

Research Article

Sedimentary evolution of the Garau Basin (Lower-Middle Cretaceous): Implications from the facies analysis, depositional environment and palaeocological conditions

Mahmoud Sharafi^{1*}, Aram Bayet-Goll², Rahim Bagheri Tirtashi³, Mohamad Ali Kavooosi³, Mehrab Rashidi³, Manouchehr Daryabandeh³, Ziba Zamani⁴

1- Assistant Professor, sedimentology and sedimentary petrology, Faculty of science, Department of Geology, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

2- Assistant Professor, sedimentology and sedimentary petrology, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS)

3- National Iranian Oil Company, Exploration Directorate, Tehran, Iran

4- RIPI, Tehran, Iran

Keywords: Zagros, Garau, Facies analysis, Depositional environment, Palaeocological condition

1- Introduction

According to Moteie (1993) Cretaceous Period in Iran and neighboring areas starts with a general transgression led to deposition of the shallow marine carbonate in the southwestern of the Zagros Basin, the most part of the Persian Gulf, Oman, Qatar and folded front of the Hijaz (Arabia) in the lower Cretaceous. At the same time, deposition of the deep marine black carbonates rocks and shales (Garau Formation) in the northwestern of the Zagros Basin, which have extended to Iraq, was continuous that indicates a deep marine setting in the Lorestan and E Iraq. Facies analysis is the most important element to reconstruction of the paleo-environments of the Garau Formation, which could be applied for deciphering of the geological-sedimentological history of the Garau sedimentary basin during Cretaceous. Because of the importance of the Garau sediments as source rocks, the achieved results are usefull for reconstruction of the paleogeographical condition and hydrocarbon exploration in the Zagros Basin.

2- Material and methods

The studied outcrops and cored wells of the Garau Formation throuout the Lorestan, flod-thrust belt and High Zagros zones include Tangeh-Haft, Tange-Havandeh, Kezi, Dpwdan, Bizzel, Tange-Mastan and Homajgah. To evaluation and determination of the sedimentary facies and sedimentary environemt of the Garau sediments, a detailed sedimentary parameters include sediment/package/layares thickness, bedding boundaries (gradational, sharp, erosional), sedimentary structures, variable grain size, type and preservation mode of microfossils (fragmented, whole, disarticulated, articulated) were recorded in the field. Based on microscopic asses toweleve carbonate facies were indentified in the Garau sediments in the studied area. Carbonate facies were classified/named according to Dunham (1962) classification. Identification of the facies/facies associations and their sedimentary environments were based on Wilson (1975) and Flügel (2010) scheme.

3- Results and discussions

Based on the microscopic and filed analysis, twelve facies have been identified in the Garau sediments that were related to three facies associations including basin plain, basin floor fan to outer ramp of a distally

* Corresponding author: m.sharafi@hormozgan.ac.ir

DOI:10.22055/AAG. 2021.37615.2227

Received 2021-06-04

Accepted 2021-10-13

steepened ramp system. Basin plain deposits in central Lorestan Basin include plagic and hemi-plagic and turbidity deposits were developed in southern part of the Lorestan area. Basin plain sediments consists of thick package of the black shale/marl, mudstone, planktonic foraminifers/radiolarians mudstone/wackstone with abundant organic materials indicating a dominant dysoxic-anoxic condition in a deep maring setting far away from SWWB (Pomar et al., 2012; Bayet-Goll et al., 2018; Sharafi et al., 2016, 2019, inpress). Basin floor fan association are mainly consists of thin- to thick-bedded turbidites, indicated by fragmented and reworked skeletal elements such as radiolarians, sponge spicules, peloids, planktonic foraminifers, echinoderms, thin-shelled fine bivalves and small benthic foraminifers. Thick package of the amalgamated Ta,b, and/or Tc,d of the Buma sequence, which is generated by high density turbidity flow (Ielpi and Cornamusini, 2013; Rodriguez-Tovar et al., 2019), is the prominent features in this sediments. Analysis of depositional environment and facies of the Garau Formation reflect a three stage evolution model: 1) Early stage is represented by ramp drowning and basin plain expansion in an anoxic to dysoxic, low energy conditions with high productivity; 2) The activation of turbidity currents in the basin floor. These intervals are coincided with Leupoldina bloom and Oceanic Anoxic Event 1a (OAE1a). The middle part of the Garau Fm. is interpreted as fine-grained pelagic turbidites on base of their flat shape, sharp base, transitional top, Buma sequence and composition, which are composed mainly of intercalation of gravity flows and pelagic/hemipelagic deposits. The relative influence of sea level falls may result in an increase in sharp activation of turbidity currents and deposition of floor fans. 3) Stage 3 is represented by the recovery in the effectiveness of carbonate factory, favoured by the progressive shallowing of the depositional system and an increase in the abundance of pelagic foraminifers. These deposits reflect the shutdown of the turbidity and subordinate mass flows of the feeder system in the mainland and drowning of calciturbidites stage 2, likely as the result of a relative sea-level rise.

4- Conclusion

Facies analysis of Garau Formation exposed in Lurestan Basin, High Zagros, folded belt Zagros led to identification of three facies associations, representing basin plain, turbidite floor fan to outer ramp of a distally steepened ramp system. Basin plain deposits in central Lorestan Basin include plagic and hemi-plagic and turbidity deposits were developed in southern part of the Lorestan area. Analysis of depositional environment and facies of the Garau Formation reflect a three stage evolution model: 1) Early stage is represented by ramp drowning and basin plain expansion in an anoxic to dysoxic, low energy conditions with high productivity; 2) The activation of turbidity currents in the basin floor. These intervals are coincided with Leupoldina bloom and Oceanic Anoxic Event 1a (OAE1a). The middle part of the Garau Fm. is interpreted as fine-grained pelagic turbidites on base of their flat shape, sharp base, transitional top, Buma sequence and composition, which are composed mainly of intercalation of gravity flows and pelagic/hemipelagic deposits. The relative influence of sea level falls may result in an increase in sharp activation of turbidity currents and deposition of floor fans. 3) Stage 3 is represented by the recovery in the effectiveness of carbonate factory, favoured by the progressive shallowing of the depositional system and an increase in the abundance of pelagic foraminifers. These deposits reflect the shutdown of the turbidity and subordinate mass flows of the feeder system in the mainland and drowning of calciturbidites stage 2, likely as the result of a relative sea-level rise.

5- References

- Bayet-Goll, A., Shirezadeh Esfahani, F., Daraei, M., Monaco, P., Sharafi, M., Akbari Moham, 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* 107, 2233-2267. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1597-7>.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. In W. E. Ham, ed., *Classification of Carbonate Rocks—a symposium: Tulsa, (OK)*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, pp. 108-121.

- Flügel, E., 2010. *Microfacies analysis of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application*. Springer, Berlin Heidelberg New York. P. 967.
- Ielpi, A., Cornamusini, G., 2013. An outer ramp to basin plain transect: Interacting pelagic and calciturbidite deposition in the Eocene-Oligocene of the Tuscan Domain, Adria Microplate (Italy). *Sedimentary Geology* 294, 83-94. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.05.010>.
- Motiei, H., 1993. *Treatise of geology of Iran 1. Stratigraphy of Zagros*. Iran Geological Survey 536 pp.
- Pomar, L., Morsilli, M., Hallock, P., Bádenas, B., 2012. Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record. *Earth-Sciences Review* 111, 56–81. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.12.005>.
- Rodriguez-Tovar, F., Hernández-Molina, F.J., Hüneke, H., Llave, E., Stow, D., 2019. Contourite facies model: Improving contourite characterization based on the ichnological analysis. *Sedimentary Geology* 384, 60–69. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.03.010>.
- Sharafi, M., Biranvand, B., Zeinalzadeh, A., Bayet-Goll, A., Moradpour, A., Kohansal, P., 2021. Sedimentary facies and depositional environment of the Aitamir Formation in the Gorgan Plain: A wave-dominated shoreface model. *Journal of Stratigraphy and Sedimentary Researches* 37, 51-76. <https://doi.org/10.22108/jssr.2021.25354>.
- Sharafi, M., Longhitano, S.G., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., and Mosaddegh, H., 2016. Sedimentology of a transgressive mixed-energy (wave/tide-dominated) estuary, Upper Devonian Geirud Formation (Alborz Basin, northern Iran). *Sedimentology* 48, 261-292. <https://doi.org/10.1002/9781119218395.ch15>
- Sharafi, M., Mosaddegh, H., Bayet-Goll, A., Ahmadi, L., 2021. Sedimentary facies and Depositional environment of the Mobarak Formation at the Kahang Area, Central Alborz. *Applied sedimentology*, 16, inpress (in Persian).
- Sharafi, M., Moradpour, M., Biranvand, B., Kohansal, P., Abdollahi, E., Taati, F., Mohajer, H., 2019. Depositional environment and sequence stratigraphy of a deep sea fan system (Paleocene), Northern Alborz (Suchelma area). *Applied Sedimentology* 7, 20-34. <https://doi.org/10.22084/PSJ.2019.2953>.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Sharafi, M., Bayet-Goll, A., Bagheri Tirtashi, R., Kavooosi, M.A., Rashidi, M., Daryabandeh, M., Zamani, Z., 2023. Sedimentary evolution of the Garau Basin (Lower-Middle Cretaceous): Implications from the facies analysis, depositional environment and palaeological conditions, *Adv. Appl. Geol.* 12(4), 635-662.

DOI:10.22055/AAG.2021.37615.2227

URL: https://aag.scu.ac.ir/article_17402.html

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

تاریخچه رسوبی حوضه گرو (بریاژین-آلبین) در زاگرس چین خورده، لرستان: اشاره‌ای بر تحلیل رخساره‌ای، محیط رسوبی و شرایط دیرینه بوم‌شناختی

محمود شرفی*

استادیار، رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان

نارام بایت گل

استاد یار، رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان

رحیم باقری تیر تاشی

مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران

محمد علی کاووسی

مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران

مهراب رشیدی

مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران

منوچهر دریابنده

مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران

زیبا زمانی

گروه زمین شناسی نفت، پژوهشگاه صنعت نفت

* M.sharafi@hormozgan.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۳/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۷/۲۱

چکیده

بررسی رخساره‌ای سازند گرو در زیر پهنه لرستان، پهنه چین خورده-رانده و زاگرس مرتفع منجر به شناسایی سه مجموعه رخساره‌ای کف حوضه، مخروط زبرداری و بخش خارجی رمپ در یک سامانه رمپ کربناته با انتهای پرشیب گردیده است. نهشته‌های کف حوضه در بخش مرکزی حوضه لرستان حاصل ته‌نشینی رسوبات پلاژیک و همی پلاژیک و رخساره‌های توربیدایت در بخش جنوبی حوضه لرستان گسترش دارند. بررسی محیط رسوبی و رخساره‌های سازند گرو نشان دهنده تاریخچه رسوب گذاری در طی سه مرحله است: (۱) رسوب گذاری در بخش رمپ خارجی نشان دهنده مغروق شدگی رمپ با گسترش نهشته‌های کف حوضه در یک شرایط احيایی تا نیمه احيایی و کم انرژی با میزان تولید بالای مواد آلی است. (۲) افزایش فعالیت‌های توربیدایتی در بخش‌های کف حوضه. توالی‌های احيایی بخش قاعده‌ای مرحله دو منطبق بر فراوانی *Leupoldina* و حادثه بی‌هواری دریایی (OAE1a) است. بخش میانی سازند گرو در نتیجه وجود شواهدی از لایه‌های با شکل مسطح، قاعده فرسایشی، سطح بالایی تدریجی، توالی بوما و ترکیب، بعنوان نهشته‌های توربیدایتی در بخش‌های کف حوضه تفسیر می‌شود که در تناوب با نهشته‌های پلاژیک و همی پلاژیک است. پایین آمدن سطح آب دریا عامل مهمی در ایجاد جریان‌های توربیدایتی در حوضه گرو در بخش میانی بوده است. (۳) مرحله سوم منطبق با احيای مجدد کارخانه کربنات و گسترش سیستم رسوبی کربناته همراه با افزایش روزن‌داران پلانکتونیک است. گسترش نهشته‌های مرحله سوم در نتیجه بالا آمدن سطح آب دریا موجب از بین رفتن سیستم‌های توربیدایتی و منشا آنها همراه با مغروق شدن کلسی توربیدایت‌های گسترش یافته در مرحله دوم می‌شود.

واژه‌های کلیدی: زاگرس، سازند گرو، رخساره، محیط رسوبی، شرایط دیرینه بوم‌شناختی

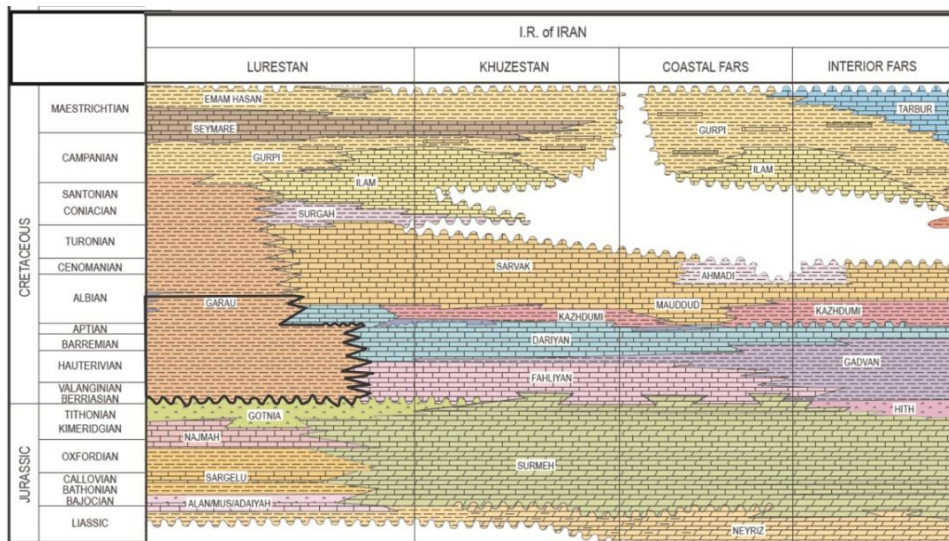
۱- مقدمه

در ایران و مناطق همجوار شروع کرتاسه منطبق با یک پیشروی عمومی است که پی‌آمد آن ته‌نشینی سنگ آهک‌های کم ژرفا در جنوب خاوری زاگرس، قسمت اعظم خلیج فارس، عمان، قطر و ناحیه چین‌خورده حجاز در کرتاسه پیشین تا میانی بوده است (Motiei, 1993; Asadi Mehmandosti et al., 2019; Khodaei et al., 2020; Mehrabi et al., 2020). در همین زمان رسوبگذاری سنگ آهک و شیل‌های سیاه رنگ متعلق به محیط عمیق (سازند گرو) در شمال باختری حوضه زاگرس که تا عراق کشیده شده ادامه یافته است که خود مبین متمرکز بودن حوضه عمیقی در لرستان و خاور عراق می‌باشد. بررسی و تعیین رخساره‌های سنگی و ریزرخساره‌های آنها مهمترین عنصر برای بازسازی محیط‌های رسوبی دیرینه سازند گرو است که برای تشخیص تغییرات و پیشینه حوضه رسوبی گرو در طول کرتاسه کاربرد دارد. سنگ‌های کرتاسه‌ی زاگرس رخساره‌ی سنگی یکسان ندارند و در شرایط رسوبی همسان نهشته نشده‌اند. در ناحیه‌ی لرستان، توالی کرتاسه، شیل‌های تیره رنگ پلاژیک سازند گرو است در حالی که در ناحیه‌ی فارس، رخنمون‌های کرتاسه‌ی پیشین نشانگر کربنات‌های سکویی است و لذا پذیرفته شده که در ناحیه‌ی لرستان، دریای کرتاسه بیشترین ژرفا را داشته و تغییرات رخساره‌ای به کربنات‌های سکویی فارس، نشانگر کاهش ژرفا در آن امتداد است (van Buchem et al., 2010; Moosavizadeh et al., 2013, 2020). از سوی دیگر، بریازین در فارس با نبود مشخص است درحالی‌که در لرستان و دشت آبادان با رخساره‌های پلاژیک مشخص می‌شود. به طور کلی سازند گرو در حوضه زاگرس از سنگ آهک‌های دانه ریز سیاه رنگ، مارن/ شیل آهکی خاکستری تیره و باند‌ها/ ندول‌های چرتی تشکیل شده است (Motiei, 1993). از ویژگی‌های بارز رسوبات سازند گرو وجود ستبرای قابل توجه از رخساره‌های شیل‌آهکی/مارن و سنگ‌آهک‌های دانه‌ریز حاوی مقادیر قابل توجه مواد آلی است که این سازند را به عنوان یکی از مهمترین سنگ منشاهای هیدروکربن در ناحیه زاگرس مطرح نموده است (Motiei, 1993). تاکنون مطالعات صورت‌گرفته بر روی سازند گرو عمدتاً بر زیست‌چینه‌نگاری و ژئوشیمی متمرکز بوده است (برای مثال، Ezampanah et al., 2012; Jamalian et al., 2012). در این مطالعه با به‌کارگیری داده‌های صحرائی و مطالعات آزمایشگاهی بر روی برش‌های سطحی متعدد سازند گرو در گستره وسیعی از ناحیه لرستان و شمال باختری زاگرس مرتفع به بررسی پیشینه رسوبگذاری حوضه گرو و شرایط

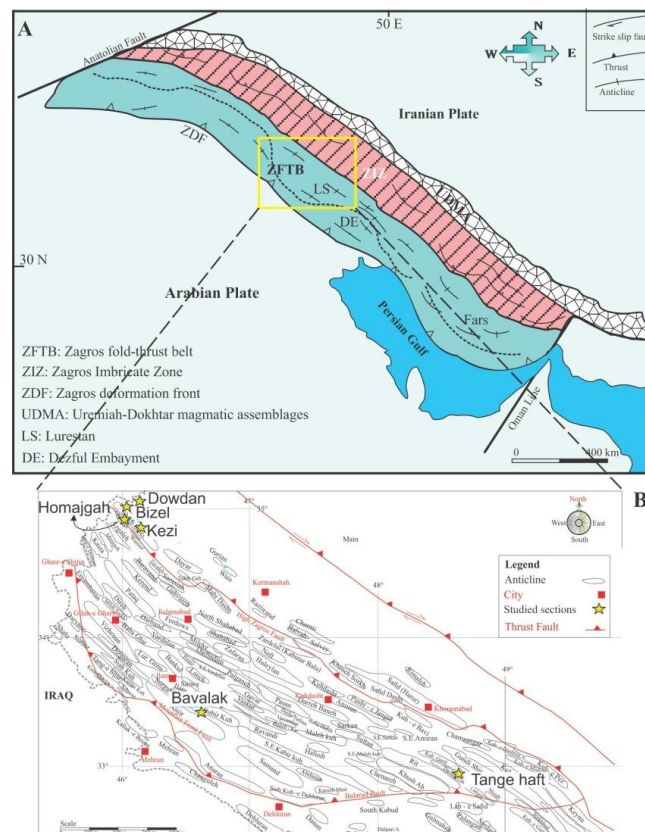
محیطی و دیرینه بوم‌شناختی آن پرداخته شده است. با توجه به اهمیت بالای سازند گرو و سنگ منشأ بودن رسوبات این سازند، نتایج بدست آمده در بازسازی جغرافیای دیرینه و مطالعات اکتشافی بسیار مفید خواهد بود.

۲- زمین‌شناسی

پیشینه تکامل حوضه زاگرس به دو بخش متفاوت پرمین بالایی-سنومانین میانی و سنومانین بالایی به بعد تقسیم می‌شود. در زمان پرمین بالایی- سنومانین میانی حوضه زاگرس در بخش شمال خاوری صفحه عربستان به عنوان یک حاشیه قاره ای غیر فعال شناخته می‌شود (Sharland et al. 2001; Ehrenberg et al. 2008). در سنومانین بالایی اقیانوس نئوتتیس به دنبال فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر صفحه ایران مرکزی، شروع به بسته شدن کرده و در این زمان صفحه ایران به عنوان یک حاشیه فعال تکتونیکی شناخته می‌شود (Sharland et al. 2001; Heydari 2008). از دیدگاه چینه شناسی و ساختاری نواحی مورد مطالعه به ترتیب در زیر پهنه لرستان و پهنه چین خورده-رانده و زاگرس مرتفع قرار گرفته‌اند (James and Wynd, 1965; Motiei, 1993) (شکل- ۱ و ۲). به طور کلی رسوبگذاری در کرتاسه به طور سرتاسری در نواحی زاگرس، خلیج فارس، عراق، کویت، عمان و قسمت اعظم حجاز صورت گرفته است. مرکز عمیق این حوضه در لرستان و خاور عراق جای داشته و تغییرات رخساره‌ای از کربنات به رسوبات آواری به سوی جنوب باختری حجاز مبین کم‌ژرفا شدن عمومی حوضه در آن امتداد می‌باشد. در این مطالعه به بررسی محیط رسوبی و مدل رسوبی سازند گرو در طی رسوبگذاری کرتاسه در عمیق‌ترین بخش حوضه یعنی در لرستان پرداخته شده است. سازند شیلی گرو از تناوب آهک رسی سیاه تا خاکستری تیره حاوی رادیولاریا با مارن سیاه‌رنگ بیتومین‌دار، پیریتی و چرتی تشکیل شده است. این سازند در لرستان مرکزی، یا به عبارت دیگر مرکز حوضه رسوبی، بیشتر مارنی است. در حالی که در فروافتادگی دزفول ستبرای شیل‌ها کاهش و آهک‌ها گسترش یافته و از مقدار رس آنها کاسته می‌شود (Motiei, 1993). ستبرای سازند گرو بین انیدریت گوتنیا در پایین و سروک در بالا از ۳۰۰ تا ۷۰۰ متر متغیر می‌باشد. سازند گرو در ناحیه مورد مطالعه با یک مرز مشخص بر روی رسوبات تبخیری سازند گوتنیا قرار گرفته و به صورت تدریجی توسط سنگ‌آهک‌های ضخیم یا تناوب سنگ آهک-مارن سازند سروک پوشیده می‌شود (شکل ۳).

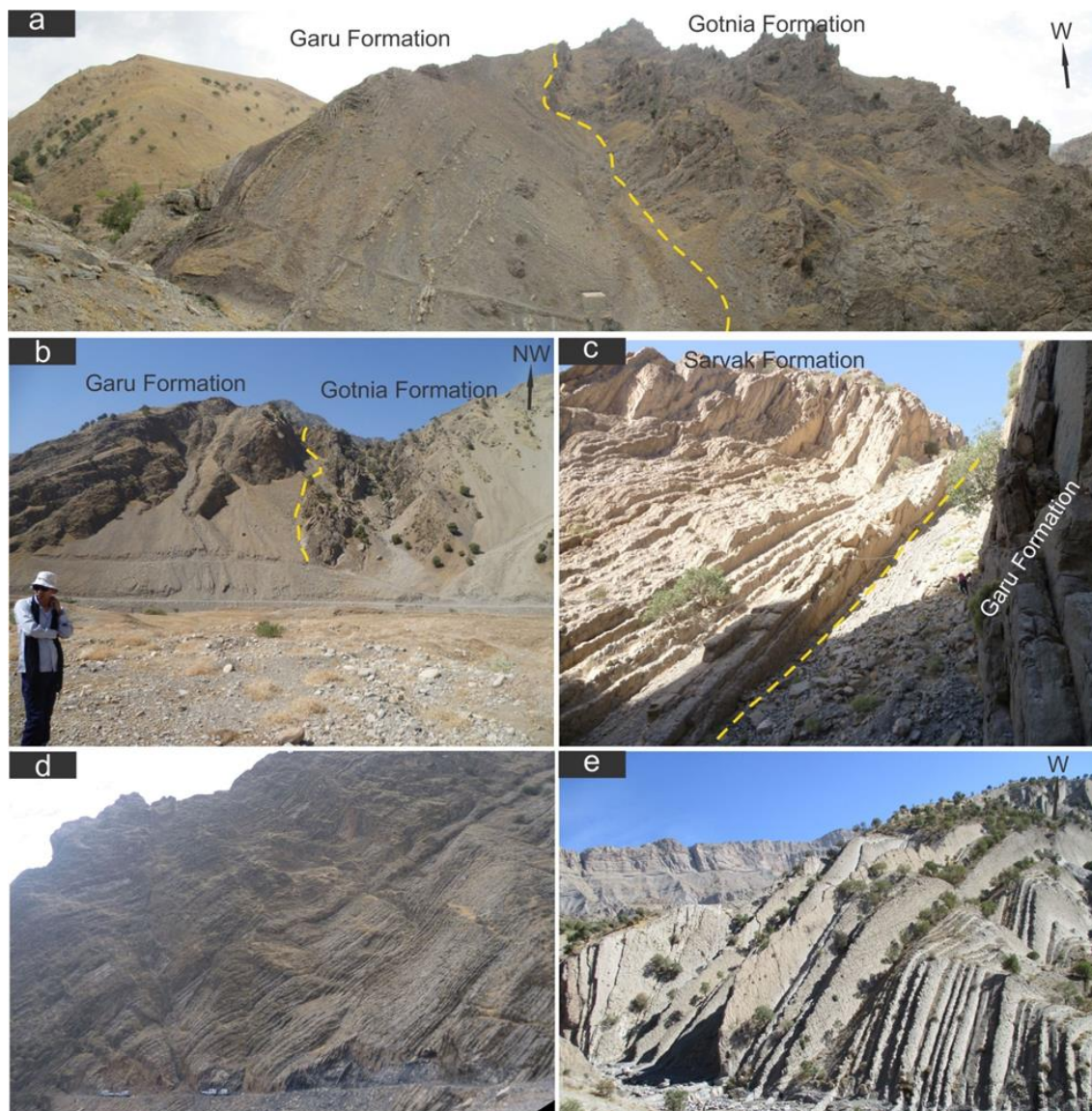


شکل ۱- تطابق چینہ‌شناسی سازندهای رسوبی حوضه زاگرس در باختر و جنوب باختر ایران (James and Wynd, 1965).
Fig. 1. Stratigraphical correlation of the formations of the Zagros Basin in the W, SW Iran (James and Wynd, 1965).



شکل ۲- (a) نقشه ساختاری پهنه زاگرس (Alavi, 2007) و (b) موقعیت برش های مورد مطالعه در زیرپهنه لرستان و پهنه چین خورده-رانده و زاگرس مرتفع.

Fig. 2. (a) Structural map of Zagros Zone (Alavi, 2007) and (b) Map of the studied sections in the Lorestan, fold-thrust belt and high Zagros.



شکل ۳- (a) مرز سازند گرو با نهشته های تبخیری و برشی شده سازند گوتنیا در برش کزی، (b) مرز زیرین سازند گرو با نهشته های تبخیری سازند گوتنیا در برش تنگ هفت، (c) مرز بالایی سازند گرو با سنگ آهک های ضخیم لایه سازند گرو که به صورت تدریجی است، برش باولک، (d) سنگ آهک های نازک تا ضخیم لایه تیره رنگ بخش میانی سازند گرو در برش تنگ هفت و (e) بخش بالایی سازند گرو در برش باولک که متشکل از تناوب مارن های تیره و سنگ آهک های نازک تا ضخیم لایه است.

Fig. 3. (a) Lower boundary of the Garu Fm. with evaporitic sediments of the Gotnia Fm. in the Kezi locality, (b) Lower boundary of the Garu Fm. with evaporitic sediments of the Gotnia Fm. in the Tange-haft locality, (c) Upper boundary of the Garu Fm. with thick-bedded limestone of the Sarvak Fm., which is gradational, in the Bavalak locality, (d) Thin- to thick-bedded dark limestone of the middle part of the Garu Fm. in the Tange-haft locality and (e) Upper part of the Garu Fm. in the Bavalak locality that consists of alternation of the dark marl and thin- to thick-bedded limestone.

۳- روش مطالعه

ترتیب ۶۹۰، ۵۷۰، ۱۸۷، ۲۰، ۲۷، ۹۵ است. تعداد ۱۱۰۰ مقطع نازک جهت بررسی خصوصیات میکروسکوپی از جمله ترکیب، اجزای تشکیل دهنده کربناته و غیر کربناته و بافت رسوبات، مورد مطالعه قرار گرفته است. تعداد ۳۰ نمونه جهت شناسایی مواد آلی، پیریت های خوشه ای و غیره توسط SEM-EDX در

برش های چینه شناسی مورد مطالعه در زیرپهنه لرستان و پهنه چین خورده-رانده و زاگرس مرتفع (در استان های لرستان، ایلام و کرمانشاه) شامل تنگ هفت، باولک، کزی، دودان، بیزل و هماجگه است (شکل ۳). ستبرای برش های مورد مطالعه به

رمپ بیرونی (FA)، مخروط کف حوضه (FB) و حوضه (FC) در رسوبات سازند گرو در ناحیه مورد مطالعه شناسایی شده است.

۱-۵- مجموعه رخساره رمپ بیرونی (FA)

این مجموعه رخساره ای شامل رخساره های: وکستون/پکستون حاوی رادیولاریا (radiolarian wackestone/packstone, A1)، وکستون-پکستون لامینه ای حاوی رادیولاریا- فرامینیفر پلانکتونیک (-interlaminated planktonic foraminifera, A2 radiolaria wackestone/packstone)، وکستون/پکستون گلاکونیتی حاوی بایوکلاست و پلوئید (glauconic bioclast peloid wackestone/packstone, A3)، و سنگ آهک دولومیتی (dolomitized limestone, A4) است. به طور کلی ستبرای این مجموعه رخساره ای بین ۲ تا ۳۲ متر در برش های مختلف در تغییر است.

۱-۱-۵- رخساره وکستون/پکستون حاوی رادیولاریا (A1)

اجزای اصلی تشکیل دهنده این رخساره رادیولاریا (Spumellaria و Nassellaria) و اسپیکول اسفنج (مجموعه ۳۵-۶۵ درصد) بسیار ریز در حد سیلت است. دیگر سازنده های این رخساره به طور پراکنده شامل ساکوکوما، روزن داران شناور و Pitonella هستند (شکل ۴a). در مواردی که این رخساره همراه با رخساره های توربیدیتی مشاهده می شود جورشدگی ذرات در آن بیشتر، و میزان فراوانی روزن داران شناور و آشفته گی زیستی در آن افزایش یافته است. این رخساره معادل ریزرخساره های استاندارد SMF2,3 و RMF2,3 ارائه شده توسط فلوگل (Flügel, 2010) و در کمربند رخساره ای ۲ ویلسون (Wilson, 1975) و کمربند رخساره ای I بورکت و رایب (Burchett and Wright, 1992) قرار میگیرد.

۱-۲-۵- رخساره وکستون-پکستون لامینه ای حاوی رادیولاریا-فرامینیفر بنتیک (A2)

اجزای اصلی تشکیل دهنده این رخساره رادیولاریا (۲۵ درصد) و فرامینیفرهای پلانکتونیک (۱۰-۱۵ درصد) است. این رخساره در تمام بخش های میانی و بالایی سازند گرو در تناوب با رخساره های پلاژیک و همی پلاژیک (رخساره های C1 تا A3) و کلسی توربیدیت (رخساره های B1 و B2) در غالب برش های مورد مطالعه دیده می شود (شکل ۴ b-c). این رخساره عمدتاً

موسسه رازی مورد ارزیابی قرار گرفته است. جهت استنتاج محیط رسوبی توالی های رسوبی سازند گرو در برداشت های صحرایی ستبرای نهشته ها، سطوح لایه بندی، ساختارهای رسوبی، تغییرات اندازه دانه ها و همچنین ارتباط لایه ها مورد بررسی قرار گرفتند. همچنین پس از بررسی و مطالعه مقطع نازک از سازند گرو در برش های سطحی مورد نظر، ۱۰ رخساره کربناته در سازند گرو تشخیص داده شده است. نامگذاری ریزرخساره ها بر اساس روش دانهام (Dunham, 1962) صورت گرفته است و برای توصیف ریزرخساره ها و تعیین محیط رسوبی آنها از روش کمربند های ویلسون (Wilson, 1975)، بورکت و رایب (Burchett and Wright, 1992) و ریزرخساره های استاندارد فلوگل (Flügel, 2010) نیز استفاده شده است. جهت شناسایی روزن داران پلانکتونیک از منابع واندرز (Wonders, 1980)، کارون (Caron, 1985)، وایند (Wynd, 1965) و پرمولی سیلوا و ورگا (Premoli Silva and Verga, 2004)، عظام پناه و همکاران (Ezampanah et al., 2013) استفاده شده است.

۴- واحدهای سنگ چینه ای

به طور کلی سازند گرو در برش های مورد مطالعه از پایین به بالا متشکل از واحدهای سنگ شناسی زیر است (بر اساس کامل ترین برش): واحد ۱: سنگ آهک رسی که متشکل از سنگ آهک های نازک تا ضخیم لایه حاوی ندول های چرتی است و با مرز مشخص بر روی رسوبات تبخیری سازند گوتنیا قرار میگیرد، واحد ۲: واحد شیل آهکی متورق سیاه تا خاکستری تیره با میان لایه های اندک سنگ آهک نازک لایه که به طرف بالا بر تعداد لایه های آهکی و ستبرای آنها افزوده می شود، واحد ۳: متشکل از تناوب شیل آهکی متورق تیره رنگ و سنگ آهک های نازک تا ضخیم لایه سیاه تا خاکستری تیره که در بعضی بخش ها دارای ندول های چرت فراوان است، واحد ۴: سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه تیره رنگ با میان لایه های اندک از مارن تیره رنگ که توسط شیل های متورق و یا سنگ آهک های حاوی ندول های چرت فراوان متعلق به سازند سروک با مرز تدریجی پوشیده می شود.

۵- مجموعه های رخساره ای (Facies associations)

بر اساس ترکیب اجزای تشکیل دهنده، بافت و ساختارهای رسوبی و ارتباط بین رخساره ها، سه مجموعه رخساره ای شامل

است که در بخش بالایی سازند گرو در تناوب با رخساره‌های محیط دریایی عمیق دیده می‌شود. غالباً در نتیجه دولومیتی شدن شدید ساختارهای اولیه رسوبی و بافت رسوبی زیر مقطع نازک از بین رفته است. در بیشتر موارد بلورهای دولومیت در این رخساره از بلورهای نامنظم بدون شکل تا نیمه شکل دار تحت عنوان دولواسپارایت تشکیل شده اند (شکل ۴g).

تفسیر: اندازه غالباً ریز اجزای تشکیل دهنده (عمدتاً در حد سیلت)، عدم وجود ساختارهای رسوبی، فراوانی رادیولاریا، اسپیکول اسفنج و فرامینیفرهای پلانکتونیک به عنوان اجزای اصلی تشکیل دهنده این مجموعه رخساره ای، نشان دهنده ته نشینی این مجموعه رخساره ای در یک شرایط کم انرژی در زیر حد اثر امواج طوفانی در بخش رمپ بیرونی است (Heldet et al., 2008; Palma et al., 2014). زمینه گلی غالباً تیره رنگ که نشان دهنده وجود مواد آلی در این مجموعه رخساره ای است، تایید کننده شرایط غالب کم انرژی در محیط ته نشینی و ته نشینی ذرات رسوبی به صورت پلاژیک یا همی پلاژیک و شرایط کم اکسیژن تا احیایی است (Heldet et al., 2008; Palma et al., 2014). وجود حالت لامینه‌ای با سطح قاعده فرسایشی مشخص همراه با تجمع قطعات اسکلتی در رخساره A2 حاکی از تشکیل آنها بوسیله جریان‌های با انرژی بیشتر از رسوبات پلاژیک و همی پلاژیک همراه است. این رخساره بعنوان رخساره‌های پلاژیک و همی پلاژیک در بخش خارجی رمپ در زیر موجسار طوفانی تعریف می‌شوند که تحت تاثیر جریان‌های کانتورایت (contour currents) ضعیف قرار گرفته‌اند. جریان‌های کانتورایتی موجب ایجاد سطح قاعده فرسایشی مشخص همراه با تجمع قطعات اسکلتی در این رخساره می‌شود (Rodriguez-Tovar and Hernández-Molina, 2018; Rodriguez-Tovar et al., 2019). وجود لامیناسیون موازی با سطح قاعده فرسایشی مشخص و تجمع قطعات اسکلتی در این رخساره حاکی از حمل مجدد بوسیله جریان‌های کانتورایتی است (Rodriguez-Tovar and Hernández-Molina, 2018). در رخساره A3، کاهش نسبت روزن‌داران پلانکتونیک، افزایش فراوانی و اندازه قطعات

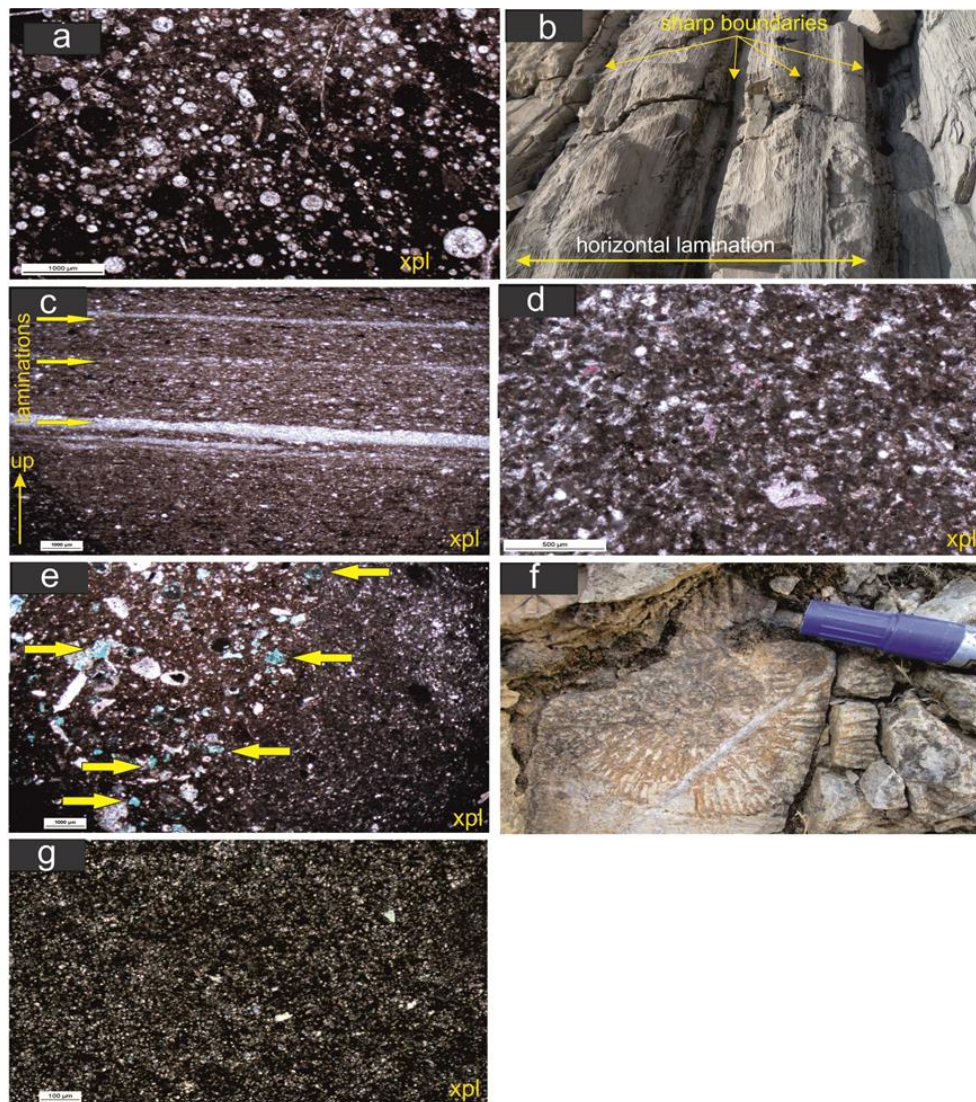
به‌صورت لامینه‌ای نازک از تناوب رخساره‌های وکستون و پکستون و به ندرت مادستون تشکیل شده است که در مطالعات صحرایی سطح قاعده مشخص از لایه‌های نازک تا تیره را نشان می‌دهد. زمینه گلی این رخساره بطور غالب تیره و غنی از مواد آلی است. از ویژگی‌های شاخص این رخساره تجمع قطعات (concentrations) رادیولاریا و روزن‌داران شناور به صورت حمل شده و نابرجا با جورشدگی نسبتاً خوب در لامینه‌های خیلی نازک می‌باشد (شکل ۴c). این رخساره معادل رخساره‌های استاندارد SMF2,3 و RMF2, 3,4 ارائه شده توسط فلوگل (Flügel, 2010) و در کمربند رخساره ای ۲ ویلسون (Wilson, 1975) و کمربند رخساره ای I بورکت و رایت (Burchett and Wright, 1992) قرار می‌گیرد.

۱-۳-۵- رخساره وکستون-پکستون گلاکونیتی حاوی بایوکلاست و پلوئید (A3)

این رخساره بطور غالب در بخش بالایی سازند گرو و در نزدیک مرز این سازند با سازند سروک با رخساره وکستون/پکستون می‌باشد که در آن زمینه سنگ از ذرات اسکلتی در حد سیلت تا ماسه ریز تشکیل گردیده است (شکل ۴d-f). اجزاء اسکلتی و غیر اسکلتی موجود اکثراً پلوئید (۱۵-۲۰ درصد) و خرده‌های ریز خارپوست (۵-۱۰ درصد) و به مقدار کمتر روزن‌داران شناور و سوزن اسفنج (مجموعاً ۴ درصد)، ذرات گلوکونیت (۵-۸ درصد)، پیریت و مقدار بسیار کم روزن‌داران کفزی کوچک می‌باشند. جورشدگی ذرات ضعیف بوده و قطعات اسکلتی درجه خردشدگی بالایی را نشان می‌دهند. در گاهی موارد نیز این رخساره با فراوانی بالایی از دانه‌های گلاکونیتی بویژه در مرز سازند سروک دیده می‌شود (شکل ۴e). فسیل‌های بلمنیت و آمونیت در این رخساره مشاهده می‌شود (شکل ۴f). این رخساره معادل ریزرخساره‌های استاندارد SMF2,4 و RMF3,4 ارائه شده توسط فلوگل (Flügel, 2010) و در کمربند رخساره ای ۲ ویلسون (Wilson, 1975) و کمربند رخساره ای H بورکت و رایت (Burchett and Wright, 1992) قرار می‌گیرد.

رخساره دولومیت (A4)

این رخساره بطور غالب از دولومیت‌های ثانویه تشکیل شده



شکل ۴- تصاویر صحرایی و میکروسکوپی مجموعه رخساره ای رمپ بیرونی. (a) گونه‌های کلسیتی شده از *Spumellaria* و اسپیکول اسفنج با مقدار کمتر *Pitonella* در رخساره A1 (رادپولاریا و کستون/پکستون). (b) سطح قاعده فرسایشی و لامیناسیون موازی در رخساره A2، (c) لامیناسیون موازی در رخساره A2، (d) رخساره A3 با جورشدگی ضعیف قطعات اسکلتی و پلوئیدهایی که بر اثر متراکم شدن زمینه گلی به اشکال گرد و بیضوی درآمده‌اند، (e) رخساره A3 با جورشدگی ضعیف قطعات اسکلتی و گلوکونیتی شدن قطعات اسکلتی (فلش)، (f) فسیل آمونیت با حفظ شدگی بالا در رخساره A3 و (g) رخساره A4 سنگ آهک دولومیتی با بلورهای نامنظم بدون شکل تا نیمه شکل دار تحت عنوان دولواسپاریت.

Fig. 4. Field and microscopic photos of the outer ramp association. (a) Calcified *Spumellaria* and spines with low content of *Pitonella* in facies A1, (b) Erosional base and horizontal lamination in facies A2, (c) horizontal lamination in facies A2, (d) Facies A3 with rounded and ellipsoidal peloids caused by compaction, (e) Facies A3 with poorly sorted skeletal elements and glauconitic bioclasts (arrow), (f) Well preserved ammonite in facies A3, and (g) Dolomite facies (A4), dolomitic limestone with planar-s/planar-e crystals as dolosparite.

این رخساره با توجه به رابطه چینه نگاری که با بخش قاعده‌ای سازند سروک دارد در بخش کم‌ژرفتر حوضه و در یک محیط با انرژی متوسط نزدیک قاعده تاثیر امواج طوفانی در بخش خارجی رمپ در نظر گرفته شده است. رخساره دولومیتی نیز با توجه به همراهی چینه‌شناسی این رخساره با رخساره‌های عمیق

اسکلتی و همچنین وجود خرده‌های ریز خارپوست و دوکفه ای ها در مقایسه با رخساره‌های قبلی نشان از کم ژرفتر شدن محیط و نزدیک شدن آن به دریای باز دارد. حضور پلوئیدها و قطعات شکسته شده خارپوستان نشانه افزایش انرژی و تشکیل رخساره در بخش های کم ژرفتر حوضه است. محیط رسوبگذاری

می تواند مرتبط با بخش خارجی رمپ باشد.

۵-۲- مجموعه رخساره‌های مخروط کف حوضه (B)

این مجموعه رخساره‌های شامل رخساره‌های پکستون تا مادستون بایوکلاستیک حاوی دانه بندی تدریجی (کلسی توربیدیت های ضخیم، B1) و رخساره وکستون تا مادستون حاوی دانه بندی تدریجی (کلسی توربیدیت های نازک، B2) است. این مجموعه رخساره ای که فقط در برش تنگ هفت شناسایی شده است، در مجموعه‌های با ستبرای متغییر ۳ تا ۱۵ متر دیده می شود.

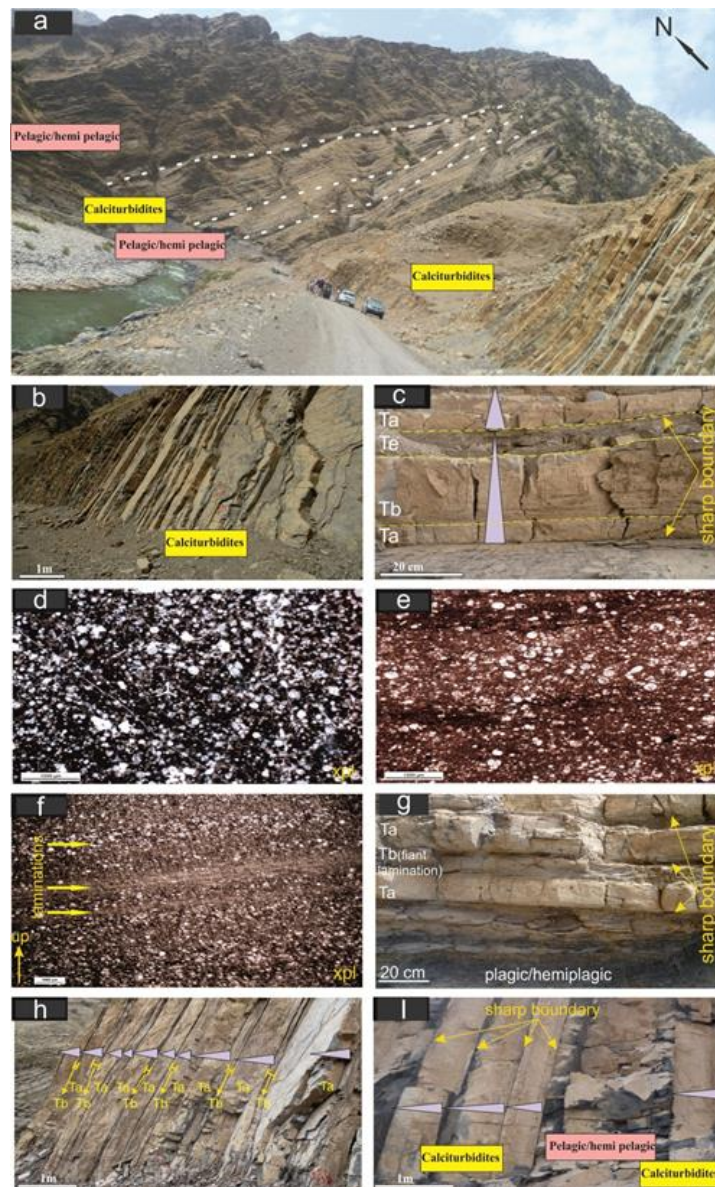
۵-۲-۱- رخساره پکستون تا مادستون بایوکلاستیک حاوی دانه بندی تدریجی (کلسی توربیدیت های ستبر، B1)

این رخساره بطور غالب در بخش میانی سازند گرو و فقط در برش تنگ هفت دیده می شود (شکل ۵). این رخساره از لایه های ضخیم کلسی توربیدیت در تناوب با لایه های شیلی-مارنی یا مادستونی و یا رخساره های B3 و B4 تشکیل شده است (شکل a تا i). اجزاء اسکلتی شامل خرده های حمل شده (paraautochthonous) خرده های ریز اکینودرم، روزن داران شناور، پلوئید و خرده های باریک و ظریف دوکفه ای ها و مقدار بسیار کم روزن داران کفزی کوچک مخلوط با اجزای رادیولاریا و سوزن اسفنج (برجا یا autochthonous) می باشند. در این رخساره نسبت دانه به ماتریکس بیشتر از یک $(S/M) >> 1$ می باشد و عمدتاً از رخساره های پکستون و به ندرت گرینستون تشکیل شده است (شکل ۵). تشکیل دهنده های فرعی نیز از رخساره های وکستون و مادستون نیز به مقدار کمتر مشاهده می شود. بهر حال در بررسی مقاطع نازک در گاهی موارد این رخساره به صورت تناوبی از وکستون-پکستون حاوی رادیولاریا- فرامینیفر پلانکتونیک و به ندرت مادستون مشاهده می شود (interlaminated radiolaria-planktonic) (شکل f). دانه بندی تدریجی نرمال به صورت توالی بوما (Ta,b و Tc,d) از لایه های ضخیم بخش Ta (طبقه بندی توده ای)، Tb (لامیناسیون مسطح) و لایه های نازک Tc تشکیل شده است (شکل i تا f). توالی بوما در این رخساره فاقد بخش بالایی توالی بوما Td,e است و به ندرت بخش Te در این رخساره مشاهده می شود (شکل e). بخش قاعده ای طبقات بطور غالب مسطح مشخص یا با آثار از سطح فرسایشی خیلی کم همراه است (شکل های c, d, g, I و c). شکل

هندسی طبقات در این رخساره به صورت مسطح و یا صفحه ای می باشد. برهم افزایی طبقات (amalgamation) در این رخساره به وفور مشاهده می شود (شکل های h, g و f). این رخساره معادل ریزرخساره های استاندارد RMF2,3, 4 و SMF4 (Wilson, 1975) و در کمر بند رخساره ای ۱ ویلسون (Wilson, 1975) و کمر بند رخساره ای H بورکت و رایت (Burchett and Wright, 1992) قرار می گیرد.

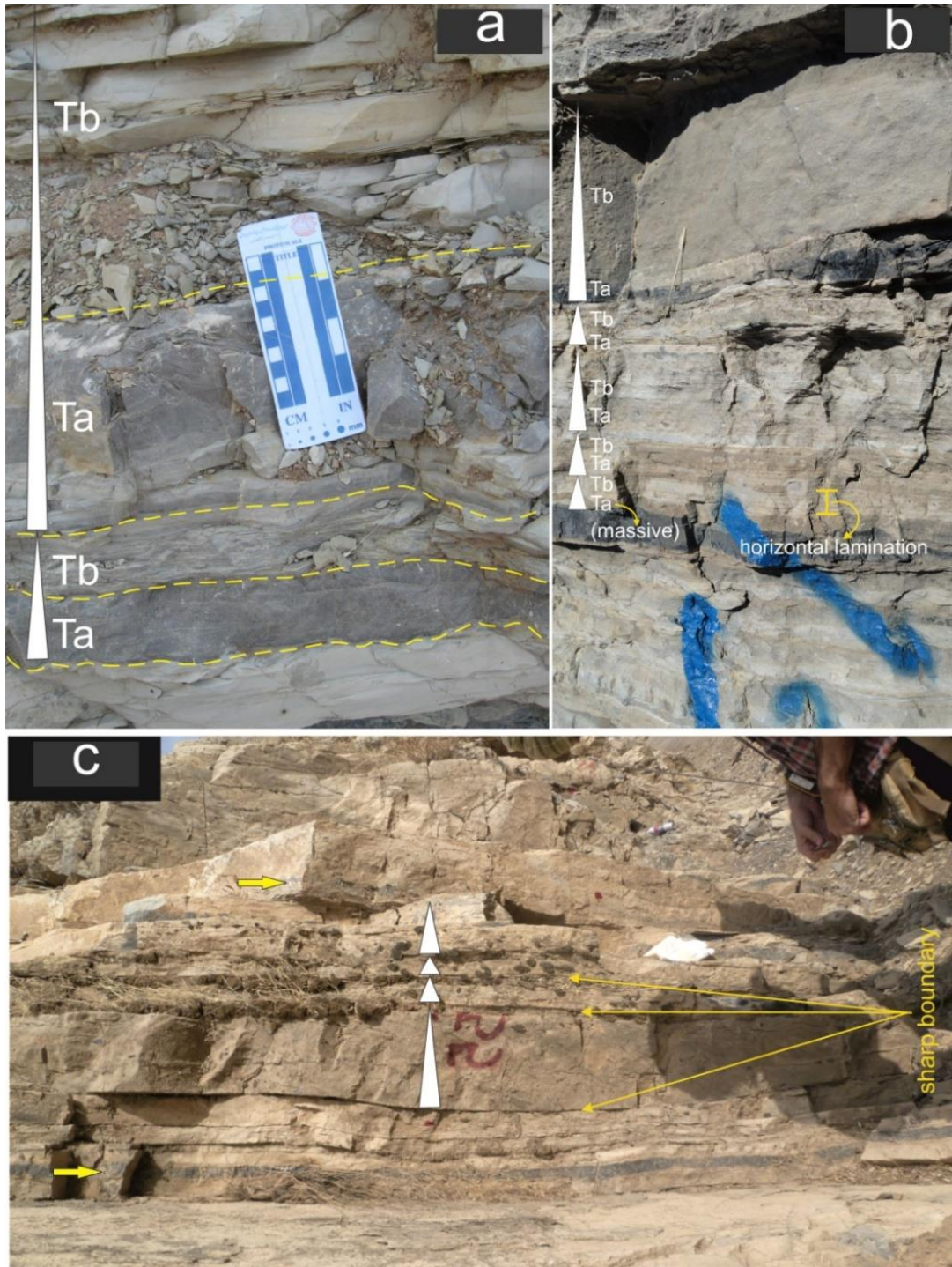
۵-۲-۲- رخساره وکستون تا مادستون حاوی دانه بندی تدریجی (کلسی توربیدیت های نازک، B2)

این رخساره فقط در بخش میانی سازند گرو از برش تنگ هفت شناسایی شده است (شکل ۷). خصوصیات مشابهی از لحاظ سنگ شناسی و اجزاء تشکیل دهنده این رخساره با رخساره B2 وجود دارد. با این وجود عمده رخساره تشکیل دهنده مادستون/وکستون بوده (شکل a, b) و در بیشتر موارد لایه های رسوبی در تناوب با رخساره گل غالب از جمله رخساره C1 یا رخساره های C2 و C3 مشاهده می شوند. اجزاء اسکلتی شامل خرده های حمل شده از خرده های ریز اکینودرم، روزن داران شناور، خرده های باریک و ظریف دوکفه ای ها (مجموعاً بین ۷-۲۰ درصد) و پلوئید (۳-۵ درصد) و مقدار بسیار کم روزن داران کفزی کوچک مخلوط با رادیولاریا و سوزن اسفنج (مجموعاً ۵ درصد) می باشند. نسبت دانه به ماتریکس در مقایسه با رخساره B1 کمتر $(S/M=1)$ می باشد. دانه بندی تدریجی نرمال به صورت توالی بوما در این رخساره عمدتاً از لایه های نازک Tb (لامیناسیون مسطح)، و Td,e (بین لایه های مادستون لامینه ای یا شیلی-مارنی یکنواخت) تشکیل شده است (شکل e, h). توالی بوما در این رخساره فاقد بخش پایینی توالی بوما Ta است و عمدتاً بخش Td, e در این رخساره مشاهده می شود. بخش قاعده ای طبقات بطور غالب مسطح غیر فرسایشی است و برهم افزایی طبقات در این رخساره مشاهده نمی شود. در بیشتر موارد بین لایه های شیلی/مارنی یا مادستونی در این رخساره با ستبرای بالا و گستردگی زیاد دیده می شود (شکل h). این رخساره معادل ریزرخساره های استاندارد RMF2,3 و SMF3,4 (Wilson, 1975) و در کمر بند رخساره ای ۱ ویلسون (Wilson, 1975) و کمر بند رخساره ای H بورکت و رایت (Burchett and Wright, 1992) قرار می گیرد.



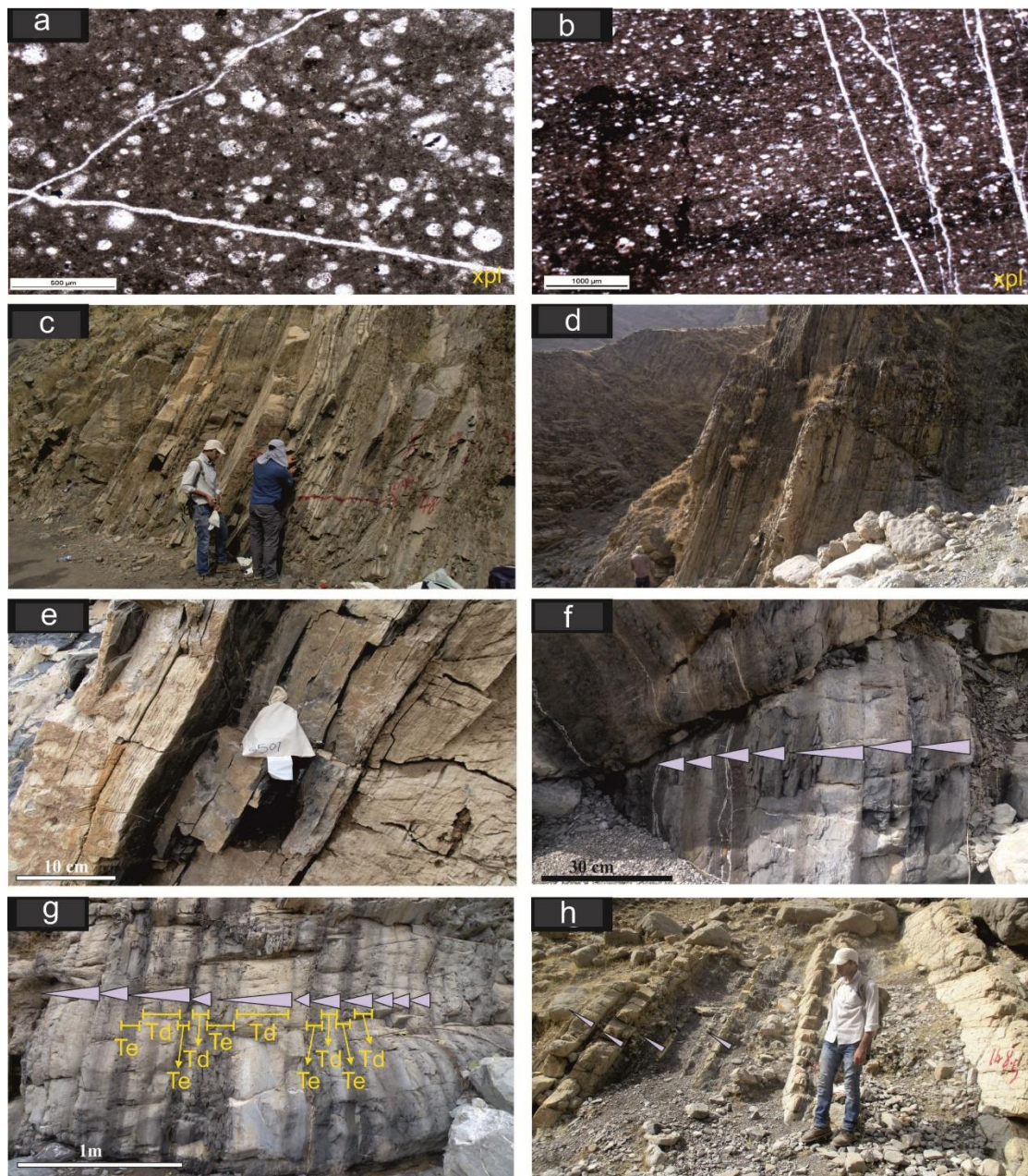
شکل ۵- مجموعه رخساره‌های مخروط زیر دریایی کف حوضه. (a) تناوب بین توالی‌های کلسی‌توربیدایت و نهشته‌های پلاژیک/همی‌پلاژیک، برش تنگ هفت، (b) لایه‌های ضخیم کلسی‌توربیدایت در تناوب با لایه‌های مارن و مادستونی در بخش میانی سازند گرو، برش تنگ هفت، (c) نمای نزدیک لایه‌های ضخیم کلسی‌توربیدایت با مرزهای مشخص/شارپ در تناوب با لایه‌های مارنی با دانه بندی تدریجی نرمال از توالی بوما (Ta,b,e)، برش تنگ هفت، (d) تصویر میکروسکوپی خرده‌های حمل شده از پوسته‌های اسکلتی مخلوط با رادیولاریا، سوزن اسفنج و روزن‌داران شناور با جورشدگی ضعیف، برش تنگ هفت، (e) تصویر میکروسکوپی رخساره Tb توالی بوما متشکل از روزن‌داران شناور و به مقدار کمتر رادیولاریا، برش تنگ هفت، (f) تصویر میکروسکوپی رخساره Ta و Tb تشکیل شده است. مرز مشخص/شارپ بین لایه‌ها نشان دهنده انرژی نسبتاً بالای جریان‌های توربیدایتی است، برش تنگ هفت و (g, h) توالی بوما که عمدتاً از لایه‌های ضخیم بخش Ta و Tb تشکیل شده است. مرز مشخص/شارپ بین لایه‌ها نشان دهنده انرژی نسبتاً بالای جریان‌های توربیدایتی است، برش تنگ هفت و (i) تناوب بین توالی‌های کلسی‌توربیدایت با توالی بوما و نهشته‌های پلاژیک/همی‌پلاژیک، برش تنگ هفت.

Fig. 5. Basin floor fan association. (a) Alternation of the calciturbidites and pelagic/hemipelagic sediments, Tange haft section, (b) Alternation of the thick-bedded calciturbidites and shale/marl and mudstone beds in the middle part of the Garu Fm., Tange haft section, (c) Close-up view of alternation of the thick-bedded calciturbidites with sharp boundaries and shale/marl layers with graded bedding of Bouma sequence (Ta,b,e), Tange haft section, (d) Microscopic photo of reworked poorly sorted skeletal elements mixed with radiolarium, sponge spicules and planktonic forams, Tange haft section, (e, f) Microscopic photo of facies Tb of the Bouma sequence composed of planktonic foraminifers and radiolarian, Tange haft section, (g, h) Bouma sequence includes thick layers of Ta and Tb, sharp boundaries display relative energy of the turbiditic currents, Tange haft section and (i) Alternation of the calciturbidites with Bouma sequence and pelagic/hemipelagic sediments, Tange haft section.



شکل ۶- مجموعه رخساره‌ای مخروط زیردریایی کف حوضه (رخساره و کستون/پکستون بایوکلاستیک حاوی دانه‌بندی تدریجی، B1). برش تنک هفت. (a, b) سیکل‌های انباشته شده از رخساره‌های Ta و Tb توالی بوما و (c) سیکل‌های انباشته شده از رخساره‌های Ta,b توالی بوما که دارای مرزهای مشخص/شarp هستند و نشان دهنده قدرت نسبتاً بالای جریان‌های توربیداتی است، فلش‌ها نشان دهنده باندهای چرتی است.

Fig. 6. Basin floor fan association (biclastic wachestone/packstone with graded bedding, B1), Tange-haft section. (a, b) Amalgamated cycles of Ta, Tb facies of the Bouma sequence and (c) Amalgamated Ta,b facies of the Bouma sequence with sharp boundaries that displays relative high energy of the turbiditic currents, arrows display cherty bands.



شکل ۷- مجموعه رخساره ای مخروط زیردریایی کف حوضه، برش تنگ هفت. (a) تصویر میکروسکوپی رخساره B2 با بافت گل پشتیبان عمدتاً شامل رادیولاریا، سوزن اسفنج و مقدار بسیار کم روزن داران پلاژیک، (b) تصویر میکروسکوپی رخساره وکستون با جورشدگی ضعیف، (c, d) تناوب بین توالی‌های کلسی‌توریدایت نازک و لایه‌های مارن و مادستونی (نهشته‌های پلاژیک/همی‌پلاژیک)، (e) توالی بوما متشکل از Tb، (f, g) تناوب رخساره های Td و Te، و (h) لایه‌های شیل/ مارن در تناوب با رخساره B2 با ستریای بالا و گستردگی زیاد.

Fig. 7. Basin floor fan association, Tange-haft section. (a) Microscopic photo of facies B2 with mud-supported texture composed of radiolaria, spicules and low planktonic foraminifers, (b) Microscopic photo of wackestone facies with poorly sorted skeletal elements, (c, d) Alternation of the Thin-bedded calciturbidites and shale/marl and mudstone layers (plagic/hemiplegic sediments), (e) Buma sequence includes Tb, (f, g) Alternation of the Td, Te, and (h) Alternation of the shale/marl and facies B2 with considerable development and high thickness.

چنین شرایطی در نهشته‌های سازند گرو موجب ایجاد لایه‌های غنی از فسیل‌های حمل شده (اکینودرم، دوکفه‌ای، روزن داران پلانکتونیک از منشا رمپ بیرونی) با توالی از رخساره های بوما

تفسیر: لایه‌های ضخیم کلسی‌توریدایت (رخساره B1) عمدتاً از جریان‌ات توریدایتی غنی از رسوب با چگالی و حجم بالا منشاء می‌گیرند (Ielpi and Cornamusini, 2013).

از منشاء حوضه است (Sharafi et al., 2019). اگرچه وجود لایه‌های شیل/مارن نازک یا Td,e توالی بوما حاکی از تشکیل آنها در بخش انتهایی جریانات توربیدیتی و کاهش حجم و ظرفیت قدرت جریان است. با این وجود در مواردی که میان لایه‌های شیلی-مارنی یا مادستونی با ستبرای بالا و گستردگی زیاد غالب می‌باشد، نشان‌دهنده برگشت حوضه به شرایط رسوب‌گذاری پلاژیک و همی‌پلاژیک و عدم وجود جریان‌های توربیدیتی است.

۵-۳- مجموعه رخساره‌ای بخش ژرف حوضه (Basinal, C)

این مجموعه رخساره ای شامل رخساره های مارن/شیل آهکی (C1)، مادستون/وکستون حاوی رادیولاریا (radiolarian mudstone/wackestone, C2)، فرامینیفر پلانکتونیک و رادیولاریا (planktonic foraminifera, C3 radiolarian mudstone/wackestone, C3) و وکستون/پکستون حاوی فرامینیفر پلانکتونیک (planktonic foraminifera wackestone/packstone, C4) است. ستبرای این مجموعه رخساره ای در برش های مختلف بین ۳ تا ۹۵ متر در تغییر است.

۵-۳-۱- رخساره مارن/شیل آهکی (C1)

این رخساره شامل مارن و شیل آهکی خاکستری تیره تا سیاه است که با ستبرای متفاوت در بخش مختلف سازند گرو مشاهده می‌شود. در مطالعات صحرایی این رخساره بطور غالب با ستبرای بالا همراه با رخساره‌های C2 و C3 دیده می‌شود (شکل ۸- a-c)، با این وجود این رخساره به صورت لایه‌های با ستبرای کمتر در بین توالی‌های توربیدیتی و یا همراه با دیگر رخساره‌های آهکی به صورت بین لایه‌ای با لامیناسیون موازی دیده می‌شود. آنالیز SEM-EDX وجود مقادیر قابل توجه ماده آلی و پیریت‌های خوشه‌ای را تایید کرده است (شکل ۹). این رخساره معادل ریزرخساره‌های استاندارد SMF2, 3 و RMF2,5 ارائه شده توسط فلوگل (Flügel, 2010) و در کمر بند رخساره‌ای ۱ ویلسون (Wilson, 1975) و کمر بند رخساره‌ای I بورکت و رایت (Burchett and Wright, 1992) قرار می‌گیرد.

۵-۳-۲- رخساره مادستون/وکستون حاوی رادیولاریا (C2)

خمیره اصلی سنگ را میکرایت تشکیل داده که در آن تنها

شده است. عمده قطعات تشکیل دهنده این رخساره از بخش-های عمیق حوضه بویژه بخش خارجی رمپ‌های کربناته یا بخش‌های دامنه شیب سکوی‌های کربناته احاطه کننده حوضه گرو در نتیجه حمل مجدد منشاء گرفته‌اند. وجود لایه‌های ضخیم از بخش Ta, Tb و لایه‌های نازک Tc، و به میزان کمتر لایه‌های شیلی-مارنی نشان دهنده بخش نزدیک به منشاء یک سیستم توربیدیتی برای این رخساره است که بوسیله جریانات توربیدیتی غنی از رسوب (flows high-density) در بخش-های خارجی رمپ در زیر زون نوری منشاء گرفته‌اند (Ielpi and Cornamusini, 2013; Rodriguez-Tovar et al., 2019). ماهیت غالب Ta در این رخساره از تشکیل آن بوسیله جریانات توربیدیتی غنی از رسوب در بخش جلوی جریانات توربیدیتی با قدرت فرسایشی نسبتا بالا (که توسط مرز مشخص/شارپ بین سیکل‌های انباشته شده تاکید می‌شود) حمایت می‌کند. عدم وجود قطعات منشاء گرفته از بخش‌های داخلی سکوی‌های کربناته در این رخساره‌ها نشان می‌دهد که منشاء این جریانات توربیدیتی و نهشته‌های حاصل از آن بخش-های کم حوضه نمی‌باشد. به‌هرحال عدم وجود توالی‌های کانالی با بسترهای کنگلومرایی یا قطعات کنده شده (rip-up clasts) حاکی از بستر رسوبی نرم در بخش‌های است که از بخش‌های کم‌ژرفا حوضه همانند بخش‌های دامنه شیب سکوی‌های کربناته دورتر بوده است. بر این اساس این رخساره احتمالا منطبق بر بخش میانی سیستم‌های کلسی‌توربیدیت (middle turbidite fan system) باشد. روند مشابهی از الگوی توزیع رخساره‌ها بوسیله ایلیپی و کورناموسینی (Ielpi and Cornamusini, 2013) بر روی نحوه الگوی توزیع رخساره‌های کلسی‌توربیدیت در یک سیستم رسوبی رمپ گزارش شده است. لایه‌های نازک کلسی‌توربیدیت (رخساره B2) عمدتا از جریانات توربیدیتی با قدرت و حجم کم منشاء می‌گیرند (Ielpi and Cornamusini, 2013; Rodriguez-Tovar et al., 2019). بررسی خصوصیات سنگ شناسی از لحاظ بافتی و نسبت ماسه به ماتریکس در این رخساره نشان می‌دهد که قدرت فرسایشی جریانات توربیدیتی و میزان حمل رسوب در این رخساره کاهش یافته است. همچنین عدم وجود برهم‌افزاینده‌گی طبقات و وجود قاعده غیرفرسایشی طبقات به‌صورت مسطح از این نظر حمایت می‌کند. در بخش توالی بوما نیز عدم وجود بخش پایینی توالی بوما Ta,b و غالب بودن بخش‌های Td,e این توالی نیز از تشکیل این رخساره در بخش دنباله جریانات توربیدیتی در بخش دورتر

تدریج به سمت بالای سازند گرو کاهش یافته و حذف می‌شوند و بوسیله روزن‌داران شناور مانند *Rotalipora*، *Muricohedbergella*، *Ticinella* و *Paraticinella* جایگزین می‌شوند (شکل ۱۰e). از اجزای فرعی در این رخساره می‌توان به *Pitonella* و سوزن‌های اسفنج، برخی روزن‌داران کفزی کوچک و خرده‌های خارپوست اشاره کرد. این رخساره در تناوب با رخساره‌های توربیدیتی در بخش میانی سازند گرو به صورت لایه‌های نازک با لامیناسیون موازی بعنوان بخش بالایی توالی بوما Tcd دیده می‌شود. فسیل‌های آمونیت در همراهی با این رخساره مشاهده می‌شود. این رخساره معادل ریزرخساره‌های استاندارد SMF2, 3 و RMF2,3,4 ارائه شده توسط فلوگل (Flügel, 2010) و در کمربند رخساره ای ۱ ویلسون (Wilson, 1975) و کمربند رخساره ای I بورکت و رایت (Burchett and Wright, 1992) قرار می‌گیرد.

۵-۳-۴- رخساره وکستون/پکستون حاوی فرامینیفر پلانکتونیک (C4)

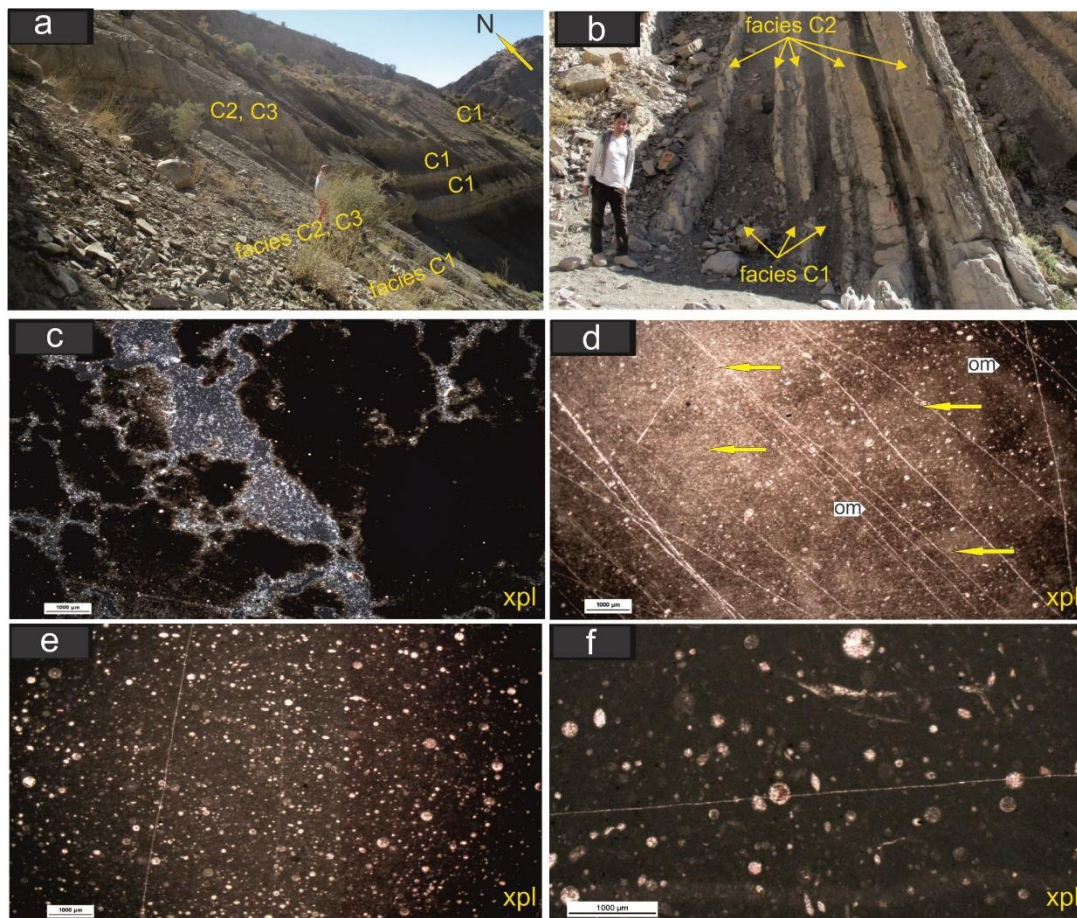
تشکیل دهنده‌های اصلی این رخساره روزن‌داران شناور (۲۵-۴۵ درصد) مانند *Hedbergella*، *Globigerinelloides*، *Rotalipora*، *Heterohelix*، *Muricohedbergella*، *Ticinella* و *Paraticinella* است (شکل ۱۰f,g). این روزن‌داران عمدتاً در زمینه گلی قرار دارند که در گاهی موارد آغشتگی بالایی نسبت به مواد آلی یا فسفات‌های شدن را نشان می‌دهد (شکل ۱۰f,g). سازنده‌های فرعی شامل رادیولاریا، *Pitonella*، روزن‌داران کفزی دوردیفی کوچک، قطعات کوچک اندازه خارپوست و پلوئید (مجموعاً بین ۵-۱۰ درصد) هستند. در مشاهدات صحرایی این رخساره به صورت لایه‌های نازک تا ضخیم بدون ساخت‌های رسوبی و به صورت توده‌ای یا با لامیناسیون موازی در تناوب با رخساره‌های C2 و C3 دیده می‌شود. این رخساره بطور غالب در بخش‌های میانی و بالایی سازند گرو دیده می‌شود. این رخساره معادل ریزرخساره‌های استاندارد SMF3 و RMF2,3,4 ارائه شده توسط فلوگل (Flügel, 2010) و در کمربند رخساره ای ۱ ویلسون (Wilson, 1975) و کمربند رخساره ای I بورکت و رایت (Burchett and Wright, 1992) قرار می‌گیرد.

تفسیر: اندازه ذرات این مجموعه که در حد سیلت ریز تا رس است، فراوانی روزن‌داران پلانکتونیک و رادیولاریا به عنوان تشکیل دهنده‌های اصلی، زمینه غالب میکرایتی و عدم وجود

درصد کمی رادیولاریا (*Nassellaria* و *Spumellaria*) (۵ تا ۱۵ درصد) بسیار ریز در حد سیلت یا روزن‌داران پلانکتون دریک زمینه میکرایتی پراکنده‌اند. زمینه گل‌آهکی این رخساره در بیشتر موارد بسیار تیره یا فسفات‌های بوده که نشانه حضور مواد آلی است (شکل ۸d-f). این رخساره به صورت توده‌ای در تناوب با رخساره C1 و یا رخساره‌های C1 و C3 و یا همراه با لایه‌های چرتی دیده می‌شود (شکل ۸b). در گاهی موارد بویژه در تناوب با رخساره‌های توربیدیتی، در این رخساره شواهدی از آشفستگی زیستی، لامیناسیون موازی و کاهش رنگ غالب سیاه در زمینه میکرایتی مشاهده می‌شود (شکل ۸d). فسیل‌های با حفظ شدگی بالا از آمونیت در این رخساره مشاهده می‌شود. قطعات رادیولاریا در مواردی که در تناوب با رخساره توربیدیتی دیده می‌شود، بعضاً با روزن‌داران شناور و کفزی کوچک دیده شوند. این رخساره معادل ریزرخساره‌های استاندارد SMF2, 3 و RMF2,3,4 ارائه شده توسط فلوگل (Flügel, 2010) و در کمربند رخساره ای ۱ ویلسون (Wilson, 1975) و کمربند رخساره ای I بورکت و رایت (Burchett and Wright, 1992) قرار می‌گیرد.

۵-۳-۳- رخساره مادستون/وکستون حاوی فرامینیفر پلانکتونیک و رادیولاریا (C3)

مهمترین اجزای تشکیل‌دهنده این رخساره روزن‌داران شناور (۱۰-۱۵ درصد) و رادیولاریا (۸-۱۰ درصد) هستند که در زمینه میکرایتی این رخساره دیده می‌شوند (شکل ۱۰b تا ۱۰e). این رخساره بطور غالب در بخش میانی و بالایی سازند گرو در تناوب با رخساره C1 و یا رخساره‌های C2 و B1 و یا همراه با بین لایه‌های چرتی و نودول‌های چرتی دیده می‌شود (شکل ۱۰a). بطوریکه به سمت بخش بالای سازند گرو به تدریج نسبت فراوانی رادیولاریا به روزن‌داران شناور کاهش می‌یابد. با این وجود در همراهی با زون تجمع رادیولاریتی (RFZ) در بخش پایینی سازند گرو این نسبت با فراوانی بالا رادیولاریا مشخص می‌شود (شکل ۴ a-d) اما به تدریج با افزایش روزن‌داران شناور بویژه ظهور گونه *Leupoldina* که مشخصه حادثه بی‌هوازی اقیانوسی (oceanic anoxic event 1a) می‌باشد (Coccioni et al., 2007) زون تجمع رادیولاریتی (RFZ) خاتمه می‌یابد (شکل ۱۰c). با کاهش فراوانی رادیولاریا در بخش میانی سازند گرو فراوانی روزن‌داران شناور *Globigerinelloides*، *Hedbergella* افزایش می‌یابد (شکل ۱۰d). این روزن‌داران به



شکل ۸- مجموعه رخساره ای حوضه (FC). (a) تناوب رخساره شیل آهکی/مارن سیاه رنگ (C1) و رخساره های مادستون/وکستون حاوی رادیولاریا (C2) و مادستون/وکستون حاوی فرامینیفر پلانکتونیک و رادیولر (C3)، برش باولک، (b) لایه های نازک تا ضخیم مادستون آهکی رخساره C2 بدون ساختارهای رسوبی و به صورت توده ای در تناوب با رخساره C1، برش تنگ هفت، (c) تصویر میکروسکوپی رخساره مادستون آهکی غنی از مواد آلی با زمینه گلی تیره رنگ، (d) تصویر میکروسکوپی شواهد آشفستگی زیستی (فلش) و کاهش مواد آلی در رخساره مادستون/وکستون حاوی رادیولاریا و (e, f) تصویر میکروسکوپی رخساره C2 با بافت گل پشتمیان و زمینه گلی غنی از مواد آلی.

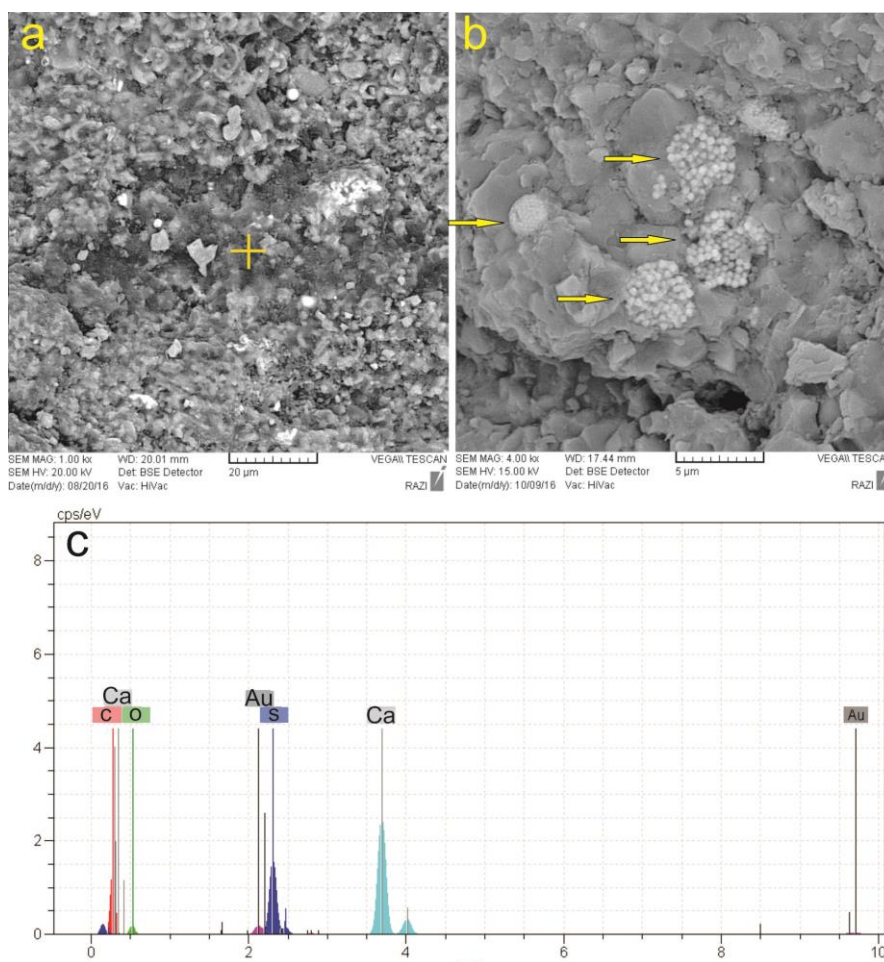
Fig. 8. Basin facies association (FC). (a) Black calcareous shale/marl facies (C1) alternated with radiolarian mudstone/wackestone (facies C2) and planktonic foraminifera, radiolaria mud/wackestone (facies C3), Bavalak section, (b) Thin to thick layers of the facies C2 without sedimentary structures alternated with facies C1, Tange haft section, (c) Microscopic photo of lime mudstone facies with high organic material and dark muddy matrix, Tange-haft section, (d) Microscopic photo of bioturbation structures (arrow) and decrease in organic material in radiolaria mudstone/wackestone facies and (e, f) Microscopic photo of facies C2 with mud-dominated texture and high organic material in the micritic matrix.

نسبت بالای مواد آلی، عدم وجود آشفستگی زیستی یا موجودات حفار و فوناهای زیستی کفزی نشان دهنده محیط های با سطح اکسیژن پایین یا احیایی در زمان ته نشینی این مجموعه رخساره ای است (Pomar et al., 2012؛ Ezampanah et al., 2013؛ Sharafi et al., 2014, 2016؛ Baumgartner, 2013؛ Bayet-Goll et al., 2019, 2020). این تفسیر با وجود شناسایی مقادیر قابل توجه پیریت های خوشه ای که نشان دهنده وجود شرایط احیایی در بستر رسوبی و در سطح بین

ساختار رسوبی که نشان دهنده تاثیر جریان های کششی (traction current) در تشکیل رخساره ها می باشد، حاکی از ته نشینی این مجموعه رخساره ای از حالت معلق در محیط های رسوب گذاری عمیق زیر حد اثر امواج طوفانی (SWWB) و بدون جریانات داخل حوضه ای پرانرژی است. نهشته های شیلی - مارنی (رخساره C1) با نسبت متفاوت از آواری به کربنات معمولاً بعنوان نهشته های همی پلاژیک در نتیجه مخلوط شدن ذرات آواری با خرده های کربناته بیوژنیک در نظر گرفته می شود.

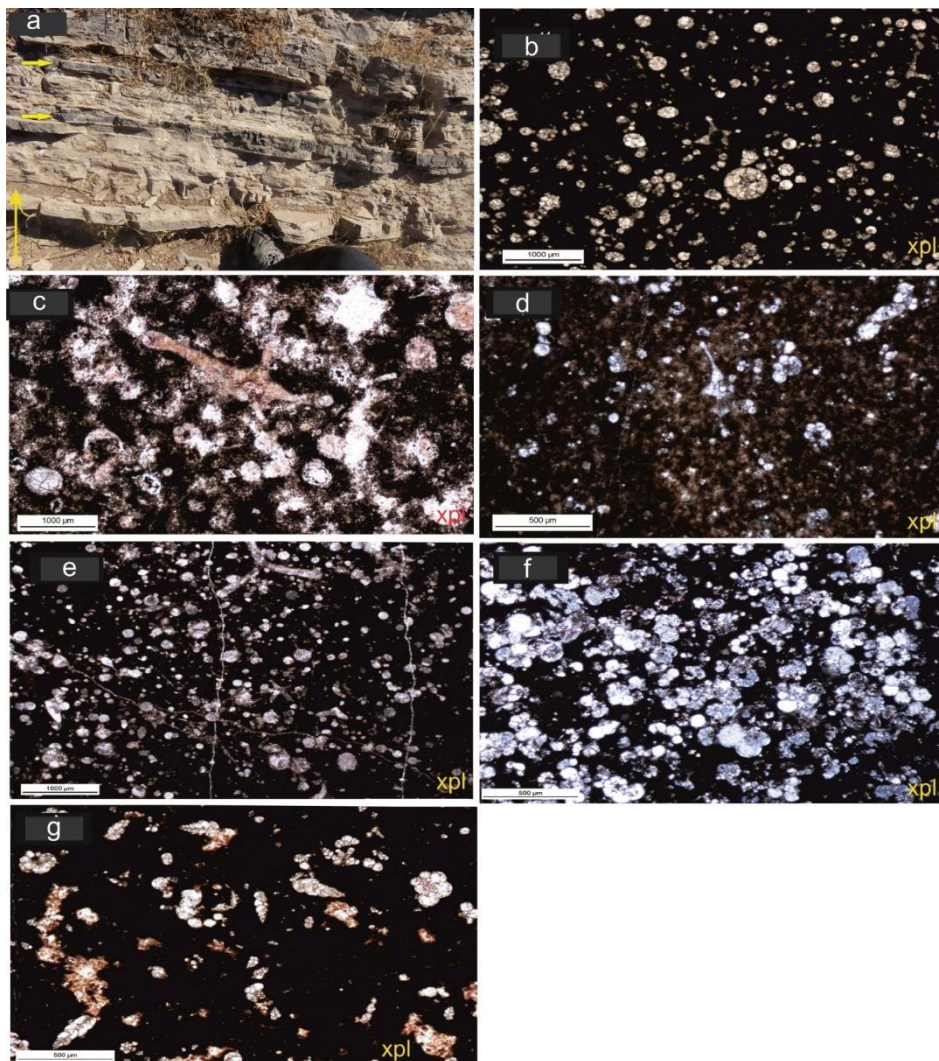
طول ته‌نشینی این رخساره‌ها است. در رخساره C4 فراوانی روزن‌داران شناور مانند Hedbergella و Globigerinelloides فاقد کیل ولی همراه با پوسته تزئین‌دار نشان دهنده شرایط کمبود مواد غذایی (oligotrophic) است (Aguilero-Franco and Romano, 2004; Ezampanah et al., 2013). در مقابل فراوانی روزن‌داران شناور مانند Rotalipora، Heterohelix، Muricohedbergella و Ticinella (که در بخش‌های بالای سازند Paraticinella و در این رخساره مشاهده می‌شود) همراه با افزایش تنوع و فراوانی، افزایش اندازه و افزایش در فراوانی گونه‌های کیل‌دار حاکی از افزایش بیشتر ژرفا است.

آب-رسوب هستند، تایید می‌شود (Sharafi et al., 2021). اگرچه ویژگی دانه ریز و میکرایتی بودن حاکی از ته‌نشینی در آب‌های عمیق در حالت پلاژیک است، اما در مواردی که این رخساره همراه با توالی‌های توربیدایتی بعنوان بخش انتهایی توالی بوما (Te) دیده می‌شود حاوی شواهدی از آشفستگی زیستی و کاهش مواد آلی است، از اینرو نقش جریان‌های توربیدایتی در ورود اکسیژن به حوضه و کاهش حفظ شدگی مواد آلی را باید مد نظر گرفت (Baumgartner, 2013; Sharafi et al., 2019). برای مثال در رخساره‌های C2 و C3 وجود آشفستگی و کاهش رنگ غالب سیاه در زمینه میکرایتی که در تناوب با رخساره‌های حاصل از جریان‌های توربیدایتی قرار دارد، حاکی از نقش این جریان‌ها در افزایش سطح اکسیژن محیط در



شکل ۹- مجموعه رخساره‌های حوضه (FC). (a) تصویر SEM-BSE از مواد آلی موجود در رخساره C1 (بخش‌های تیره) که نشان دهنده وجود شرایط بی‌هوایی در زمان تشکیل این رخساره در کف حوضه است، (b) پیریت‌های خوشه‌ای فراوان در رخساره C1 که تایید کننده وجود شرایط بی‌هوایی در بخش عمیق حوضه است و (c) آنالیز SEM-EDX از مواد آلی موجود در تصویر a که محتوای بالای کربن آلی در رخساره C1 را نشان می‌دهد.

Fig. 9. Basin facies association (FC). (a) SEM-BSE image of the organic material in the facies C1 displays anoxic condition in the basin floor, (b) Abundant fanoidal pyrite in facies C1 that confirms anoxic condition in the basin floor and (c) SEM-EDX analysis of the organic material in (Fig. a) that shows high organic C in the facies C1.



شکل ۱۰- مجموعه رخساره‌های حوضه (FC). (a) باند های چرتی در تناوب با رخساره C3، برش کزی، (b) تصویر میکروسکوپی رخساره مادستون/وکستون حاوی فرامینیفر پلانکتونیک و رادیولاریا (C3) در بخش پایینی سازند گرو با فراوانی بالا رادیولاریا و مقدار کمتر روزن‌داران، (c) تصویر میکروسکوپی افزایش روزن‌داران پلانکتونیک با ظهور گونه *Leupoldina* که مشخصه حادثه بی‌هوای اقیانوسی در رخساره C3، (d) تصویر میکروسکوپی کاهش فراوانی رادیولاریا در بخش میانی سازند گرو و فراوانی روزن‌داران *Globigerinelloides*، *Leupoldina* در رخساره C3، (e) تصویر میکروسکوپی رخساره C3 و زمینه گلی غنی از مواد آلی با فراوانی رادیولاریا و روزن‌داران، خارهای اسفنج و *Pitonella*، (f) تصویر میکروسکوپی رخساره وکستون/پکستون حاوی فرامینیفر های پلانکتونیک (رخساره C4) با فراوانی غالب از *Globigerinelloides*، (g) تصویر میکروسکوپی رخساره C4 و فراوانی غالب از *Heterohelix*.

Fig. 10. Basin facies association (FC). (a) Intercalated cherty band in the thin-bedded limestone of the facies C3, Kezi section, (b) Microscopic photo of planktonic foram-radiolaria mud/wackestone (facies C3) with abundant radiolarian and low content of planktonic forams in the lower part of the Garu Fm. (c) Microscopic photo of increase in planktonic forams with occurrence of *Leupoldina* as OAE index in facies C3, (d) Microscopic photo of decrease in abundance of radiolarian and increase in *Leupoldina* and *Globigerinelloides* of the facies C3 in the middle part of the Garu Fm., (e) Microscopic photo of organic dominated muddy matrix and abundant radiolarian and forams as well as spicules and *Pitonella* in facies C3, (f) Microscopic photo of foraminifera wack/packstone (facies C4) with abundant *Globigerinelloides* and (g) Microscopic photo of abundant *Heterohelix* in facies C4.

کافتی شدن بخش جنوبی تتیس جوان در ابتدای کرتاسه پیشین تا تورونین منجر به حرکت صفحه عربی به سمت شمال باختر و ایجاد حاشیه قاره‌ای غیر فعال در بخش شمال خاوری

۶- محیط رسوبی و مدل رسوبی سازند گرو
۱-۶- مدل رسوبی و عوامل کنترل کننده آن
بر اساس مطالعات جاسم و گاف (Jassim and Goff, 2006).

در سازند گرو (شامل رادیولارها، اسفنج‌های سیلیسی، روزن-داران شناور)، غالب بودن گل آهکی و سنگ آهک‌های لامینه‌ای و پیریتی و بیتومینه بر عمیق و احیایی بودن محیط رسوبی سازند گرو تاکید دارد (شکل ۱۲). شرایط عمیق حوضه رسوبی گرو همراه با بالا آمدن جهانی سطح آب دریاها در کرتاسه میانی به بالاترین حد خود، به گسترش زون حداقل اکسیژن با ستبرای زیاد در سازند گرو کمک کرده است. بطوریکه بالا بودن سطح آب دریاها در بیشینه خود در طول کرتاسه میانی و ایجاد شرایط آب و هوای گرم موجب عدم ایجاد جریانات اقیانوسی و گسترش چینه بندی آب دریایی حوضه گرو شده است. عدم ورود جریانات اقیانوسی و در نتیجه عدم تامین اکسیژن کافی به نهشته‌های بخش‌های عمیق حوضه گرو موجب ایجاد زون حداقل اکسیژن با ستبرای زیاد در زیر مناطق موجسار طوفانی شده است. ویژگی‌هایی ریخت شناسی حوضه گرو که به صورت حوضه‌ای جدا افتاده با ژرفا زیاد در بخش مرکز حوضه و بخش-های شلف کربناته (با سازندهای سروک و ایلام) احاطه شده وجود دارد (Ziegler, 2001)، به تشکیل این زون حداقل اکسیژن با ستبرای زیاد در سازند گرو کمک نموده است.

بخش قاعده‌ای سازند گرو با زون تجمع رادیولاریتی در کل حوضه گرو در مناطق مورد مطالعه در نتیجه غالب بودن شرایط بی‌هوایی و کم انرژی با میزان تولید بالای مواد آلی مشخص می‌شود (شکل ۱۳) که نشان دهنده بخش‌های کف حوضه و خارج از مدل رمپ یا شلف لبه‌دار است. اگرچه قبلاً اشاره شد که در طول ته‌نشینی زون تجمع رادیولاریتی سازند گرو ژرفا لیزوکلین یا ACD به سمت آب‌های کم‌ژرفا حرکت کرده و موجب کاهش جانداران کلسیتی شناور، فوناهای آب کم‌ژرفا، محدود شدن حوضه گرو و فراوانی نهشته‌های سیلیسی می‌شود. با این وجود این کاهش ژرفا در حدی نمی‌باشد که در محدوده سکوی‌های کربناته شلف لبه‌دار یا بخش خاری رمپ قرار گیرد. در چرخه اول رسوب‌گذاری نقش تغییرات ژرفا لیزوکلین یا ACD و ته‌نشینی از حالت معلق و رسوب‌گذاری به صورت پلاژیک و همی‌پلاژیک فرایند غالب رسوبی است (شکل‌های ۱۲-۱۳). نسبت فراوانی رادیولاریهای نوع spumellarian به nassellarian می‌تواند نشان دهنده این تغییرات ژرفا در حوضه گرو در بخش پایینی سازند نیز باشد (Baumgartner, 2013؛ Navidtalab et al., 2013) بطوریکه این نسبت به تدریج به سمت بالا کاهش می‌یابد و این کاهش حاکی از کم ژرفا شدن

صفحه عربی می‌شود. غالب نهشته‌های تشکیل شده در شمال خاور صفحه عربی (شامل شمال و شمال خاور عراق) بوسیله نهشته‌های دریایی کم ژرفا کربناته در امتداد حاشیه قاره‌ای غیرفعال بخش جنوبی تئیس جوان اشغال می‌شود. در نتیجه حرکت صفحه عربی از عرض‌های جغرافیایی بالا در نیمه کره جنوبی به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین (۱۵°N) در ابتدای کرتاسه (Ezampanah et al., 2012, 2013)، رسوب‌گذاری کربنات‌های دریایی کم ژرفا بر روی حاشیه قاره‌ای غیرفعال بخش باختری اقیانوس نئوتئیس گسترش می‌یابد. بهرحال نهشته‌های دریایی عمیق در این زمان به صورت محدود در حوضه گرو (با ژرفایی در حدود ۱۰۰۰ متر و ارتباط محدود با اقیانوس نئوتئیس) و حوضه‌های درون قاره‌ای باب و کژدمی (با ژرفایی در حدود ۱۰۰ تا ۳۰۰ متر جدا افتاده از اقیانوس نئوتئیس) تشکیل می‌شوند (VanBuchem et al., 2010) (شکل ۱۱). وضعیت قرارگیری سازند گرو و سازندهای گروه بنگستان (سروک و ایلام) در بخش خاوری سکوی عربی و حاشیه جوان تئیس به گونه‌ای بوده است که حوضه گرو از دو سوی شمال و جنوب بوسیله نهشته‌های کم ژرفا احاطه شده‌اند و به سوی مرکز بر ژرفا حوضه افزوده شده است (Sharland et al., 2012; Ezampanah et al., 2012; Jamalian et al., 2012). در این راستا مدل ارائه شده بوسیله زیگلر (Ziegler, 2001) نشان می‌دهد که تشکیل حوضه رسوبی گرو با گستردگی بالای آن در شمال خاور عراق و نواحی ایرانی مجاور آن وجود داشته است. سازند گرو در طول گسترش آن در حوضه رسوبی گرو ستبرای متفاوتی را نشان می‌دهد که این تغییرات ستبرا در نتیجه شکل حوضه گرو بوده است که به صورت حوضه‌ای کم عرض و طویل با راستای شمال خاور-جنوب باختر بوده است (Ziegler, 2001). در روند مورد اشاره ستبرای سازند گرو از خاور به سمت لرستان مرکزی و در راستای شمال خاور-جنوب باختر کاهش ستبرا گزارش شده است. در این مطالعات حوضه گرو به صورت حوضه‌ای جدا افتاده معرفی شده است که از شروع تشکیل آن (نئوکومین) تا سن‌های جوانتر کوچکتر شده است. این نوع تغییر شکل حوضه رسوبی موجب شده است که نهشته‌های کربناته کم ژرفا (عمدتاً شلف کربناته) بر روی این سازند دریایی عمیق پیشروی کنند.

بررسی شواهد محیط رسوبی در این مطالعه نشان می‌دهد که وجود شواهدی از عدم زیست آشفستگی و فسیل‌های موجود

لیزوکلین یا ACD در طول رسوب گذاری بخش پایینی سازند گرو است.

با آغاز چرخه دوم رسوبگذاری در سازند گرو و کاهش ژرفا حوضه رسوبی تغییر از زون تجمع رادیولاریتی به تناوب شیل‌ها- مارن‌ها و سنگ آهک‌های سیاه رنگ غنی از مواد آلی با شواهدی از ایجاد حادثه بی‌هوازی اقیانوسی می‌توان اشاره کرد که این بخش از رخساره به محدوده سکوی‌های کربناته نزدیک شده است. در این بخش از محیط رسوبی سازند گرو جریانات توربیدایتی که از مشخصات متمایزکننده سکوه‌های کربناته پرشیب است پدیدار می‌شود (شکل B۱۳)، با این وجود عدم شواهد جریانات توربیدایتی به سمت بخش‌های شمال و شمال باختر حوضه (در برش‌های تنگ هاوند، بولک، کزی، دودان، بیزل، تنگ‌مستان، هماغه) و وجود آن فقط در برش تنگ هفت نشان می‌دهد که منشاء این جریانات محدود بوده و تنها در بخش‌های جنوبی حوضه دیده می‌شود (شکل ۱۲). این شواهد نشان می‌دهد که سکوی کربناته سازند گرو به سمت بخش‌های جنوبی حوضه گرو با سکوی کربناته پرشیب احاطه شده است. این سکوی کربناته پرشیب در نتیجه وجود جریانات ثقلی، نهشته‌های رسوبی را به سمت بخش مرکزی حوضه در لرستان هدایت می‌کند. اگرچه با مقایسه‌ی رخساره‌های ذکر شده با ریزرخساره‌های استاندارد ارائه شده توسط فلوگل (Flügel et al., 2010) (مطابق با ریزرخساره‌های استاندارد SMF1 تا SMF4) نیز می‌توان دریافت که محیط تشکیل این رخساره‌ها بخش‌های ژرف حوضه یک سکوی کربناته در نتیجه تناوب نهشته‌های پلاژیک/همی پلاژیک و جریانات توربیدایتی بوده است. با این وجود این نهشته‌های توربیدایتی به سمت بخش‌های شمالی حوضه حذف می‌شوند. لازم به ذکر است که به صورت خیلی محدود رخساره‌های لامینه‌ای با سطح فرسایشی مشخص از رخساره‌های کانتورایت در بخش‌های شمالی حوضه بویژه در برش بولک مشاهده شده است، اما عدم وجود توالی‌های مشخص بوما و الگوی برانبارش آنها نسبت به توالی‌های پلاژیک و همی پلاژیک نشان می‌دهد که برخلاف بخش‌های جنوبی حوضه با برش تنگ هفت، این بخش‌ها احتمالاً تحت تاثیر جریانات توربیدایتی قرار نگرفته‌اند، بلکه جریانات توربیدایتی ضعیف موجب ایجاد اینگونه نهشته‌ها شده‌اند. وجود رخساره‌های ریزشی و لغزشی که بیانگر شیب بالای محیط رسوبی در هنگام رسوبگذاری می‌باشند، مدل رسوبگذاری سازند

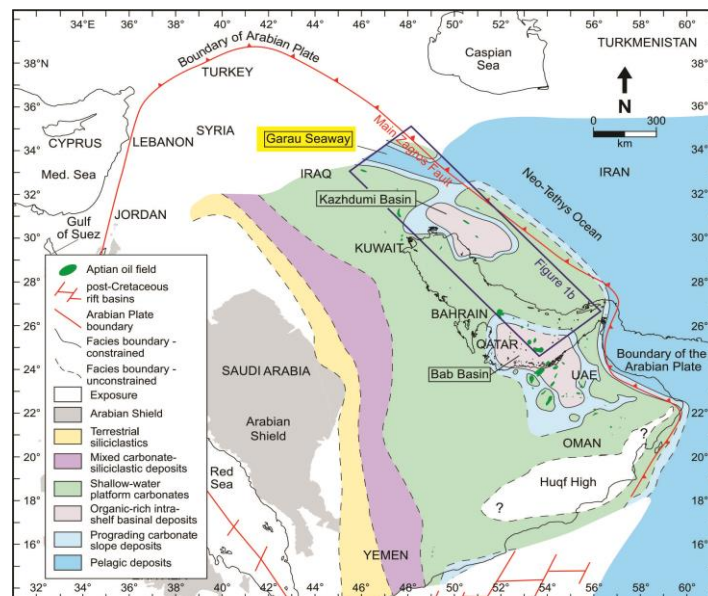
گرو در این بخش سکوی کربناته از نوع رمپ با انتهای پرشیب تعیین گردیده است. این رمپ پرشیب در طول مرحله اول رسوب گذاری از زون تجمع رادیولاریتی با بخش‌های کف حوضه پوشیده شده است یا به اصطلاح مغروق‌شدگی رمپ (Drowning ramp) با گسترش کف حوضه (basin floor expansion) (Ielpi and Cornamusini, 2013) (شکل ۱۳). در طول مرحله دوم رسوب گذاری سازند گرو با قرارگرفتن نهشته‌های توربیدایتی بر روی نهشته‌های کف حوضه تغییرات سطح آب دریا می‌تواند مهمترین توضیح قابل قبول برای این نوع تغییر رسوب گذاری از زون تجمع رادیولاریتی به نهشته‌های توربیدایتی باشد. پایین افتادن سطح آب دریا و افزایش تولید کربنات می‌تواند موجب این نوع تغییر رسوب گذاری شده باشد. بخش بالایی سازند گرو در برش‌های مورد مطالعه برخلاف بخش‌های پایینی و میانی سازند گرو عمدتاً از رخساره‌های پلاژیک و همی پلاژیک تشکیل شده است (شکل C۱۳) که به صورت محدود با نهشته‌های حاصل از جریانات کانتورایت همراه می‌باشد. با توجه به اینکه مجموعه رخساره‌های موجود در بخش بالایی سازند گرو با رخساره‌های مناطق ژرف دریا همچون شیل و مادستون‌های دریایی عمیق مشاهده می‌شوند و همچنین غالب رخساره‌های دارای روزن‌داران شناور مشخص مربوط به مناطق ژرف است، لذا بخش بالایی سازند گرو در بخش‌های ژرف حوضه از سکوی کربناته نهشته شده باشد. فقدان تنوع فونایی و روزن‌داران کفزی در این بخش نیز نشان دهنده عدم شرایط مناسب برای زیست موجودات بوده و از دیگر شواهد موجود برای نهشتگی این رخساره در مناطق ژرف حوضه است (شکل C۱۳). حضور رخساره‌های پلاژیک و همی پلاژیک (رخساره‌های C1-C4 و A3-A1) خصوصاً عدم وجود رخساره‌های کلسی-توربیدایت با فابریک بسیار خرد شده در برش‌های مورد مطالعه که از خصوصیات رمپ با شیب انتهایی است مؤید این مطلب است که شیب رمپ در بخش بالایی سازند گرو کاهش یافته است. بخش بالایی سازند گرو در مناطق مورد مطالعه شرایط رسوبگذاری در رمپ خارجی را دارا بوده است.

۶-۲- مدل انطباق حوضه‌ای و ناحیه‌ای

وضعیت جغرافیایی دیرینه بیشترین تاثیر را بر روی گسترش سازند گرو از دشت آبادان تا قسمت‌های مرکزی لرستان داشته است، این شرایط موجب شده است تا سکوه‌های کربناته با الگوی و شکل/گسترده‌گی متفاوتی از سنین مختلف از نوکومین (سازند

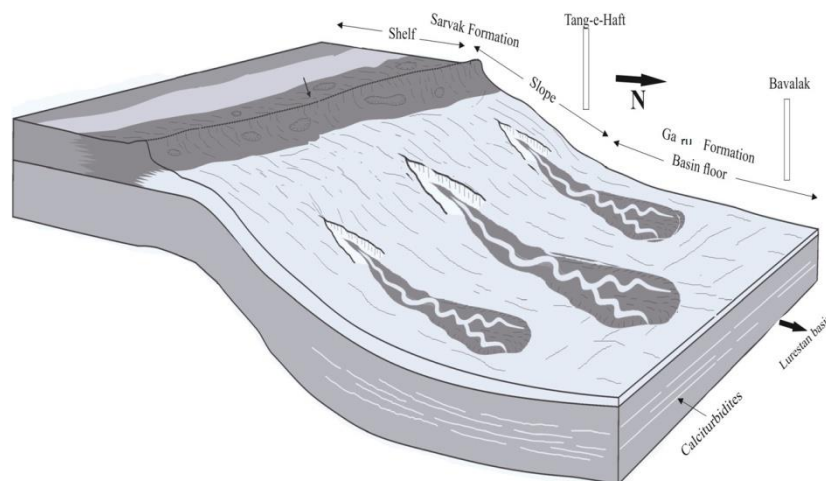
ایلام) هستند که نشان دهد منشاء نهشته‌های توریدایتی از این سازندها بوده است. همچنانکه در بررسی مقاطع نازک رخساره‌های این مطالعه نشان داده شده است که رخساره‌های توریدایتی این سازند دارای قطعات تشکیل دهنده از بخش‌های نسبتاً کم ژرفاتر (بخش خارجی رمپ) خود حوضه گرو بوده است چنانکه بخش‌های کم ژرفاتر حوضه گرو تامین کننده جریان توریدایتی این سازند بوده است. بررسی مقاطع نازک نهشته‌های سازند گرو در تمام برش‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که بخش پایینی سازند گرو عمدتاً در شرایط آنکسیک و کم انرژی با میزان تولید بالای مواد آلی در بخش‌های کف حوضه ته‌نشین شده است و حوضه گرو در محدوده‌های مورد مطالعه شرایط رسوبی یکنواختی را نشان می‌دهد بطوریکه در نتیجه بالا آمدن سطح جهانی آب دریاها در ابتدای کرتاسه پدیده مغروق شدگی رمپ با گسترش کف حوضه را می‌توان مشاهده کرد. انطباق دیگر بخش‌های سازند گرو متاسفانه به دلیل محدودیت دسترسی برش‌ها و ناقص بودن برداشت‌های صحرائی کمتر قابل استناد است. اما انطباق برش‌های که تاحدی به صورت کامل برداشت شده‌اند همچون برش‌های تنگه هفت، بولک و کزی نشان می‌دهد که بخش میانی و بالایی سازند گرو تغییرات گسترده‌ای را در طول ته‌نشینی ناشی از فرونشینی و ناپایداری بلوک‌های تکتونیکی نشان می‌دهند.

فهلیمان) تا کنیاسین بر روی سازند گرو قرار گیرند. نهشته‌های سازند گرو به سمت لرستان مرکزی افزایش ستبرای و عمیق شوندگی را نشان می‌دهند. دو ناپیوستگی عمده رسوبی در کرتاسه حوضه مورد مطالعه شناخته شده است که یکی از آنها در والناژینین است که باعث عدم رسوب گذاری و ناپیوستگی رسوبی بین سازند گوتنیا و یا آهک‌های برشی شده معادل گوتنیا و سازند گرو شده است (Motiei, 1993). ناپیوستگی دیگر در آپسین پسین تا آلبین پیشین (Motiei, 1993) دیده می‌شود که در بالای سازند داریان از گرو خامی مشاهده شده است. در نتیجه عمیق بودن حوضه گرو این ناپیوستگی در بخش‌های عمیق‌تر حوضه لرستان دیده نشده است (Motiei, 1993). از طرفی دیگر همچنانکه اشاره شد بر طبق این مطالعات رخساره‌ای سکوی کربناته نوع رمپ سازند گرو به سمت بخش‌های جنوبی حوضه کم ژرفاتر شده و به صورت تداخل بین انگشتی با سازندهای گروه بنگستان (سروک و ایلام) قرار دارد (Motiei, 1993). اگرچه باید به این نکته توجه داشت که منشاء کلسی‌توریدایت‌ها می‌تواند از سازندهای مجاور یا معادل که در بخش‌های کم ژرفاتر سکوی کربناته باشد. بهرحال در این مطالعه بر اساس بررسی نتایج حاصل از مقاطع نازک نشان می‌دهد که رخساره‌های کلسی‌توریدایت نهشته شده در بخش میانی سازند گرو فاقد هر گونه قطعه‌ای از سازندهای گروه بنگستان (سروک و



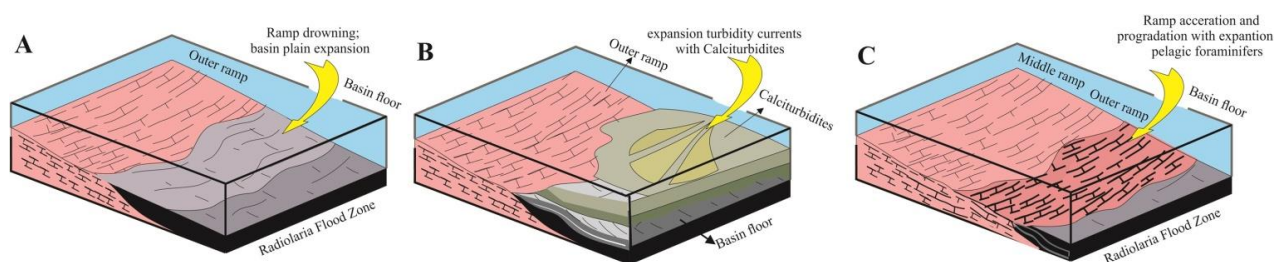
شکل ۱۱- تشکیل حوضه‌های دریایی عمیق در طول کرتاسه شامل حوضه گرو و حوضه‌های درون قاره‌ای باب و کژدمی (van Buchem et al., 2010).

Fig. 11. Development of the deep marine basins in Cretaceous include Garu and intracontinental Bab and Kajdomi Basins (van Buchem et al., 2010).



شکل ۱۲- مدل رسوبی حوضه گرو با گسترش رخساره‌های توربیدیتی به سمت جنوب حوضه گرو در تناوب با رسوبات کم ژرفا تر سروک در بخش‌های شلف. به سمت بخش‌های شمالی و مرکز لرستان همراه با کاهش کلسی توربیدیت‌ها ژرفا حوضه افزایش می‌یابد.

Fig. 12. Depositional model of the Garu Basin indicated by development of the turbiditic acies in the southern part of the Garu Basin alternated with shallow sediments of Sarvak Fm. in the shelf part of the Basin. To the northern and central part of the Lorestan with increase in water depth, calciturbidites decrease.

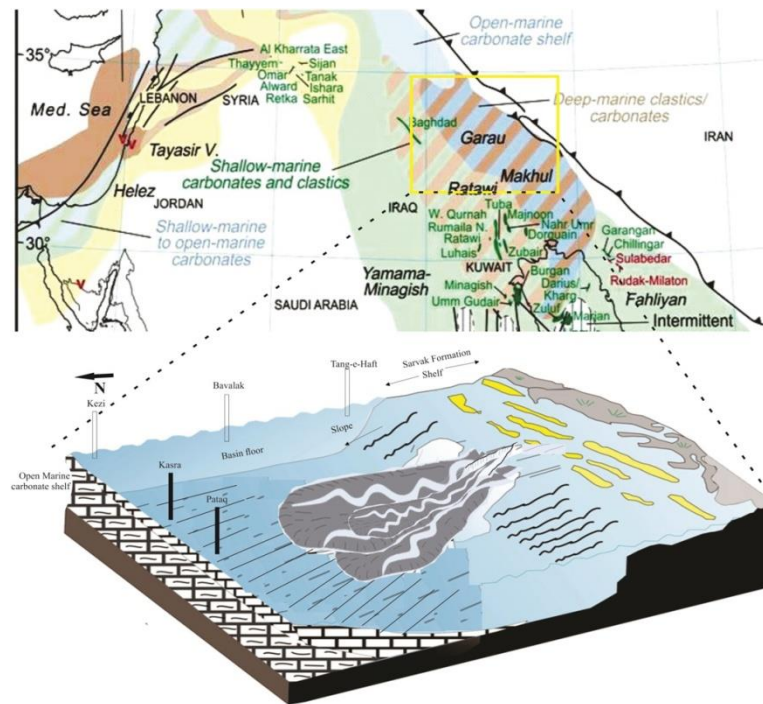


شکل ۱۳- مراحل تکامل حوضه رسوبی سازند گرو در نواحی مورد مطالعه. (a) بخش قاعده‌ای سازند گرو با بیشینه ژرفا منطبق بر بخش‌های کف حوضه با گسترش بالای رادیولاریت‌ها، (b) بخش میانی سازند گرو با کاهش ژرفا و افزایش جریان‌های توربیدیتی، شامل تناوبی از نهشته‌های کلسی-توربیدیت با نهشته‌های پلاژیک و همی‌پلاژیک و همی‌پلاژیک با فراوانی بالایی از روزن‌داران شناور در تناوب با رادیولاریت‌ها در بخش‌های کف حوضه.

Fig. 13. Evolution of the Garu Basin in the studied area. (a) The lower part of the Garu Fm. with maximum depth includes basin floor with high extenet of radiolarians, (b) the middle part of the Garu Fm. indicated with decrease in water depth and increase in turbidity currents include alternation of the calciturbidites and plagic/hemipleptic sediments and (c) the upper part of the Garu Fm. indicated by development of the plagic and hemipleptic sediments with abundant planktonic formas, which are alternated with basin floor radiolarian sediments.

پلاژیک و همی‌پلاژیک بیشتر نمود پیدا می‌کند (شکل ۱۴). در برش‌های بخش شمالی بویژه برش باولک عمده رخساره‌های تشکیل دهنده این برش رخساره‌های بخش‌های عمیق تر رمپ همچون شیل‌ها و مارن‌ها با مادستون است که بر افزایش ژرفا حوضه رسوبی و کاهش نقش جریان‌های توربیدیتی دلالت دارد. این واحد زیادی می‌تواند در ارتباط با شکل حوضه گرو باشد که

انطباق رخساره‌های شناسایی شده نشان می‌دهد که به سمت برش‌های کزی و باولک نقش جریان‌های توربیدیتی کاهش یافته و غالباً رسوب‌گذاری پلاژیک و همی‌پلاژیک در بخش‌های خارجی رمپ با جریان‌های کانتورایت به‌طور محدود غالب است اما به سمت جنوب حوضه در برش تنگه هفت نقش جریان‌های توربیدیتی در ته‌نشینی رخساره‌ها و تناوب آنها با رسوب‌گذاری



شکل ۱۴- انطباق حوضه‌ای سازند گرو در ناحیه مورد مطالعه. حوضه از دو سمت شمال و جنوب بوسیله کربنات‌های دریایی کم ژرفا محدود شده است.

Fig. 14. Basinal correlation of the Garu Fm. in the studied area. The Garu Basin demarcated in the northern and southern parts by shallow marine carbonates.

هر دو برش دیده می‌شود. چنانکه بخش بالایی سازند گرو در هر دو برش تنگه هفت و بولک شامل گسترش نهشته‌های پلاژیک و همی‌پلاژیک بخش خارجی رمپ با فراوانی بالایی از روزن‌داران شناور در تناوب با رادیولاریت‌ها در بخش‌های کف حوضه تشکیل شده است (شکل ۱۴).

در شمال و شمال خاور عراق نهشته‌های گروه Qamchuqa معادل سازند گرو در ایران در نظر گرفته می‌شود (Jassim and Alsharhan and Goff, 2006). بر اساس الشهران و نارین (Narin, 2003) سازندی بعنوان سازند گرو در عراق عمدتاً در نواحی کم‌ژرفا شلف ناپایدار شمال خاور عراق ته نشین شده است و بطور غالب حاوی نهشته‌های دریایی کم‌ژرفا در مجاورت با سپر عربی است. این روند مخالف روند دریایی عمیق/احیایی شناخته شده برای سازند گرو در حوضه گرو از خاور و شمال باختر ایران است. سازند گرو در عراق بطور غالب در کرتاسه پیشین دیده می‌شود و عمدتاً از سنگ‌های آهکی الییتی و باوکلاستی بخش داخلی رمپ تشکیل شده است (Alsharhan and Narin, 2003). بر اساس مطالعات جاسم و گاف (Jassim and Goff, 2006)، کافتی شدن بخش جنوبی تتیس جوان در

در طول این زمان بخش‌های جنوبی آن به صورت بالا آمده در مجاورت با سازندهای گروه بنگستان (سروک و ایلام) بوده است و ایجاد دامنه‌های پرشیب در نتیجه این بالا آمدگی باعث غالب بودن جریان‌ات توربیدیتی می‌شود اما به سمت برش‌های همچون بولک به دلیل افزایش ژرفا حوضه و قرارگرفتن در بخش مرکزی حوضه گرو، جریان‌ات توربیداتی قدرت رسیدن به این محدوده را ندارند همچنانکه در بررسی رخساره این برش و همچنین برش کزی عمدتاً با رسوب‌گذاری پلاژیک و همی-پلاژیک در بخش‌های خارجی رمپ و جریان‌ات کانتورایت همراه است. متاسفانه بخش بالایی سازند گرو فقط در دو برش تنگه هفت و بولک بطور کامل برداشت شده است و در دیگر برش‌ها این بخش از سازند گرو رخنمون نداشته یا دسترسی به آن امکان‌پذیر نبوده است. با این وجود انطباق دو برش تنگه‌هفت و بولک نشان می‌دهد که بخش بالایی سازند گرو شرایط رسوبگذاری در رمپ خارجی را دارا بوده است و عمدتاً در طول این دو برش شرایط یکنواختی را نشان می‌دهد، چنانکه بیشترین ستبرای توالی رسوبی این بخش مربوط به قسمت‌های عمیق و دریایی باز است که در رمپ خارجی نهشته شده‌اند در

ابتدای کرتاسه پیشین تا تورونین منجر به حرکت صفحه عربی به سمت شمال باختر و ایجاد حاشیه قاره‌ای غیر فعال در بخش شمال خاوری صفحه عربی می‌شود. غالب نهشته‌های تشکیل شده در شمال خاور صفحه عربی (شامل شمال و شمال خاور عراق) بوسیله نهشته‌های دریایی کم ژرفا کربناته در امتداد حاشیه قاره‌ای غیرفعال بخش جنوبی تتیس جوان اشغال می‌شود. در کل به سمت بخش‌های جنوبی و باختر عراق توالی‌های معادل سازند گرو شامل نهشته‌های دریایی کم ژرفا درون قاره شامل سازندهای Ratawi و Yamama، Sulaiy می‌باشد. از سازندهای درون قاره‌ای کم ژرفا به سمت شمال خاور عراق و نواحی مجاور آن در ایران این نهشته‌ها تبدیل به توالی‌های دریایی عمیق (outer shelf and basinal) سازندهای Sarmorad و Balambo (کرتاسه زیرین- میانی) می‌شوند. همچنانکه از این انطباق مشخص است حوضه گرو در بخش لرستان به سمت شمال عراق گسترش داشته و تغییرات چندانی از لحاظ ژرفا و رخساره‌های تشکیل دهنده (در سازندهای Sarmorad و Balambo) نشان نمی‌دهند (Jassim and Goff, 2006). بهرحال به سمت بخش‌های جنوبی عراق، کویت و اردن معادل دریایی عمیق سازند گرو یا بالامبو در لرستان و شمال خاور عراق به سازندهای کم ژرفا مخلوط کربناته-تخریبی تبدیل می‌شود.

۷- نتیجه گیری

بررسی رخساره‌ای و شرایط پالئوآکولوژیکی نهشته‌های سازند گرو (بریا سین-آلبین) در زیرپهنه لرستان، پهنه چین خورده-رانده و زاگرس مرتفع حاکی از وجود ۱۰ رخساره است که در سه مجموعه رخساره ای شامل کف حوضه، مخروط‌های توربیدایتی کف حوضه و بخش خارجی رمپ در یک پلتفرم کربناته از نوع رمپ با انتهای پرشیب ته‌نشین شده اند. مجموعه رخساره ای کف حوضه از مجموعه های ضخیم مادستون-مارن/شیل آهکی متشکل از مقادیر فراوان فرامینیفرهای پلانکتونیک، رادیولاریا، مواد آلی و پیریت های خوشه‌ای نشان دهنده دوره های طولانی مدت کاهش شدید در نرخ رسوب-گذاری، شرایط کم انرژی و کم اکسیژن تا بی‌هوازی است. مجموعه مخروط کف حوضه از کلسی توربیدایت های ضخیم تا نازک متشکل از سیکل های ناقص بوما (Tab, Tce, Tde) و رخساره های پکستون تا مادستون و وکستون تا مادستون حاوی رادیولاریا و فرامینیفرهای پلانکتونیک مخلوط با پوسته‌های

اکینودرم، دوکفه‌ای و فرامینیفرهای کفزی با درجه خردشدگی بالا نشان دهنده تشکیل این مجموعه رخساره‌ای تحت تاثیر جریان‌های توربیدایتی در بخش های دور از منشا و ته نشینی نهایی این مجموعه در کف حوضه است. مجموعه رمپ خارجی متشکل از سنگ آهک‌های نازک تا ضخیم‌لایه تیره حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک، رادیولاریا، خرده‌های اکینودرم، دوکفه‌ای و ماکروفسیل‌های آمونیت سالم همراه با مواد آلی و پیریت‌های خوشه‌ای بیانگر ته نشینی این مجموعه در یک شرایط آرام و کم انرژی و کم اکسیژن تا احیایی در زیر حد اثر امواج طوفانی است. کلسی توربیدایت عمدتاً در نتیجه پیشروی به سمت شمال حاشیه‌های جنوبی حوضه لرستان در بخش انتهایی شیب‌دار این پلتفرم مشاهده می‌شوند در حالیکه نهشته-های بخش ژرف حوضه شامل توالی‌های رسوبی کف حوضه با گسترش جانبی بالا در بخش مرکزی حوضه لرستان حاصل جریان‌های پلاژیک و همی‌پلاژیک است. تاریخچه رسوبگذاری حوضه رسوبی سازند گرو را با توجه به شرایط پالئوآکولوژیکی می‌توان به سه بخش تقسیم نمود: ۱) مرحله اول رسوب گذاری رمپ پرشیب سازند گرو نشان‌دهنده مغروق شدگی رمپ با گسترش نهشته‌های کف حوضه از زون تجمع رادیولاریتی (RFZ) در نتیجه شرایط بی‌هوازی تا کم‌اکسیژن و کم انرژی با میزان تولید بالای مواد آلی است. این زون منطبق بر بخش پایینی سازند گرو با سن بریازین-ابتدای آلبین است. ۲) مرحله ۲ این سازند نشان‌دهنده افزایش فعالیت‌های توربیدایتی در بخش‌های کف حوضه است. در این مرحله نهشته‌های کف حوضه بوسیله نهشته‌های توربیدایتی با توالی‌های بی‌هوازی در قاعده پوشیده می‌شوند. توالی‌های بی‌هوازی بخش قاعده‌ای مرحله دو سازند گرو منطبق بر فراوانی Leupoldina و حوادث بی‌هوازی دریایی (OAE1a) است. بخش میانی سازندگرو در نتیجه وجود شواهدی از لایه‌های با شکل مسطح، قاعده فرسایشی، سطح بالایی تدریجی، توالی ساختارهای رسوبی (توالی بوما) و ترکیب، بعنوان نهشته‌های توربیدایتی پلاژیک در بخش‌های کف حوضه تفسیر می‌شود که در تناوب با نهشته‌های پلاژیک و همی‌پلاژیک است. پایین آمدن سطح آب دریا احتمالاً فاکتور مهمی در ایجاد جریان‌های توربیدایتی در حوضه گرو در بخش میانی بوده است. ۳) مرحله ۳ این سازند همراه با تجدید دوباره کارخانه کربنات و گسترش سیستم رسوبی کربناته همراه

با افزایش وزن داران پلانکتونیک است. احتمالاً گسترش نهشته-
های مرحله سوم در نتیجه بالا آمدن سطح آب دریا موجب از
بین رفتن سیستم‌های توربیدایتی و منشأ آنها همراه با مغروق
شدن کلسی توربیدایت‌های گسترش یافته در مرحله دوم می-
شود.

مراجع

- Aguilera-Franco, N., Hernández Romano, U., 2004. Cenomanian-Turonian facies succession in the Guerrero-Morelos Basin, Southern Mexico. *Sedimentary Geology* 170(3-4), 135-162. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.06.005>.
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Sciences* 307, 1064-1095. <https://doi.org/10.2475/09.2007.02>.
- Alsharhan, A.S., Narin, A.E.M., 2003. *Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle East*. Amsterdam, Neetherlands, Elsevier Science B. V., P. 843.
- Asadi Mehmandosti, E., Daneshian, J., Mohammad Panah, M.F., 2019. Depositional-diagenetic and geochemical characteristics of the Ilam Formation in northwest of Abdanan, Kabir Kuh. *Journal of Stratigraphy and Sedimentary Reasearches* 35, 77-104. <https://doi.org/10.22108/jssr.2019.118968.1117>.
- Baumgartner, P., 2013. Mesozoic radiolarites-accumulation as a function of sea surface fertility on Tethyan margins and in ocean basins. *Sedimentology* 60, 292-318. <https://doi.org/10.1111/sed.12022>.
- Bayet-Goll, A., Daraei, M., Mousavi Taher, S., Etemad-Saeed, N., Neto de Carvalho, C., Zandkarimi, K., Monaco, P., Zohdi, A., Rabbani, J., 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* 551, 109754. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109754>.
- Bayet-Goll, A., Shirezadeh Esfahani, F., Daraei, M., Monaco, P., Sharafi, M., Akbari Moham, 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* 107, 2233-2267. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1597-7>.
- Burchette, T.P., Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology* 79, 3-35. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90003-A](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90003-A).
- Caron, M., 1985. Cretaceous planktonic foraminifera. In: Bolli, I.M., Saunders, J.B., Perch Nielsen, K., (Eds.), *Plankton stratigraphy*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 17-87.
- Coccioni, R., Silva, I.P., Marsili, A., Verga, D., 2007. First radiation of Cretaceous planktonic foraminifera with radially elongate chambers at Angles (Southeastern France) and biostratigraphic implications. *Rev Micropaleontol* 50, 215-224. <https://doi.org/10.1016/j.revmic.2007.06.005>.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. In: Ham, W.E., (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks—a symposium: Tulsa, (OK)*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, pp. 108-121.
- Ehrenberg, S., Aqrabi, A., Nadeau, P., 2008. An overview of reservoir quality in producing Cretaceous strata of the Middle East. *Petroleum Geosciences* 14, 307-318. <https://doi.org/10.1144/1354-079308-783>.
- Ezampahan, Y., Sadeghi, A., Adabi, M.H., Jamali, A.M., 2012. Biostratigraphy of the Garau Formation in Naft well subsurface stratigraphic section, South Kermanshah. *Journal of Stratigraphy and Sedimentary Reasearches* 2, 69-82. <https://doi.org/20.1001.1.20087888.1391.28.2.4.9>.
- Ezampahan, Y., Sadeghi, A., Jamali, A.M., Adabi, M.H., 2013. Biostratigraphy of the Garau Formation (Berriasian? – Lower Cenomanian) in central part of Lurestan zone, northwest of Zagros, Iran. *Cretaceous Research* 46, 101-113. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2013.06.007>.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies analysis of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application*. Springer, Berlin Heidelberg NewYork. P. 967.
- Heldet, M., Bachmann, M., Lehmann, J., 2008. Microfacies, biostratigraphy, and geochemistry of the hemipelagic Barremian-Aptian in north-central Tunisia: Influence of the OAE 1a on the southern Tethys margin, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 261, 246-260. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.01.013>.

- Heydari, E., 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran". *Tectonophysics* 451, 56-70. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.046>.
- Ielpi, A., Cornamusini, G., 2013. An outer ramp to basin plain transect: Interacting pelagic and calciturbidite deposition in the Eocene-Oligocene of the Tuscan Domain, Adria Microplate (Italy). *Sedimentary Geology* 294, 83-94. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.05.010>.
- Jamalian, M., Adabi, M.H., Moussavi, M.R., Sadeghi, A., 2012. Geochemistry and petrography of Garau Formation with Neocomian-Aptian age in type section (Kabir Kuh, Ilam province). *Journal of Stratigraphy and Sedimentary Researches* 27, 1-26. <https://doi.org/20.1001.1.20087888.1390.27.2.1.9>.
- James, G.A., Wynd, J.G., 1965. Nomenclature of Iranian Oil Agreement Area. *AAPG Bulletin* 49, 2182-2245. <https://doi.org/10.1306/A663388A-16C0-11D7-8645000102C1865D>.
- Jassim, S.Z., Goff, J.C., 2006. *Geology of Iraq*, first edition: Brno, Czech Republic, Prague and Moravian Museum, pp. 71-83.
- Khodaei, N., Rezaee, P., Honarmand, J., Abdollahi-Fard, I., 2020. Microfacies analysis, sedimentary environment and sequence stratigraphy of the Ilam Formation (Coniacian? - Santonian) in the northwestern part of the Abadan Plain. *Journal of Stratigraphy and Sedimentary Researches* 36, 109-134. <https://doi.org/10.22108/jssr.2020.120331.1131>.
- Kidder, D.L., Worsley, T.R., 2010. Phanerozoic Large Igneous Provinces (LIPs), Heatt (Haline Euxinic Acidic Thermal Transgression) episodes, and mass extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 295, 162-191. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.05.036>.
- Mehrabi, H., Noori, H., Sobhani, J., 2020. Controls of depositional facies and diagenetic alterations on reservoir quality of the Fahliyan Formation in the Central Zagros area. *Journal of Stratigraphy and Sedimentary Researches* 36, 75-104. <https://doi.org/10.22108/jssr.2020.121584.1150>.
- Moosavizadeh, M.A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Kavooosi, M.A., 2013. Early Aptian oceanic anoxic event (OAE 1a) in Northeastern Arabian Plate setting: an example from Dariyan Formation in Zagros fold-trust belt, SE Iran. *Arabian Journal Geosciences* 7, 4745-4756. <https://doi/10.1007/s12517-013-1025-z>.
- Moosavizadeh, M.A., Zand-Moghadam, H., Rahiminejad, A.H., 2020. Palaeoenvironmental reconstruction and sequence stratigraphy of the Lower Cretaceous deposits in the Zagros belt, SW Iran. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 72 (2), 1-32. <https://doi/10.18268/BSGM2020v72n2a060919>.
- Motiei, H., 1993. *Treatise of geology of Iran 1. Stratigraphy of Zagros*. Iran Geological Survey 536 pp.
- Navidtalab, A., Rahimpour-Bonab, H., Nazari, A., Sarfi, M., 2013. Challenges in deep basin sequence stratigraphy: A case study from the Early-Middle Cretaceous of SW Zagros. *Facies* 60, 195-215. <https://doi/10.1007/s10347-013-0377-x>.
- Palma, R.M., Bressan, G.S., Kietzmann, D.A., Riccardi, D.A., Martín-Chivelet, J., López-Gómez, J., 2014. Palaeoenvironmental significance of middle Oxfordian deep marine deposits from La Manga Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Iberian Geology* 40(3), 507-520. https://doi/10.5209/rev_JIGE.2014.v40.n3.43804.
- Pomar, L., Morsilli, M., Hallock, P., Bádenas, B., 2012. Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record. *Earth-Sciences Review* 111, 56-81. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.12.005>.
- Premoli Silva, I., Verga, D., 2004. *Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera*. In: Verga, D., Rettori, R., (Eds.), *International School on Planktonic Foraminifera*, Universities of Perugia & Milano, Tipografia Pontefelcino, Perugia, P. 283.
- Rodriguez-Tovar, F., Hernández-Molina, J., 2018. Ichnological analysis of contourites: Past, present and future. *Earth-Science Reviews* 182, 28-41. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.05.008>.
- Rodriguez-Tovar, F., Hernández-Molina, F.J., Hüneke, H., Llave, E., Stow, D., 2019. Contourite facies model: Improving contourite characterization based on the ichnological analysis. *Sedimentary Geology* 384, 60-69. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.03.010>.
- Röhl, H.-J., Schmid-Röhl, A., Oschmann, W., Frimmel, A., Schwark, L., 2001. The Posidonia Shale (Lower Toarcian) of SW-Germany: an oxygen-depleted ecosystem controlled by sea level and palaeoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 165, 27-52. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00152-8](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00152-8).

- Sarfi, M., Ghasemi-Nejad, E., Mahanipour, A., Yazdi-Moghadam, M., Sharifi, M., 2014. Integrated biostratigraphy and geochemistry of the lower Cretaceous Radiolarian Flood Zone of the base of the Garau Formation, northwest of Zagros Mountains, Iran, *Arabian Journal of Geoscience* 8, 7245–7255. <https://doi.org/10.1007/s12517-014-1712-4>.
- Sharafi, M., Biranvand, B., Zeinalzadeh, A., Bayet-Goll, A., Moradpour, A., Kohansal, P., 2021. Sedimentary facies and depositional environment of the Aitamir Formation in the Gorgan Plain: A wave-dominated shoreface model. *Journal of Stratigraphy and Sedimentary Researches* 37, 51-76. <https://doi.org/10.22108/jssr.2021.25354>.
- Sharafi, M., Longhitano, S.G., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., and Mosaddegh, H., 2016. Sedimentology of a transgressive mixed-energy (wave/tide-dominated) estuary, Upper Devonian Geirud Formation (Alborz Basin, northern Iran). *Sedimentology* 48, 261-292.
- Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-Haramia, R., Mosaddegh, H., Gharaie, M.H.M., 2014. Trace fossils analysis of fluvial to open marine transitional sediments: Example from the Upper Devonian (Geirud Formation), Central Alborz, Iran. *Palaeoworld* 23, 50–68. <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2013.10.004>.
- Sharafi, M., Moradpour, M., Biranvand, B., Kohansal, P., Abdollahi, E., Taati, F., Mohajer, H., 2019. Depositional environment and sequence stratigraphy of a deep sea fan system (Paleocene), Northern Alborz (Suchelma area). *Applied Sedimentology* 7, 20-34. <https://doi.org/10.22084/PSJ.2019.2953>
- Sharland, P.R., Archer R., Casey D.M., Davis, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D., Simmons M.D., 2001. Arabian plate sequence stratigraphy. *GeoArabia Special Publication* 2, Gulf PetroLink, Bahrain, P. 371.
- van Buchem, F.S.P., Baghbani, D., Bulot, L.G., Caron, M., Gaumet, F., Hosseini, A., Keyvani, F., Schroeder, R., Swennen, R., Vedrenne, V., Vincent, B., 2010. Barremian-Lower Albian sequence stratigraphy of southwest Iran (Gadvan, Dariyan, and Kazhdumi Formations) and its comparison with Oman, Qatar and the United Arab Emirates. In: van Buchem, F.S.P., Al-Husseini, M.I., Maurer, F., Droste, H.J. (Eds), *Barremian–Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the eastern Arabian Plate*, 2. *GeoArabia Special Publications* 4, pp. 503–548.
- Wilson, V.P., 1975. *Carbonate Facies in geologic history*. Springer-Verlag, P. 471.
- Wonders, A.A., 1980. Middle and Late Cretaceous planktonic foraminifera of the Western Mediterranean area. *Utrecht, Micropaleontologie. Bulletin*, 24, 1-158.
- Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian oil consritium agreement area. IOOC Report, 1082. (unpublished).
- Ziegler, M.A., 2001. Late Permian to Holocene palofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia* 6, 445-504. <https://doi.org/10.2113/geoarabia0603445>.