstone, and bioclastwackestone.

The presence of mentioned bioclasts in the carbonate rocks of the Ruteh Formation in the south of Amolsection shows the persistence of shallow warm-water sub-tropical depositional setting throughout the deposition of this formation. Pieces of evidence such as the absence of tidal flat deposits, gradual facies changes, and abundant micrites indicate that the Ruteh Formation was deposited in a homoclinalcarbonate ramp environment (Fig.2). Unrecognized calciturbidite, gravel flow deposits, barrier reefs, and low sedimentation rate can be reasons for the homoclinalramp environment (Wilson, 1975; Read, 1985).

Sequence stratigraphic analyses interpreted six third-order depositional sequences in the south of the Amol section of Ruteh Formation.

The sequence one is 75m thick and Late Murgabian in age. This sequence can be divided into TST and HST. The tidal flatbeds of the microfacies on the inner ramp are the basal part of sequence 1 which has been deposited unconformably on the sandstone beds Doroud Formation. The TST is characterized by the packstone, grainstone of the shoal environment.

The sequence 2 is 126 m thick and Early Midian in age. This sequence can be divided into TST and HST. The shoal carbonate rocks are interpreted as transgressive deposits formed during a period of sea-level rise as a TST. Bioclast, gymnocodiaceawackestone / packstone, and Bioclastwackestone of the open marine fauna show an increase, and rising sea level changes reach a maximum, equivalent to the MFS. The bioclast, ostracodpackstone, bioclast, bryozoagrainsone of the microfacies shoal overlies the MFS.

Sequence 3 is approximately 96 m thick and Early-Middle Median in age. The open marine microfacies in the basal part of the sequence three is interpreted as TST. This depositional package's upper bed is a gymnocodiaceawackestone / packstone and bioclastwackestone and indicates the MFS. The sediments of the lagoon environments (Microfaciesbioclast, algal wackestone / packstone,) overlying the MFS indicate the HST.

The depositional sequence 4 is present 100 m thick and Late median in age. The basal part of sequence four is interpreted as the TST. This depositional system includes carbonate deposits of the microfacies Gymnocodiaceawackestone, peloid, gymnocodiaceawackestone / packstone deposited in the open marine paleoenvironment. The upper bed of this depositional package is coral Bioclastwackestone and indicates the MFS. The HST has an aggradational stacking pattern deposited in the open marine and shoal paleoenvironments of the microfacies Gymnocodiaceawackestone, Peloid, and Peloid, algal packstone/grainstone.

The depositional sequence five formed during the early period and is 141 m thick. At this sequence, the TST comprise of tidal flat to open marine deposits. An increase in third-order accommodation space is indicated by shallow lagoonalfacies overlain by shallow-open marine facies. Wackestone with abundant gymnocodiaceae represents deep-water facies; this is, therefore, interpreted as the MFS. An upward-shallowingfacies trend (HST) is indicated by shoal facies, overlain by shallow-lagoonalfacies.

The sequence 6 is Late Julfian in age and is present 107 m thick. The basal part of sequence six is interpreted as the TST. This depositional system includes deposits of the microfacies dolomite, sandy mudstone and peloidgrainstonebioclast algal wackestone / packstone, foraminifera algal wackestone / packstone and foraminifera deposited in the tidal flat and lagoon paleoenvironments. The upper bed of this depositional package is gymnocodiaceawackestone / packstone and indicates the MFS. The HST has been deposited in the back reef, open lagoon, and lagoon paleoenvironments of the microfacies crinoid packstone, bioclastpackstone/grainstone, phylloid algae bind stone and algal wackestone / packstone, foraminifera, algal wackestone / packstone. The Nessen Formation overlies this sequence.

4-Conclusion

The Ruteh Formation is a shallow warm-water sequence of the mid to late Permian in age, overlies the Dorud sandstone, and is overlain by the Nesen Formation. In south Amol, the Ruteh Formation consists of 18 microfacies in open-marine, shoal, lagoon, and tidal flat facies belts deposited on a homoclinic carbonate ramp. Based on the sequence stratigraphic architecture, six third-order sequences have been recognized in the Ruteh Formation section.

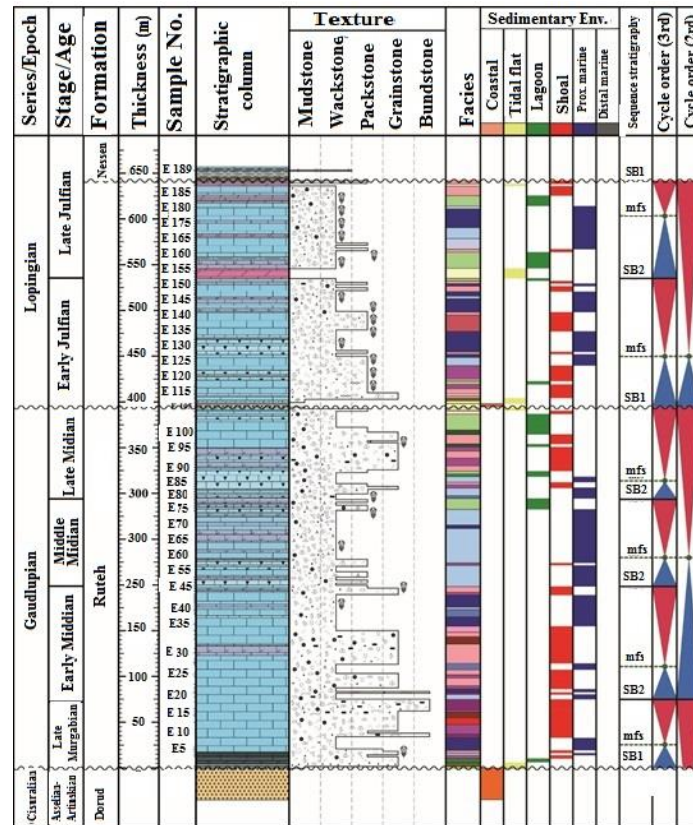


Fig. 1. Microfacies and sequence stratigraphy of the Ruteh Formation at study section.

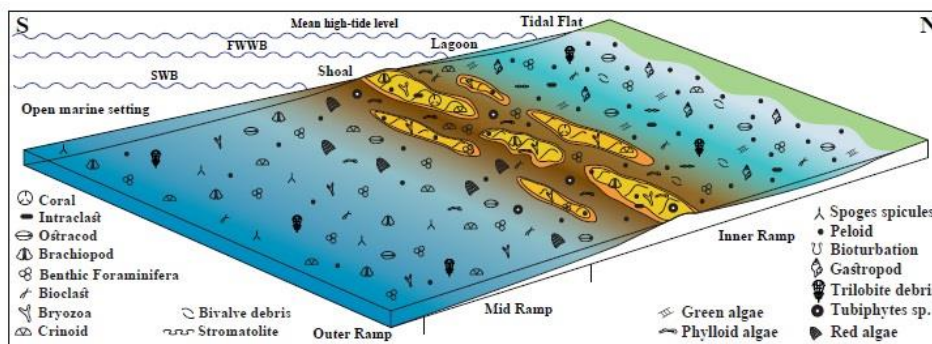


Fig. 2. Depositional model of the Ruteh Formation at the Central Alborz, adopted from Burchette and Wright (1992).

References

Burchette, T.P., Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology* 79 (1-4), 3-57.
 Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture, in: W. E. Ham (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*: Tulsa, Ok, American Association of Petroleum Geology Memoir 1, 108-121.
 Embry, A.F., Klován, J.E. 1971. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT. *Canadian Petroleum Geology Bulletin* 19, 730-781.



- Ghasemi Nejad, E., 2002. Biostratigraphy and depositional history of the Paleozoic deposits in the South of Central Alborz Basin, Based on Foraminifera. Iranian International Journal of Science 3(1), 93-114.
- Heydari, E., Hassanzadeh, J., Wade, W.J., Ghazi, A.M., 2003. Permian–Triassic boundary interval in the Abadeh section of Iran with implications for mass extinction. Sedimentology: Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 193(3), 405–423.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1987. Sand and sandstone, 2nd edition. Springer-Verlag, New York.
- Rahimi, B., 2002. Structural studies of Alborz Mountains in northern Damghan. PhD Thesis, Shahid Behshti University, Iran.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Maghfouri Moghaddam, I., Adabi, M.H., Chegini, A.R., Lotfpour, M., 2020. New findings on sequence stratigraphy of the Ruteh Formation in the North of Central Alborz. Adv. Appl. Geol. 10(2), 193-207.

DOI: 10.22055/AAG.2019.30273.2014

url: https://aag.scu.ac.ir/article_15082.html?lang=en

یافته‌های جدیدی از چینه‌نگاری ساکنسی سازند روته در شمال البرز مرکزی

ایرج مغفوری مقدم*

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

محمدحسین آدابی

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

علیرضا چگینی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

مسعود لطف‌پور

شرکت پاسارگاد، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۸/۲۱

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۴/۲۰

* maghfouri.i@lu.ac.ir

چکیده

در این مقطع، سازند روته با ضخامت ۶۴۲ متر متشکل از سنگ آهک، سنگ آهک دولومیتی و شیل به‌طور ناپیوسته بر روی سازند درود و زیر سازند نسن قرار می‌گیرد. بر پایه مطالعات پتروگرافی ۲۰۰ مقطع نازک، ۱۸ ریز رخساره کربناته و یک رخساره آواری در قالب ۴ کمربند رخساره‌ای پهنه جزر و مدی، کولاب، پشته‌های ماسه‌ای زیر آبی و دریای باز در این سازند شناسایی و تفکیک شده است. محیط رسوبی سنگ‌های پرمین میانی و پسین در ناحیه البرز شباهت فراوانی با محیط‌های کربناته عهدحاضر همانند خلیج فارس دارند. این نهشته‌ها در محیط‌های کم‌عمق در پلت فرم‌های اپی‌کنتیننتال حاشیه قاره‌ای تشکیل شده‌اند. محیط رسوبی سازند روته یک رمپ هموکلینال تشخیص داده شده است. مطالعات چینه‌نگاری ساکنسی بر اساس تعیین دقیق محیط‌های رسوبی و بررسی‌های صحرایی صورت گرفته است. بر این اساس یک ساکنس رده سوم به سن مورگابین پسین، سه ساکنس رده سوم به سن میدین پیشین، میانی و پسین و دو ساکنس رده سوم به سن جولفین پیشین و پسین تعیین شده است.

کلمات کلیدی: چینه‌نگاری ساکنسی، رمپ هموکلینال، سازند روته، محیط رسوبی، پلت فرم اپی‌کنتیننتال

مقدمه

ایران تعلق آن را به ابر قاره گندوانا نشان می‌دهد (Ghasemi-Nejad, 2002). با تکامل بستر اقیانوس پالئوتتیس در اواخر دونین میانی، حاشیه ریفتی شمال ایران و افغانستان در شمال گندوانا به یک حاشیه غیر فعال مشابه حواشی اقیانوس اطلس تغییر یافت. توالی رسوبی دونین پسین تا تریاس پسین البرز در چنین محلی نهشته شده‌اند. رخنمون‌های نهشته‌های سازند روته به سن پرمین میانی و پسین در رشته کوه‌های البرز گسترش قابل توجهی دارند. ولی به‌سبب تغییر در رسوب‌گذاری، فرسایش و عملکرد گسل‌ها، این نهشته‌ها در مناطق مختلف دارای سن و ضخامت‌های متفاوتی نسبت به یکدیگر هستند.

منطقه مطالعاتی و داده‌های مورد استفاده

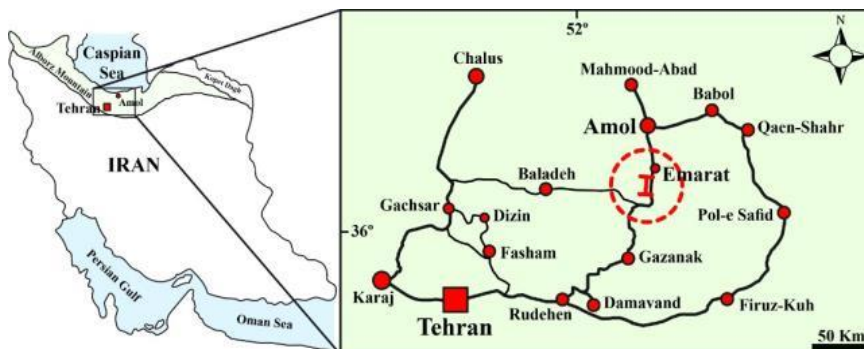
محدوده مورد مطالعه با عرض جغرافیایی ۲۲° ۳۰' تا ۳۱° ۰۱' شمالی و طول از نظر زمین‌ساختی این ناحیه در محدوده زون گسل شمال البرز قرار گرفته است. این برش در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ چهارگوش آمل و مختصات طول خاوری ۵۳ درجه و ۲۰ دقیقه و ۳۷ ثانیه و عرض جغرافیایی شمالی ۳۵ درجه و ۳۶ دقیقه و ۴۳ ثانیه می‌باشد (شکل ۱). هسته تاقدیس از سازند تخریبی-کربناته درود تشکیل می‌شود که این سازند بر روی رسوبات واریزه‌ای قرار گرفته است. سازند کربناته روته بر روی رسوبات ماسه‌سنگی سرخ‌رنگ درود

سازند درود با رخساره‌ها و ضخامت‌های متفاوت در اغلب بخش‌های پهنه البرز گسترش دارد. این تفاوت‌ها به سبب تغییر در شرایط رسوب‌گذاری، فرسایش و عملکرد گسل‌ها می‌باشد. سازند روته به‌عنوان دومین چرخه رسوبی پرمین البرز - آذربایجان و گسترش چینه‌ای آن به‌دلیل نهشته شدن در دوره پیشروی دریای هرسینین در البرز از اهمیت بالایی برخوردار است. نام این سازند از دره روته واقع در شمال خاوری دهکده روته گرفته شده است. ستبرای این سازند در برش الگو ۲۳۰ متر بوده که به‌طور هم‌شیب روی سازند درود و زیر سازند نسن قرار دارد (Assereto, 1963). این سازند معادل بخش پایینی و میانی سازند سورمق در منطقه آباده در ایران مرکزی و جلفا در شمال غربی ایران (Bagbani, 1996; Kobayashi and Ishi, 2003; Parto Azar, 1995; Taraz; 1969 Stocklin et al., 1965; Taheri, 2000; Jenny-Deshusses, 1983) و منطقه شیرگشت (Leven and Vaziri Moghaddam, 2004; ArefiFard, 2006) در منطقه طبس در ایران شرقی، بخش پایینی سازند دالان در رشته کوه‌های زاگرس در جنوب غربی ایران (Insalaco et al., 2006; Szabo and Kheradpir, 1978) است. اما یکی از ضخیم‌ترین این رخنمون‌ها در ناحیه هراز قابل مشاهده می‌باشد. مجموعه فسیلی طبقات پرمین

لایه‌های کربناته متوسط تا ضخیم لایه ادامه یافته و در انتهای مرز پرمین میانی و پسین در ضخامت حدود ۴۰۰ متر با ماسه سنگ‌های کوارتز وکی پوشیده می‌شوند. با شروع زمان پرمین پسین و اشکوب جولفین لایه‌های نازک تا متوسط لایه کربناته در ضخامت‌های ۵۴۵ و ۶۴۰ متری با لایه‌های دولومیتی پوشیده می‌شوند. پس از ضخامت حدود ۲ متر از سنگ آهک‌های سازند روته، شیل‌های لیمنیتی و سنگ آهک‌های سازند نسن روی آن را می‌پوشانند.

قرار گرفته و خود توسط لایه‌های شیلی لیمنیتی و کربناته سازند نسن پوشیده شده است.

مرز پایینی سازند کربناته روته ناپیوسته و به‌طور تدریجی بر روی سازند آواری درود قرار گرفته است. سازند روته در این برش در قاعده با سنگ آهک-های نازک تا متوسط لایه خاکستری رنگ پرفسیل به همراه لایه‌های نازکی از شیل آغاز می‌شود. پس از حدود ۱۸ متر از رسوبات کربناته و شیلی این سازند



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش چینه‌شناسی مورد مطالعه.

Fig. 1. Location and access roads of the study stratigraphical section.

این ریزرخساره کربناته بدون فسیل و شامل دولومیت‌های ریز تا درشت بلور است. این نوع دولومیت به‌صورت دانه‌های ریز تا رومبوئدری درشت، سفید تا شیری رنگ و شکل‌دار با اندازه بین ۵۰-۵۰۰ میکرون (پلی‌مدال) می‌باشد. با توجه به اینکه روند عمق حوضه به سمت لایه‌های دولومیتی کم شده است و هیچ فسیلی (حالت بلوری) در این ریز رخساره مشاهده نشده است، این ریزرخساره را می‌توان متعلق به پهنه جزر و مدی دانست (شکل ۲ا).

مادستون سنگ آهکی ماسه‌دار

این ریزرخساره بیشتر شامل میکرایت سنگ آهکی بدون فسیل (مقاطع نازک آغازین سازند روته) تا کم‌فسیل (در اطراف مرز بین اشکوب‌های میدین و جولفین) و شروع سازند روته است. خرده‌های استراکد، دوکفه‌ای، گاستروپود، جلبک‌های سبزسنگ آهکی و پلئوئید با فراوانی کم‌تر از ۱۰ درصد مشاهده می‌شوند. دانه‌های کوارتز با فراوانی ۲۰ تا ۴۰ درصد اجزای غیر کربناته این ریزرخساره هستند (شکل ۲ب).

پلئوئید گریستون

دانه‌های غیرزیستی پلئوئید با گردشگی کم و اغلب زاویه‌دار با فراوانی حدود ۵۰ درصد و اندازه ۲۰ تا ۱۰۰ میکرون اجزای اصلی این ریزرخساره را تشکیل داده‌اند. قطعات کوچک بایوکلاستی در حد ناچیزی در این ریزرخساره به چشم می‌خورند (شکل ۲ج).

کوارتز وک

این رخساره غیرکربناته شامل ماسه‌سنگ کوارتز وکی است. دانه‌های کوارتز با فراوانی ۶۰ تا ۸۰ درصد، ریزدانه، هوازده، بدجور شده با گردشگی کم و زاویه دارند. سیمان بین دانه‌ها میکرایت سنگ آهکی است. قطعات لیتیک و کانی‌های تیره از اجزای دیگر این رخساره تخریبی است. این سنگ رخساره مرز بین دو اشکوب میدین و جولفین و آغاز سکانس پیشرونده ابتدایی جولفین در پرمین پسین است (شکل ۳گ).

روش کار

پس از انتخاب برش مورد نظر نمونه‌برداری و برداشت‌های صحرائی صورت گرفت. تعداد ۲۰۰ نمونه سنگی از سازند روته به ضخامت ۶۴۲ متر با در نظر گرفتن مرز سازندها، تغییرات رخساره‌ای و حضور آثار و ضمائم فسیلی موجود برداشت گردید. جهت مطالعه دقیق تر مرزهای بالا و پایین دو نمونه از سازندهای درود و نسن هم برداشت شد. پس از تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی از تمامی نمونه‌های سنگی، مقاطع تهیه شده توسط محلول آلزارین قرمز به روش دیکسون (Dickson, 1965) برای تشخیص کلسیت از دولومیت رنگ‌آمیزی شدند. مطالعه سنگ‌شناسی به منظور شناسایی ریزفسیل‌ها و فرآیندهای گوناگون دیانژنی صورت گرفت.

جهت نامگذاری سنگ‌های کربناته از روش دانهام (Dunham, 1962)، امبری و کلوان (Embry and Klovan, 1971) و برای نام‌گذاری سنگ‌های آواری از روش پتی جان (Pettijohn et al., 1987) استفاده شده و تفکیک، دسته بندی و مطالعه روند تغییرات رخساره‌های کربناته به روش بورچت و رایت (Burchette and Wright, 1992) صورت گرفته است. در تشخیص و تفکیک سکانس‌ها و سیستم تراکت‌ها از مدل‌های ارائه شده توسط هانت و تاگر (Hunt and Tucker, 1992) استفاده شده است.

بحث و نتایج

ریز رخساره‌ها

با مطالعه مقاطع نازک، ساخت‌های رسوبی در صحرا نهشته‌های سازند روته ۱۸ ریز رخساره کربناته و یک رخساره آواری در ۴ کمر بند رخساره‌ای شامل پهنه جزر و مدی، لاگون، پشته‌های ماسه‌ای زیر آبی و دریای باز مشخص شده است.

کمر بند رخساره‌ای جزرومدی

مادستون دولومیتی

تفسیر محیطی ریزرخساره های کمر بند رخساره ای جزرومدی

با توجه به وجود فسیل‌های اندک و دانه ریز بودن رسوبات ریزرخساره سنگ آهکی در یک محیط بالای جزر و مدی تشکیل شده است (Nader et al., 2006) همچنین کاهش وجود فسیل‌ها نشان‌دهنده چرخش محدود آب و شرایط نامناسب محیطی است (Alshahran and Kendall, 2003). حضور دانه‌های آواری کوارتز نزدیکی این مجموعه را به محیط ساحلی نشان می‌دهد (Flugel, 2010). ریزرخساره پلوئید گرینستون با لایه‌بندی نازک و لامینه‌ای به حالت نواری شکل شاخصه منطقه حاشیه ساحلی (Beach Ridge) است (Tucker and Wright, 1990). از ویژگی‌های دولومیت‌های رنگ شیری سفید، عدم حضور اشکال جانیشینی، داشتن گوشه‌های رومبوندی و خاموشی مستقیم می‌باشد. این نوع دولومیت می‌تواند در مراحل نهایی دیاژنز به علت مهاجرت سیالات غنی از منیزیم نیز تشکیل شود (Zenger, 1983).

کمر بند رخساره ای لاگون**بایوکلست، آنگال و کستون تا پکستون**

آلوکم‌های زیستی دوکفه‌ای، استراکد، گاستروپود و برخی از فرامینیفراهای فوزولینید با فراوانی حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد و جلبک‌های داسی داسی کلاداسه‌آ و سودوورمی پورلا با فراوانی حدود ۱۵ تا ۲۵ درصد اجزای اصلی این ریزرخساره را تشکیل داده‌اند (شکل ۲d).

فرامینیفرا، آنگال و کستون تا پکستون

برخی از فرامینیفراهای فوزولینید و بنتیک پوسته تیره با فراوانی حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد و جلبک‌های داسی کلاداسه‌آ و سودوورمی پورلا با فراوانی حدود ۱۵ تا ۲۵ درصد اجزای اصلی این ریزرخساره را تشکیل داده‌اند (شکل ۲e).

بایوکلست، فرامینیفرا پکستون

فرامینیفراهای بنتیک پوسته تیره با فراوانی حدود ۳۵ درصد که بیشتر شامل فوزولینیدها و گلوبووالولیناها و بایوکلست‌هایی از گاستروپود، دوکفه‌ای، کرینوئید و برخی از جلبک‌ها با فراوانی حدود ۲۰ درصد آلوکم‌های اصلی این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند (شکل ۳f).

تفسیر محیطی ریزرخساره های کمر بند رخساره ای لاگون

زیر محیط لاگون با فراوانی فرامینیفراهای بنتیک و فوزولینید، استراکد، گاستروپود و جلبک سبز مشخص می‌شود. در این محیط گل میکرایتی به فراوانی یافت می‌شود که یکی از منابع به‌وجود آورنده این میکرایت‌ها جلبک‌ها می‌باشند (Vachard et al., 1991).

وجود آلوکم پلوئید که بیشتر در محیط لاگون فلات قاره‌ای مشاهده می‌گردد و آشفتگی زیستی در رخساره‌های وکستونی و پکستونی، اکسیژن کافی و شرایط غذایی مطلوب را نشان می‌دهد (Flugel, 2010). در زیر محیط لاگون بایوکلست‌ها از تنوع بالایی برخوردارند و همراه پلوئیدها دیده می‌شوند (Bachman and Hirsch, 2006). در این رخساره آلوکم‌های جلبکی موجود به صورت کامل مشاهده می‌شوند و تنها دچار پدیده تبلور مجدد شده‌اند، این مساله نشان می‌دهد که آنها در محیط آرام و بدون حمل و نقل ته‌نشین شده‌اند (Ross and Ross, 1982). جلبک‌های داسی داسی کلاداسه‌آ نشان‌دهنده محیط دریای کم عمق و مشخصه زیر محیط لاگون هستند (Husinec and Sokac, 2006; Elliot, 1991; Riding, 2000; Riding and Guo, 1991; Wray, 1977).

به دلیل تغییرات منظم شوری و ورود آب‌های شیرین به این قسمت، از تنوع موجودات استنوهالین کاسته شده و شرایط مناسبی برای رشد موجودات یوری هالین مثل استراکد، گاستروپود، دوکفه‌ای و جلبک مناسب بوده است (Vachard et al., 2002). در این جایگاه آثار آشفتگی زیستی موجودات بسیار متداول بوده و میزان آنها توسط عواملی نظیر تغییرات سطح نسبی آب دریا، میزان تولید کربنات، چگونگی سطح بستر، سرعت کلونی سازی در سطح بستر (Gaumet et al., 2005) و نیز کاهش ورود رسوب از خشکی کنترل می‌گردد.

کمر بند رخساره ای پشته های ماسه ای زیر آبی**پلوئید، آنگال پکستون تا گرینستون**

آلوکم‌های زیستی از قطعات سیمانی شده جلبک‌های سبز حدود ۴۵ درصد از این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. حدود ۱۵ درصد از پلوئید و خرده‌های گاستروپود، دوکفه‌ای و کرینوئید از دیگر آلوکم‌های این فاسیس دانه پشتیبان فشرده هستند (شکل ۳g).

پلوئید، بایوکلستگرینستون

قطعاتی از جلبک‌های قرمز، فرامینیفراهای بنتیک، کرینوئید، استراکد، دوکفه‌ای، براکیوپود، بریزوا و تریلوبیت حدود ۴۵ درصد از این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. حدود ۱۰ درصد پلوئید دیگر آلوکم اینفاسیس دانه پشتیبان فشرده می‌باشد. سیمان‌های هم‌بعد، دروزی، هم‌محور و بلوکی از انواع سیمان‌های مشاهده شده در برش چینه شناسی البرز مرکزی هستند (شکل ۳h).

بایوکلست، استراکد پکستون

آلوکم زیستی از قطعات مشخص استراکد حدود ۴۵ درصد از این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. حدود ۱۵ درصد از خرده های فسیلی، تریلوبیت و کرینوئید از دیگر آلوکم‌های این فاسیس دانه‌پشتیبان فشرده هستند. از خصوصیات این ریزرخساره سالم بودن قطعات، عدم تبلور مجدد آنها و وجود آن در ابتدای اشکوب جولفین و تنها در یک بازه ۱۵ متری است. در برخی مقاطع سیمان شدگی اندکی مشاهده می‌شود (شکل ۳i).

بایوکلست، بریزوا گرینستون

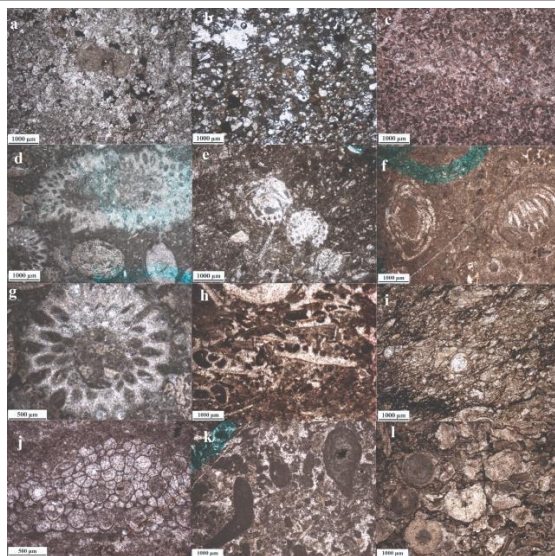
قطعات مشخص و درشتی از موجودات استنوهالین بریزوا حدود ۴۵ درصد از این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. حدود ۱۰ درصد از خرده‌های براکیوپود، تریلوبیت و کرینوئید از دیگر آلوکم‌های این فاسیس دانه پشتیبان فشرده هستند. از خصوصیات این ریزرخساره سیمان‌های درشت دانه بین قطعات زیستی آن است (شکل ۳j).

بایوکلست، تیوبی فایتس گرینستون

دانه‌های تیره رنگ و مدور با حفره‌ای کوچک در داخل خود از مشخصات جلبک‌های تیوفایتس است. حدود ۳۵ درصد از این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. حدود ۱۰ درصد از خرده‌های جلبک قرمز، براکیوپود، فرامینیفراهای کوچک بنتیک و کرینوئید و از دیگر آلوکم‌های این فاسیس دانه پشتیبان فشرده هستند (شکل ۳k).

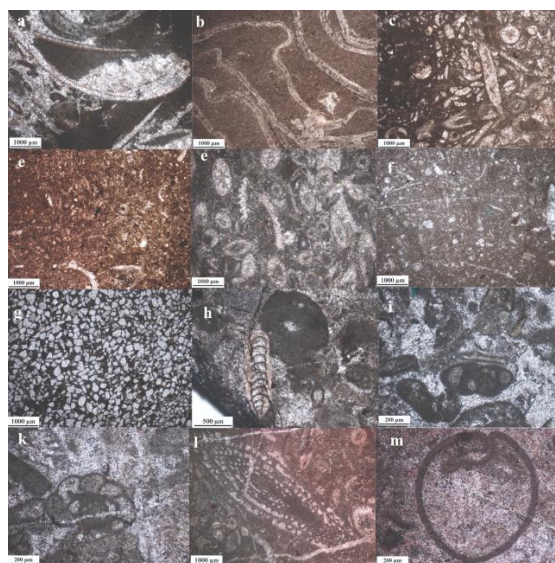
بایوکلست، کرینوئید پکستون

آلوکم‌های زیستی از قطعات مشخص موجودات استنوهالین کرینوئید حدود ۴۵ درصد از این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. حدود ۱۰ درصد از خرده‌های براکیوپود، بریزوا و جلبک قرمز از دیگر آلوکم‌های این فاسیس دانه پشتیبان فشرده هستند (شکل ۳l).



شکل ۲- ریزرخساره‌های شناسایی شده روته در برش چینه‌شناسی البرز مرکزی، زیرمحیط پهنه کشندی سازند شکل (a) دولومادستون، شکل (b) مادستون ماسه‌ای و شکل (c) پلوئید گرینستون. ریزرخساره‌های زیرمحیط لاگون: شکل (d) بایوکلست، آلگال وکستون تا پکستون، شکل (e) فرامینیفرا، آلگال وکستون تا پکستون و شکل (f) بایوکلست، فرامینیفراپکستون. ریزرخساره‌های زیرمحیط پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی: شکل (g) پلوئید، آلگال پکستون تا گرینستون، شکل (h) پلوئید، بایوکلست گرینستون، شکل (i) بایوکلست، استراکد پکستون، شکل (j) بایوکلست، بریوزوا گرینستون، شکل (k) بایوکلست، تیوبی فایتس گرینستون و شکل (l) بایوکلست، کرینوئید پکستون.

Fig. 2. Identified microfacies at the Ruteh Formation in the Central Alborz stratigraphical section, microfacies of the tidal environment: (a) Dolomudstone, (b) Sandmudstone, Pelloidgrainstone (c), Microfacies of the lagoon sub environment, (d) Bioclast algal wackestone to packstone, (e) Foraminifera algal wackestone to packstone, (f) Bioclast foraminifera packstone, sandy shoal microfacies: (g) Pelloid, algal packstone to grainstone, (h) Pelloid bioclast grainstone, (i) Bioclast ostracoda packstone, (j) Bioclast bryozoair grainstone, (k) Bioclast tubiclast grainstone, (l) Bioclast crinoid Packstone.



شکل ۳- ریزرخساره‌های زیرمحیط پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی در برش چینه‌شناسی البرز مرکزی: شکل (a) بایوکلست پکستون تا گرینستون، شکل (b) فیلوئیدآلگ بایندستون. ریزرخساره‌های زیرمحیط پشته‌های دریای باز: شکل (c) ژیمنوکودپاسه‌آ وکستون، شکل (d) پلوئید، ژیمنوکودپاسه‌آ وکستون تا پکستون، شکل (e) بایوکلست، ژیمنوکودپاسه‌آ وکستون تا پکستون، شکل (f) بایوکلست وکستون و شکل (g) کوارتز وک (h) تصویر برش محوری گونه‌ای از فرامینیفرا بنتیک به سن جولفین به نام *Pachyphloia iranica* برش محوری گونه‌ای از فرامینیفرا شاخص اشکوب مورگابین به نام *Neoendothya bronnimani* (j) برش استوایی گونه‌ای از فرامینیفرا شاخص اشکوب مورگابین به نام *Neoendothya reicheli* (k) گونه شاخص فرامینیفرا بنتیک *Chusenella sinensis* به سن میدین (l) گونه فرامینیفرا بنتیک *Paraglobivalvulina mira* به سن جولفین.

Fig. 3. Microfacies of the sandy shoal in stratigraphical section in Central Alborz: (a) Bioclastpackstone to grainstone, (b) Phylloid algalbindstone, (c) Gymnocodiacea wackstone, (d) Pelloid gymnocodiacea wackstone to packstone, (e) Bioclast gymnocodiacea wackstone to packstone, (f) Bioclast wackstone, (g) Quartz wacke, (h) Photograph of the axial section of benthic foraminifera, *Pachyphloia iranica*, Julfian in age, (i) Photograph of the axial section of benthic foraminifera, *Neoendothya bronnimani*, Morgabian in age (k) Photograph of the index benthic foraminifera, *Chusenella sinensis*, Midian in age, and (l) Photograph of the index benthic foraminifera, *Paraglobivalvulina mira*, Julfian in age.

بایوکلیست پکستون تا گریبنستون

وجود قطعاتی از کرینوتید، بریوزوا، براکیوپود، دوکفه‌ای، استراکد، جلبک قرمز و فرامینیفراهای بنتیک در این ریزرخساره دانه‌پشتیان نشان-دهنده محیطی پراثری است. انواع سیمان‌های هم بعد، هم محور و بلوکی و ... از مشخصات بارز این ریزرخساره است (شکل ۳a).

فیلولید آلگال بایندستون

قطعات طنابی شکل جلبک سبز فیلولید، توده متراکمی همانند استراماتولیت‌ها را تشکیل داده‌اند و قطعاتی از براکیوپود و بریوزوا را به دام انداخته‌اند. این جلبک‌ها از گونه *Archaeolithophyllum lamellosum* هستند که بیشتر در زمان پرمین پیشین می‌زیسته‌اند و تا زمان پرمین پسین هم وجود داشتند (Scholle and Scholle, 2003). این ریزرخساره بیشتر در جلوی سد تشکیل می‌شود و موجودات به بین افتاده در داخل آن شواهدی جهت تایید این محیط هستند (شکل ۳b).

تفسیر محیطی ریزرخساره‌های کمربند رخساره‌ای پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی بافت دانه‌پشتیان، افزایش آلومک‌ها و مقدار کم گل، جورشدگی و گردشگی ذرات نشان‌دهنده محیط‌های با انرژی متوسط تا بالا هستند (Lucia, 1999; Palma et al., 2007; Reolid et al., 2007; Walz et al., 2013). انرژی بالای این محیط سبب شسته شدن میکرایت شده و در صورت مناسب شدن شرایط محیطی سیمان در بین ذرات و فضاها خالی رسوب می‌کند.

عدم حضور سیمان گراوته‌ای نشانه‌ای از عدم خروج از آب این پشته-های زیرآبی است (Wilson, 1975; Burchette, 1993). از آنجایی که ریزرخساره حاوی جلبک سبز ژیمنوکودیاسه‌آ (Koehler et al., 2010) و توبی فایتس (Mamet, 1991) مربوط به زیر محیط سدی هستند، حضور این آلومک‌ها ریز رخساره‌های به سمت دریای باز را نشان خواهد داد، در حالی که در پاره‌ای از نمونه‌ها درصد جلبک سبز و گاستروپود، وابستگی محیط زندگی آنها را به حاشیه سمت لاگون و خشکی نشان می‌دهد (Flügel, 2010). وجود کرینوتید، براکیوپود و بریوزوا در بین آلومک‌های ریزرخساره‌های این زیر محیط هم حاکی از تشکیل آنها در سمت دریای باز است.

کمربند رخساره‌ای دریای باز**ژیمنوکودیاسه‌آ و کستون**

جلبک‌های قرمز ژیمنوکودیاسه‌آ با فراوانی حدود ۳۰ درصد آلومک‌های اصلی این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. بایوکلیست‌های کوچک دیگری همچون کرینوتید، بریوزوا، براکیوپود، فرامینیفراهای کوچک، و ... با فراوانی کمتر از ۵ درصد در زمینه میکرایتی مشاهده می‌شوند. از خصوصیات این ریزرخساره سیمانی شدن قطعات جلبکی است. ترکیب این جلبک‌های قرمز با موجودات استنوهالین گویای محیط دریای باز و جلوی سد است (شکل ۳c).

پلوئید، ژیمنوکودیاسه‌آ و کستون تا پکستون

جلبک‌های قرمز ژیمنوکودیاسه‌آ با فراوانی حدود ۳۰ درصد آلومک‌های اصلی این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. دانه‌های پلوئید با فراوانی حدود ۱۵ درصد و بایوکلیست‌های کوچک دیگری همچون کرینوتید، بریوزوا، براکیوپود و ... با فراوانی کمتر از ۵ درصد از آلومک‌های دیگر مشاهده شده در این ریزرخساره هستند (شکل ۳d).

بایوکلیست، ژیمنوکودیاسه‌آ و کستون تا پکستون

جلبک‌های قرمز ژیمنوکودیاسه‌آ با فراوانی حدود ۲۵ درصد آلومک‌های اصلی این ریزرخساره‌اند. بایوکلیست‌های کوچک دیگری همچون کرینوتید، بریوزوا، براکیوپود و ... با فراوانی حدود ۱۵ درصد و دانه‌های پلوئید با فراوانی کمتر از ۳ درصد از آلومک‌های دیگر مشاهده شده در این ریزرخساره هستند (شکل ۳e).

بایوکلیست و کستون

قطعات ریز بریوزوا، کرینوتید، براکیوپود و سوزن‌های اسفنج با فراوانی حدود ۱۵ درصد از اجزای اصلی این ریزرخساره در زمینه میکرایتی هستند. در برخی از نمونه‌ها در روی زمین آثار زئوفیکوس در روی لایه‌های نازک لایه دیده شده است. این ریزرخساره مربوط به محیط رمپ مابانی و عمیق ترین محیط را در این دسته نشان می‌دهد (شکل ۳f).

تفسیر محیطی ریزرخساره‌های کمربند رخساره‌ای دریای باز

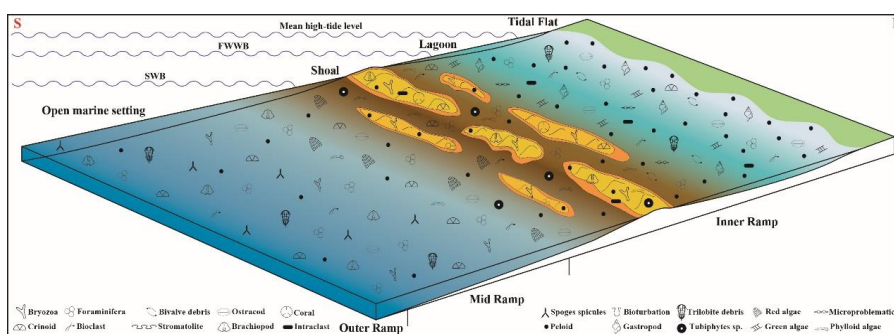
در این بخش از دریا افزایش جلبک‌های قرمز ژیمنوکودیاسه‌آ و کاهش جلبک‌های سبز داسی‌کلاداسه‌آ، افزایش حضور فرامینیفراهای پوسته‌روشن از جنس سنگ آهک هیالین و کاهش فرامینیفراهای فوزولینید و پوسته تیره و ازدیاد بایوکلیست‌های استنوهالین کرینوتید، بریوزوا و براکیوپود نسبت به دوکفه‌ای و گاستروپود مجموع عواملی هستند که موجب نسبت دادن این ریزرخساره به محیط دریای باز می‌باشند. جلبک‌های ژیمنوکودیاسه‌آ بیشتر مربوط به محیط دریای باز و جلوی سد (Koehler et al., 2012) و توبی فایتس هم عمدتاً مربوط به محیط‌های سدی هستند (Mamet, 1991). کاهش قابل توجه بایوکلیست‌ها و مشاهده آثار فسیلی تغذیه‌ای زئوفیکوس در مشاهدات صحرایی دلیل نسبت دادن این ریزرخساره‌ها به بخش کمربند رخساره‌ای دریای باز است. اینکونوفاسیس‌های مشاهده شده در ریزرخساره بایوکلیست و کستون نشان دهنده شرایط اکسیداسیون-احیای (Eh-Conditions) می‌باشند. این زیرمحیط توسط تغییرات شدید در سطح اکسیژن و نرخ پایین رسوب‌گذاری مشخص می‌شود.

مدل و محیط رسوبی سازند روته

با مطالعه مقاطع نازک و تعیین میکروفاسیس‌ها و با توجه به قانون والتر (Walther Law) و با استفاده از منابع علمی به خصوص ویلسون (Wilson, 1975) و لاسمی (Lasemi, 1979) و با مقایسه محیط‌های امروزی، مدل رسوبی و تغییرات عمودی سنگ‌های پرمین در البرز مرکزی ترسیم شده است (شکل ۴). محیط رسوبی سنگ‌های پرمین در برش مورد نظر شباهت فراوانی به محیط‌های کربناته عهد حاضر، از جمله سواحل جنوبی خلیج فارس و جنوب فلوریدا و باهاماس دارد. بر اساس مطالعات صورت گرفته در بازسازی جغرافیای دیرینه (Muttoni et al., 2009) در ناحیه آروی دماوند، مدل محیط رسوبی سازند روته، رمپ کربناته از نوع گرمسیری بوده است. حاشیه جنوبی خلیج فارس معادل امروزی رمپ کربناته هم شیب در منطقه گرمسیری است (Alshahrani and Kendal, 2003; Flügel, 2010). این سنگ‌ها در محیط دریایی کم عمق در پلاتفرم‌های اپی کنتیننتال (Epicontinental Sea) حاشیه قاره‌ای تشکیل شده است. به‌طور کلی رسوبات پالئوزوئیک بالایی در ایران در یک محیط کم عمق تشکیل شده است (Alshahrani and Narin, 1979; Berberian and King, 1981). دریای پرمین در این ناحیه در شروع پیش روی ماسه‌سنگ‌های کوارتزآرنایتی سازند درود را در بر

گرفته است. بخش پهنه کسندی با ریزرخساره مادستون ماسه‌ای آغاز می‌شود که نشان‌دهنده این است که بستر دریا احتمالاً حالت رمپ مانند و شیب بسیار کم حدود ۱ درجه را داشته است (Wilson, 1975). رمپ‌های کربناته بیشتر در بسترهای با شیب و ژرفای کم مانند حوضه‌های پیش بوم (Foreland) درون کراتونی و در طول حاشیه‌های غیر فعال گسترش می‌یابند (Burchette and Wright, 1992). ریزرخساره‌های سازند روته به‌طور تدریجی از زیر محیط‌های جزرومدی به بخش‌های عمیق‌تر رمپ میانی تا بیرونی تبدیل می‌شوند. گسترش اندک ریف در پلاتفرم کربناته رمپی نسبت به پلاتفرم کربناته حاشیه‌دار (Burchette and Wright, 1992; Einele, 2000) نشان می‌دهد که رسوبات

کربناته سازند روته در یک محیط پلاتفرم کربناته از نوع رمپ شکل گرفته‌اند. همچنین وجود میکرایت در اکثر رخساره‌ها، عدم حضور کورتوئیدها، آنکوئیدها، پیژوئیدها و دانه‌های آگرگات که خاص شلف‌های کربناته لبه‌دار هستند و یا بندرت در رمپ‌های کربناته یافت می‌شوند (Flügel, 2010)، می‌توانند دلایل دیگری بر رمپ بودن محیط رسوبی رسوبات سازند روته باشند. با بررسی ریزرخساره‌های سازند روته و با توجه به آلوکم‌های زیستی و غیر زیستی موجود در رسوبات کربناته، ضخامت زیر محیط‌های دریای باز و سدهای پشت‌های زیرآبی تقریباً مشابه یکدیگراند. زیر محیط لاگون هم در مرحله بعد قرار می‌گیرد (شکل ۴).



شکل ۴- محیط رسوبی سازند روته در برش چینه‌شناسی مطالعه شده در ناحیه البرز مرکزی بر اساس (Burchette and Wright, 1992).

Fig. 4. Depositional model of the Ruteh Formation at the Central Alborz, adopted from Burchette and Wright (1992).

تراکت‌ها و تحلیل نوسانات نسبی سطح آب دریا مورد استفاده قرار گرفته‌اند. همچنین فرامینیفراها، برحسب جنس دیواره و سایر خصوصیات، در عمق‌سنجی واحدهای رسوبی مورد استفاده قرار گرفته‌اند. فرآیندهای دیاژنزی همچون سیلیسی شدن معیارهای دیگری در شناسایی مرزهای سکansı در این مطالعه می‌باشند.

سکانس رسوبی اول

این سکانس رسوبی با ضخامت ۷۵ متر در قاعده برش چینه‌شناسی شمال البرز مرکزی قرار دارد. مرز پایینی این سکانس از نوع اول (SB-I) و با رسوبات سیلیسی کلاستیک سازند درود و مرز سکansı بالایی آن از نوع دوم (SB-II) است (شکل ۶). سن این سکانس بر اساس ظهور گونه‌هایی مختلفی از فرامینیفرای جنس *Neoendothyra* همچون *Neoendothyra bronnimani*، *Neoendothyra reicheli* (I, J۳) و مرجانی به نام *Protomichelinia abnormis* (شکل ۷) مورگابین پسین تعیین شده است. ضخامت دسته رخساره پیش‌رونده (TST) ۲۵ متر بوده و با یک رخساره فراکسندی مادستون ماسه‌ای شروع شده و با رخساره‌های زیر محیط لاگون، سدهای زیرآبی و دریای باز ادامه می‌یابد. ضخامت دسته رخساره تراز بالا (HST) ۴۴ متر بوده و با زیرمحیط دریای باز و سدهای ماسه‌ای زیرآبی همراه با آلوکم‌های اینتراکستی تمام می‌یابد. سطح حداکثر غرقابی این سکانس در رخساره بایوکلست وکستون قرار دارد و آلوکم‌های زیستی موجود در آن عمق بیشتر محیط رسوبی و دریای باز را تداعی می‌کند (شکل ۶). مرز بالایی این سکانس مرز بالایی دسته رخساره تراز بالای سکانس درجه دوم با سن مورگابین هم محسوب می‌شود.

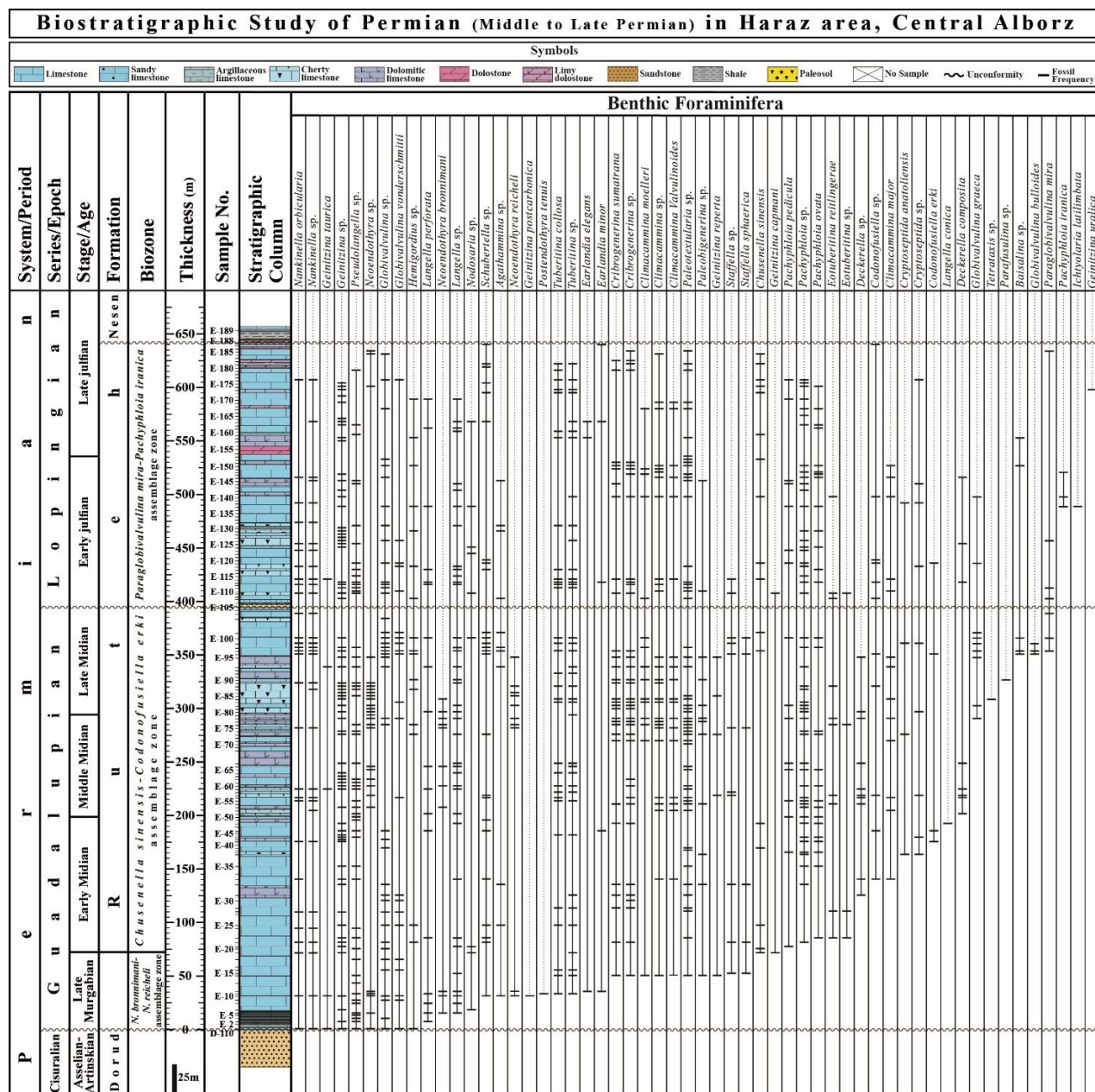
چینه‌نگاری سکansı

در این مقاله با در نظر گرفتن روش‌های مختلف استفاده شده در مطالعات چینه‌نگاری سکansı، از مدل سکانس رسوبی ارائه شده توسط هانت و تاگر (Hunt and Tucker, 1992) استفاده شده است. سکانس رسوبی به توالی نسبتاً پیوسته‌ای از طبقات که با هم ارتباط زایشی داشته و در قاعده و راس توسط ناپیوستگی‌ها یا پیوستگی‌های هم ارز آنها محدود می‌شوند، اطلاق می‌شود (Mitchum et al., 1977). دسته رخساره بزرگترین بخش یک سکانس رسوبی به‌شمار می‌آید و بر پایه طرح برانبارش، رخساره‌های تشکیل‌دهنده، جایگاه چینه‌ای و نوع سطوح اصلی محدود کننده تشخیص داده می‌شود. مرز سکansı سطحی است که به صورت ناپیوستگی یا پیوستگی معادل منطبق با حداکثر پایین افتادگی سطح آب دریا است و مبین اختلال در وضعیت رسوبگذاری در زمان پایین آمدن سطح نسبی دریا (Relative Sea Level Fall) می‌باشد (Posamentier and vail, 1988). مرز سکansı بر اساس ماهیت و عوامل مؤثر در ایجاد آن مانند فرسایش، نبود رسوب و وجود حالت تعادل به علت عبور رسوبات به مرز سکansı نوع اول (SB-I) و دوم (SB-II) تقسیم می‌شود. سطح پیشروی آب دریا (Transgressive surface) در زمان آغاز بالا آمدگی سریع آب دریا تشکیل می‌شود. این سطح بر روی دسته رخساره تراز پایین (LST) و در زیر دسته رخساره پیش‌رونده (TST) قرار می‌گیرد و نشانگر میزان افزایش فضای رسوبگذاری (Accommodation space) است. جلبک‌های سنگ آهکی یکی از مهم‌ترین شاخصه‌های عمق‌سنجی در رخساره‌های کربناته به‌حساب می‌آیند. فراوانی و نحوه توزیع آنها به‌عنوان معیاری در شناسایی سیستم

سکانس رسوبی دوم

این سکانس رسوبی ۱۲۶ متر بوده و ضخامت دسته رخساره پیش‌رونده (TST) آن ۳۹ متر است. این دسته رخساره با یک زیررخساره سدی

ماسه‌ای زیرآبی آغاز شده و با رخساره‌های زیرمحیط دریای باز ادامه می‌یابد. سطح حداکثر غرقایی این سکانس در رخساره ژیموکودپاسه‌آ وکستون قرار دارد.



شکل ۵- ستون زیست چیندنگاری سازند روته در برش مورد مطالعه.

Fig. 5. Biostratigraphic column for the Ruteh Formation in Study section.

این سکانس رسوبی همچون سکانس قبلی کربناته بوده و با سن میدین میانی و دارای ستبری ۹۶ متر است. ضخامت دسته رخساره پیش‌رونده (TST) آن ۳۲ متر بوده و ضخامت دسته رخساره تراز بالا (HST) ۶۴ متر است. دسته رخساره پیش‌رونده این سکانس بیشتر از زیرمحیط دریای باز تشکیل شده که نشان‌دهنده بالاآمدگی عمق آب دریاست. سطح حداکثر غرقایی این سکانس همانند سکانس‌های قبلی در یک زیررخساره بایوکست، ژیموکودپاسه‌آ وکستون قرار گرفته است. دسته رخساره تراز

سن این سکانس بر اساس ظهور و گسترش فرامینیفر فوزولینید *Chusenella sinensis* (شکل k3 و ۵) میدین در نظر گرفته شده است. مرز بالا و پایین این سکانس رسوبی کربناته از نوع دوم (SB-II) بوده و مرز پایینی در داخل یک زیرمحیط سدی زیرآبی و مرز بالایی در انتهای زیرمحیط سدی زیرآبی و آغاز زیرمحیط دریای باز قرار گرفته است (شکل ۶).

سکانس رسوبی سوم

لاگونی ختم می‌شود. زیررخساره بایوکلست، استراکد پکستون با ستبرای ۱۵ متر، تنها در این سکناس دیده شده است. رسوبات سنگ آهکی در آغاز سکناس با نظم و ترتیب لایه‌بندی خاصی (Well bedded) مشاهده می‌شوند.

سکناس رسوبی ششم

این سکناس رسوبی با زیررخساره کربناته و دولومیتی شده آغاز می‌شود. ستبرای این سکناس با سن جولفین پسین ۱۰۷ است. سطح حداکثر غرقابی با یک زیررخساره پلوئید، ژیموکودپاسه‌آوکستون مشخص می‌شود. ضخامت دسته رخساره پیش‌رونده (TST) آن ۶۸ متر بوده و ضخامت دسته رخساره تراز بالا (HST) ۳۹ متر است. وجود ترتیب زیرمحیط‌های رسوبی گواه این مسأله است. در انتهای دسته رخساره تراز بالا لایه‌هایی از شیل به همراه پالئوسول قرمز رنگ و لایه‌های لیمونیتی زرد رنگ (شکل ۶) نشان‌دهنده وقفه رسوبی در انتهای زمان جولفین پسین است. دسته رسوبی تراز بالا با توجه به تغییر الگوی رسوب‌گذاری دارای دو بخش است. بخش اول که دارای الگوی رسوب‌گذاری تجمعی است و طی سکون و پسروی تدریجی دریا ایجاد شده است و بخش دوم دارای روند رسوب-گذاری کم‌عمق شونده‌تری است. مرز بالا و پایین این سکناس از نوع اول (SB-I) است. همچنین وجود زیر رخساره‌های لاگونی و فراکشندی در انتهای رسوبات این سکناس شهادی بر کم عمق شدگی رسوبات آن است. پس از این وقفه رسوبات شیلی و سنگ آهکی عمیق سازند نسن روی آن را می‌پوشانند.

مرز انتهایی این سکناس می‌تواند به عنوان مرز بالایی سکناس درجه دوم هم در نظر رخساره‌های موجود گرفته شود. افق خاک قدیمه، شواهدی از نفوذ آب‌های جوی، دولومیتی شدن و کارستی شدن در مرز سکناسی نوع اول این سکناس رسوبی نشان‌دهنده فرسایش و وقفه رسوبی در زمان پایان اشکوب جولفین پسین است. سیستم پرمین بخش میانی سکناس درجه اول از آزاروکا (First-Order Absaroka Sequence) است که این بخش از سکناس آزاروکا، زیرسکناس آزاروکای II (Sloss, 1963,) 1979، ابرچرخه ترانسپیکاسیا سکناس رسوبی درجه دوم ترانسپیکاس (Ross and Ross, 1987) هم نامیده شده است. سازند روته هم بخشی از زیر سکناس آزاروکای II است.

سازند روته در برش چینه‌شناسی شمال البرز مرکزی متشکل از دسته رخساره‌های پیش‌رونده (TST) و تراز بالا (HST) هستند. از یک سکناس رده سوم به سن مورگابینسین، سه سکناس رده سوم به سن میدین پیشین، میانی و پسین و دو سکناس درجه سوم به سن جولفین پیشین و پسین تشکیل شده است. مرز سکناسی نوع اول و دوم و سطح حداکثر غرقابی (معادل عمیق‌ترین تغییرات رخساره‌ها) به خوبی در این تحقیق براساس مطالعات مقاطع نازک و صحرایی مشخص شده است.

بالای این سکناس در یک زیر رخساره محیط دریای باز قرار می‌گیرد که در پایان به یک زیر محیط لاگون ختم می‌شود و این مسأله نشان از پایین آمدن سطح آب دریا در اواخر این سکناس است. سطح آب دریا در سکناس‌های رسوبی دوم و سوم به سن میدین پیشین و میانی نسبتاً بالا بوده است. مرز بالا و پایین این سکناس رسوبی کربناته به علت نبود شواهد خروج از آب، از نوع دوم (SB-II) بوده و مرز پایینی در انتهای زیرمحیط سدی زیرآبی و آغاز زیرمحیط دریای باز و مرز بالایی در انتهای زیرمحیط لاگونی به نام بایوکلست، آلگال وکستون تا پکستون قرار گرفته است (شکل ۶).

سکناس رسوبی چهارم

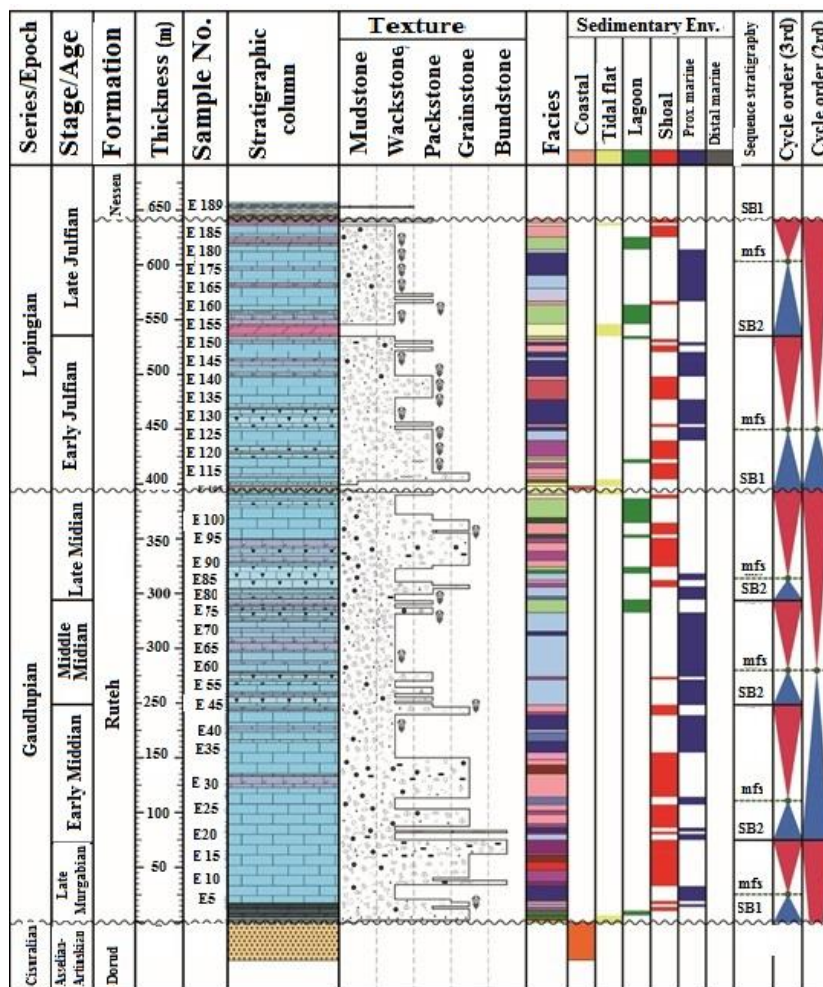
مرز زیرین این سکناس رسوبی از نوع دوم (SB-II) و با یک زیر محیط دریای باز رسوب‌گذاری در آن آغاز می‌شود و سطح حداکثر غرقابی آن در یک زیررخساره بایوکلست، ژیموکودپاسه‌آوکستون قرار گرفته است. مرز بالایی این سکناس از نوع اول (SB-I) و خروج از آب و پایین‌ترین سطح دریاست. رخساره کوارتزویکی مشاهده شده در این مرز خود گواهی بر این ادعاست (شکل ۶).

ستبرای این سکناس ۱۰۰ متر است و ضخامت دسته رخساره پیش‌رونده (TST) آن ۲۰ متر بوده و ضخامت دسته رخساره تراز بالا (HST) ۸۰ متر است. دسته رخساره تراز بالای این سکناس برخلاف سکناس‌های رسوبی قبلی بوده و عمدتاً زیررخساره‌های لاگونی است که نشان‌دهنده کم شدن عمق سطح آب دریاست. وجود جلبک‌های سبز داسی‌کلاداسه‌آ و فرامینیفرهای پوسته تیره می‌توانند دلیل قانع کننده‌ای برای کاهش سطح آب باشد. ظهور فرامینیفر *Pachyphloia iranica* و *Paraglobivalvulina mira* (شکل ۱۳، h, l) در مرز سکناسی نوع اول و شروع رسوبات سن جولفین نشان‌دهنده پایان رسوبات میدین در انتهای این سکناس است (شکل‌های ۵ و ۶).

سکناس رسوبی پنجم

با پیشروی آب دریا و بالا آمدن تدریجی آن، سکناس بعدی کربناته به سن جولفین پیشین به ضخامت ۱۴۱ تشکیل می‌شود. مرز زیرین این سکناس از نوع اول (SB-I) و مرز بالایی آن به علت وجود دولومیت دانه درشت و پرکننده حفرات هم از نوع اول (SB-I) است. سطح حداکثر غرقابی با یک زیررخساره بایوکلست وکستون مشخص می‌شود. ضخامت دسته رخساره پیش‌رونده (TST) آن ۵۶ متر بوده و ضخامت دسته رخساره تراز بالا (HST) ۸۵ متر است (شکل ۶).

وجود هماهنگی و ترتیب در زیر محیط‌های دسته رخساره پیش‌رونده می‌تواند دلیلی بر تدریجی بودن بالا آمدن سطح آب دریا باشد. این ریزرخساره‌ها شامل زیرمحیط ساحلی، جزرومدی، لاگونی، پشته‌های ماسه-ای زیرآبی و دریای باز هستند. زیررخساره‌های دسته رخساره تراز بالا از نوع پشته‌های سدی زیرآبی و دریای باز است که در انتها به یک زیرمحیط



شکل ۶- ریزرخساره و توالیهای چیننگاری سازند روته در برش مورد مطالعه.

Fig. 6. Microfacies and sequence stratigraphy of the Ruteh Formation at study section.

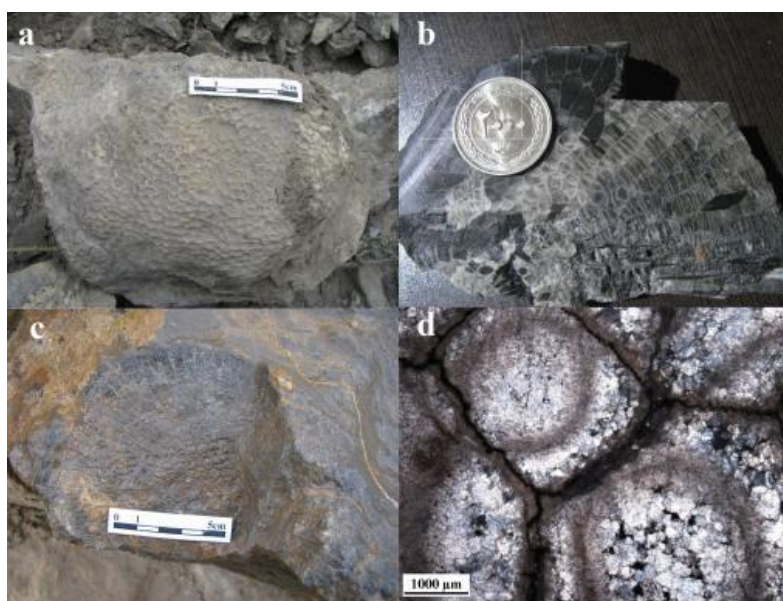

 شکل ۷- تصاویری از تنها مرجان یافت شده در سازند روته در برش چینشناسی شمال البرز مرکزی به نام *Protomichelinia abnormis* مورگابین پسیین (a-b)، (c) نمونه‌های دستی و (d) برش عمودی (تصویر میکروسکوپی).

 Fig. 7. Photograph of only found coral at the Ruteh Formation in study section, named *Protomichelinia abnormis*, Murgabian in age; (a-b), (c) handy sample, and (d) vertical section (microscopic picture).

نتیجه گیری

می‌گردد که مجموعه رخساره‌های سازند روته در یک دریای کم عمق کربناته از نوع رمپ هم شیب (Homoclinal Carbonate Ramp) و دارای ریف‌های کومه‌ای پراکنده، همانند بخش جنوبی خلیج فارس نهشته شده‌اند. آرام بودن روند تبدیل کمربندهای رخساره ای، عدم وجود سدهای کوچک جهت بدام انداختن جلبک‌های سبز، پراثرژی بودن رخساره‌ها در بخش نزدیک به ساحل، نبود آثار ریف‌های بزرگ سدی پدیدآورنده نقطه عطف در نیم رخ پلاتفرم و نیز فقدان نهشته‌های توربیدیتی در این توالی خود موید رمپ هم شیب کربناته در این برش چینه‌شناسی است. این وضعیت در حاشیه غیر فعال و جنوبی اقیانوس پالئوتتیس، واقع در شمال ابرقاره گندوانا، توسعه داشته است.

مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی سازند روته در برش چینه‌شناسی البرز مرکزی نشان‌دهنده تشکیل این رسوبات در چهار کمر بند رخساره‌ای پهنه جزر و مدی، لاگون، پشته‌های ماسه‌ای زیر آبی و دریای باز است. با تکیه بر مشخصات سنگ‌شناسی، محتوای فسیلی، فرم هندسی، ماهیت سطوح طبقه-بندی، تنوع رخساره‌ها و با مقایسه آنها با رخساره‌های استاندارد محیط رمپ بورچت و رایب (Burchette and Wright, 1992) زیررخساره‌های مربوط به هر یک از رخساره‌ها مشخص گردید.

نظر به زیرمحیط‌های منتسب به هر یک از رخساره‌ها و مطالعه تغییرات جانبی و قائم آنها و نیز با توجه به مجموعه‌های رخساره‌ای، چنین استنباط

منابع

- Alshahrani, A.S., Kendall, C.G. S.t. C, 2003. Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth-Science Reviews* 61, 191-243.
- Alshahrani, A.S., Nairn, A.E.M., 1997. *Sedimentary basin and petroleum geology of the Middle East*. Elsevier, Amsterdam.
- Arefi Fard, S., 2006. *Microbiostratigraphy study and microfacies of Permian deposits in Kalmard-Shotori and Shirgesht regions (Central Iran)*. Shahid Behshti University, Tehran.
- Assereto, R., 1963. The Paleozoic formations in central Alborz (Iran). *Preliminary note, Rivista Italiana di Paleontologie Stratigrafia* 69, 503-543.
- Bachmann, M., Hirsch, F., 2006. Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights), stratigraphy and second-order sea-level change. *Cretaceous Research* 27, 487-512.
- Baghbani, D., 1996. *Lithostratigraphy and Biostratigraphy of the Permian deposits in Shahr Reza, Abadeh and Julfa region (Center and northwestern Iran)*. PhD Thesis, Islamic Azad University, Tehran.
- Berberian, M., King, G. C. P., 1981. Toward a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18, 210-265.
- Burchette, T. P., Wright. V. P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology* 79(1-4), 3-57.
- Burchette, T.P., 1993. Mishrif Formation (Cenomanian-Turonian), southern Arabian Gulf: carbonate platform growth along a cratonic basin margin. In: Simo, J.A., Scott, R.W. and Masse, J-P (eds.), *Cretaceous Carbonate Platforms*. AAPG Memoir 56, 185-199.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonates in a thin section. *Nature* 205, 587.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture, in: W. E. Ham (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks: Tulsa, Ok, American Association of Petroleum Geology Memoir* 1, 108-121.
- Elliott, G. F., 1991. Dasycladacean algae of the Palaeozoic and Mesozoic. In: R. Riding, (Ed.), *Calcareous algae and stromatolites*. Springer-Verlag, Berlin.
- Embry, A.F., Klován, J.E. 1971. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT, *Canadian Petroleum Geology Bulletin* 19, 730-781.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation, and Application*. Springer-Verlag, Berlin.
- Gaumet, F., Van Buchem, F., Baghbani, D., Keyvani, F., Ashrafzadeh, R., Bahrami, H., Assilian, H., 2005. Sequence stratigraphy of the Jurassic and Lower Cretaceous in the Dezful Embayment (Southwest Iran), NIOC-IFP joint research Project, *Geological Report* 2139.
- Ghasemi Nejad, E., 2002. Biostratigraphy and depositional history of the Paleozoic deposits in the South of Central Alborz Basin, Based on Foraminifera. *Iranian International Journal of Science* 3(I), 93-114.
- Hunt, D., Tucker, M.E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology* 81, 1-9.
- Husinec, A., Sokac, B., 2006. Early Cretaceous benthic associations (foraminifera and calcareous algae) of a shallow tropical-water platform environment (Mljet Island, southern Croatia). *Cretaceous Research* 27, 418-441.
- Insalaco, E., Virgone, A., Courme, B., Gaillot, J., Kamali, M., Moallemi, A., Lotfpour, M. and Monibi, S., 2006. Upper Dalan/Kangan Formation between the Zagros Mountains and offshore Fars: depositional system, biostratigraphy, and stratigraphic architecture. *GeoArabia II*, 75-176.
- Jenny-Deshusses, C., 1983. *Le Permian de l'Elborz Central et Oriental (Iran): Stratigraphie et micropaleontology (Foraminifera et Algues)*. Unpublished Thesis, no. 2130, University de Genev, Section des Sciences de la terre, Geneva.
- Kobayashi, F., Ishii, K. I., 2003. Paleobiogeographic analysis of Yashtashian to Midian fusulinacean faunas of the Surmeq Formation in the Abadeh region, Central Iran. *Journal of Foraminiferal Research* 33(2), 155-165.

- Koehrer, B., Zeller, M., Aigner, T., Poppelreiter, M., Milroy, P., Forke, H., Al-Kindi, S., 2010. Facies and stratigraphic framework of a Khuff outcrop equivalent, Saiq and Mahil formations, Al- Jabal Al-Akhdar, Sultanate of Oman. *GeoArabia*15 (2), 91-156.
- Koehrer, B., Aigner, T., Forke, H., Poppelreiter, M. 2012. Middle to Upper Khuff (Sequences KS1 to KS4) outcrop-equivalents in the Oman Mountains, Grainstone architecture on a subregional scale. *GeoArabia*17 (4), 59-104.
- Lasemi, Y., 1979, Carbonate depositional environments of the Kinkaid Formation (Upper Mississippian) of the Illinois Basin; Ph.D. Thesis, University of Illinois, U.S.A.
- Leven, E.Ja., Vaziri Moghaddam, H., 2004. Carboniferous-Permian stratigraphy and fusulinids of eastern Iran, The Permian in the Bagh-e-Vang section (Shirgesht area). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*110 (2), 441-465.
- Lucia, F. J., 1999. Carbonate reservoir characteristics, Springer, Berlin.
- Mamet, B., 1991. Carboniferous calcareous algae. In *Calcareous algae and stromatolites*, pp. 370-451. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sangree, J. B., 1977. Seismic stratigraphy—Applications to hydrocarbon exploration. *American Association Petroleum Geologist Special Volumes* 53-62.
- Muttoni, G., Gaetani, M., Kent, D.V., Sciunnach, D., Angiolini, L., Berra, F., Garzanti, E., Mattei, M., Zanchi, A., 2009. Opening of the Neo Tethys Ocean and the Pangea B to Pangea A transformation during the Permian. *GeoArabia*14(4), 17-48.
- Nader, F.H., Abdel-Rahman, A.M, Haidar, A.T., 2006. Petrographic and chemical traits of Cenomanian platform carbonates (Central Lebanon), implications for depositional environments. *Cretaceous Research* 27, 689-706.
- Palma, R.M., Lopez-Gomez, J., Piethe, R.D., 2007. Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquen Basin, Argentina, facies and depositional sequences. *Sedimentary Geology*195, 113-134.
- Parto Azar, H., 1995. Permian System in Iran. 1st edition. Geological survey of Iran, pp.340.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1987. Sand and sandstone, 2nd edition. Springer-Verlag, New York.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P. R., 1988. Eustatic controls on the clastic deposition, I. Conceptual framework. In: C.K., Wigus, (Ed.). *Sea-Level Change: An Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication(2), 110-124.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tract models. In: C. K., Wilgus, B. S., Hastings, C. G. St. C, Kendall, H.W., Posamentier, C. A., Ross, J.C., Van Wagoner, (Eds.), *Sea-Level Changes - An Integrated Approach*. SEPM Special Publication (42), 125-154.
- Reolid, M., Gaillard, C., Lathuilière, B., 2007. Microfacies, microtaphonomic traits and foraminiferal assemblages from Upper Jurassic oolitic-coral limestones: stratigraphic fluctuations in a shallowing-upward sequence (French Jura, Middle Oxfordian). *Facies* 53(4), 553-574.
- Riding, R., Guo, L., 1991. Permian marine calcareous algae. In: R., Riding, (Ed.), *Calcareous algae and stromatolites*. Springer-Verlag. Berlin, 452-480.
- Riding, R., 1991. *Calcareous algae and stromatolites*. Springer-Verlag, United Kingdom.
- Riding, R., 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*(47), 179-214.
- Ross, C. A., Ross J. R. P., 1982. Biogeographical influences on Late Palaeozoic faunal distributions. In Larwood, G. P., and Nielsen, C eds., *Recent and Fossil Bryozoa*, Olsen and Olsen Printers, Denmark.
- Scholle, P.A., Scholle, D.S., 2003. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis: American Association of Petroleum Geologists Memoir* 77.
- Stocklin, J., Nabavi, M., Samani, M., 1965. Geology and mineral resources of the Soltanieh Mountains (Northwest Iran). Geological Survey of Iran, Report No. 2.
- Szabo, F., Kheradpir, A., 1978. Permian and Triassic stratigraphy of Zagros Basin, Southwest Iran. *Journal of Petroleum Geology* 1(7), 57-82.
- Taheri, A., 2002. Stratigraphy of Permian deposits (Jamal formation) in Tabas basin. Ph.D Thesis, Isfahan University, Iran.
- Taraz, H., 1969. Perm-Triassic section in Central Iran. *American Association of Petroleum Geology Bulletin* 53(3), 688-698.
- Tucker, M. E., Wright, V. P., 1990. *Carbonate Sedimentology*, Blackwell, Oxford.
- Vachard, D., Hauser, M., Martini, R., Zaninetti, L., Matter A., Peters, T., 2002. Middle Permian (Midian) foraminiferal assemblages from the Batain Plain (Eastern Oman), their significance to Neotethyan paleogeography. *Journal of Foraminiferal Research* 32 (2), 155-172.
- Vachard, D., Lavein, P.S., Zhang, G., Deg., Lemoigene, Y., 1991. Calcareous Microfossils from the Upper Visean of jinhu near Guanzhou, Republic of china. *Geobis*, 675-681.
- Walz, L., Aigner, T., and Koehrer, B., 2013. Khuff sequence KS5 outcrop equivalents in the Oman Mountains, Sultanate of Oman: Variations to the simple “layer-cake” stratigraphy. *GeoArabia* 18(4), 179-218.
- Wilson, J. L., 1975. *Carbonate facies in geological history*. Springer-Verlag, New York.
- Wray, J. L., 1977. *Calcareous Algae: Elsevier Scientific Publishing Company*, Amsterdam.

Zenger, D.H., 1983. Burial dolomitization in the Lost Burro Formation (Devonian), east-central California, and the significance of late diagenetic dolomitization. *Geology* 11(9), 519-522.