



<http://ui.ac.ir/en>

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
Vol. 34, Issue 1, No. 70, Spring 2018
pp. 1-4
Received: 22.10.2017 Accepted: 12.03.2018

Evolution of sedimentary environment and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in Aleshtar area (north of Lorestan)

Elham Asadollahi

Msc. Student, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Afshin Zohdi

Assistant Professor, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Ali Rahmani

Ph.D. in Stratigraphy and Paleontology, National Iranian Oil Company, Tehran, Iran

Majid Mirzaie Ataabadi*

Assistant Professor, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

**Corresponding author email: majid.mirzaie@znu.ac.ir*

Introduction:

The Sarvak Formation is mainly composed of limestone and is one of the most important rock reservoirs in the Zagros sedimentary basin. This formation has been studied extensively in many parts of the Zagros; however the information about various aspects of this formation in northern Lorestan is limited. Due to the discovery of a pycnodont fish tooth plate from Aleshtar area, and because of scarce data on Cretaceous deposits in this region, we conducted this research.

Material & Methods:

In order to study the age, sedimentary environment and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation, field and microscopic studies of 100 thin sections from an outcrop near Aleshtar (north of Lorestan) has been carried out.

Discussion of Results & Conclusions:

The Sarvak Formation in the studied section is Cenomanian in age and is 835 meters thick. It is bounded by Garu and Surgah formations at the base and top respectively. It is mainly composed of thick, medium, and thin bedded limestone rich in chert nodules, bioturbation and rudists. The studied outcrops can be subdivided into four units litho-stratigraphically. The first unit is 200 meters of thick, grey limestone with benthic foraminifera and echinoids. Second unit is 320 meters of mainly grey, medium bedded limestone with reddish intercalation of shale, containing benthic foraminifera, rudist debris and bioturbation. 180 meters of thick bedded, grey limestone with rudist and other bivalve debris forms the third unit. The last litho-stratigraphic unit consists of 135 meters of medium to thin bedded, grey limestone with interlayers of dolomitic limestone and rudist/bivalve debris and bioturbation. Benthic foraminifera are less abundant here.

Our study led to the identification of 12 microfacies and 3 facies-belts, which belong to tidal flat, lagoon, and open marine environments. These microfacies are differentiated

based on abundance and diversity of skeletal and non skeletal remains and rock texture. These facies, ordered from shallower to deeper environments, include: bioclastic stromatolite wackestone to bindstone, and pisoid rudstone in tidal-flat facies belt; bioclast peloid intraclast grainstone, bioclast green algae wackestone to packstone, peloid ooid grainstone to packstone, bioclast echinoderm benthic foraminifera wackestone, rudist benthic foraminifera wackestone, orbitolina miliolid wackestone to packstone, bioclast miliolid wackestone, and benthic foraminifera rudist floatstone to rudstone in lagoon facies belt; and rudist floatstone to rudstone, and bioclast oligosteginid wackestone within open marine facies belt.

According to type and gradual changes of microfacies in lower parts of the Sarvak Formation, and compared to abrupt changes of microfacies and presence of extensive rudists in the upper parts of this formation, lower and upper parts of the Sarvak Formation are deposited in two different sedimentary environments. Presence of micrite in most of microfacies, formation of sedimentary textures such as wackestone to packstone and absence of traceable reefs on the ground, shows that the carbonate sediments of the Sarvak Formation in the lower parts in the studied section were deposited in a ramp carbonate platform. Widespread distribution of rudists in the field, abundance of oligosteginids, and abrupt changes of microfacies along the section; like alteration of pisoid and stromatolite facies to oligosteginids in a short interval,

indicates that the upper parts of the studied section were deposited in a carbonate shelf.

Three third-order depositional sequences were determined based on the deepening and shallowing trend of facies. The transgressive systems tract consists mainly of microfacies belonging to the lagoon and open marine sedimentary environments, which contain the benthic foraminifera, echinoids and oligosteginids. The highstand systems tract consists mainly of microfacies belonging to the lagoon with green algae and the benthic foraminifera, and also to the microfacies belonging to the tidal flat, which contain stromatolite and pisoid. The maximum progression level in sediment sequences 1 and 2 was determined by microfacies rich in echinoid and rudist debris. In sedimentary sequence 3 it is identified with oligosteginid rich microfacies.

Keywords: Sedimentary environment, Sequence stratigraphy, Sarvak Formation, Aleshtar, Lorestan, Zagros

References

- Aghanabati A. 2004. Geology of Iran, Geological Survey of Iran, Tehran, 586 p.
- Aguilera-Franco N. and Hernandez-Romano U. 2004. Cenomanian-Turonian facies succession in the Guerrero-Morelos Basin, Southern Mexico. *Sedimentary Geology*, 170(3): 135-162.
- Ahmadi Hydari A. Vaziri Moghadam H. Seyrafian A. and Taheri A. 2016. Biostratigraphy and sequence Stratigraphy of Sarvak Formation in Fahliyan anticline (south Yasuj), Iranian Journal of Petroleum Geology, 11: 22-42.
- Aleshtar Geology map, No. 20809 W (1:100000 scale). National Iranian Oil Company
- Alavi M. 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran. new data and interpretation. *Tectonophysics*, 229: 211-238.
- Asadi Mehmandosti E. Adabi M. H. and Woods A. D. 2013. Microfacies and geochemistry of the Middle Cretaceous Sarvak Formation in Zagros Basin, Izeh Zone, SW Iran. *Sedimentary Geology Journal*, 293: 9-20.
- Assadi A. Honarmand J. Moallemi S.A. and Abdollahie-Fard I. 2016. Depositional environments and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in an oil field in the Abadan Plain, SW Iran. *Facies*, 62 (4): DOI 10.1007/s10347-016-0477-5.
- Assadi A. Honarmand J. Rahmani A. and Reisi A. R. 2015. Identification and interpretation of sedimentary and diageneses facies from logs, a case study of Sarvak reservoir in one of big oil fields of southwest Iran, *Applied Sedimentology* 6:103-119.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate Rocks According to Depositional Texture. In: classification of carbonate Rocks. Ed. by E. Hom. *Mem. Journal of American Association Petroleum Geology*. 1: 121-188.
- Daneshian J. Moallemi S. and Yunesi K. 2013. Microfacies of Sarvak Formation in Tang-e-Chenar Bashi, Lorestan basin: toward introducing a sedimentary model for the deep sequences. *Earth Science Research*, 13: 101-111
- Embry A. F. and Klovan J. E. 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730 - 781.
- Emery D. and Myers K.J. 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, 297 p.
- Flügel E. 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*, Second Edition, Springer, Heidelberg, 984 p.
- Geel T. 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits. Empirical models based on microfacies analysis of paleogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Ghabeishavi A. Vaziri-Moghaddam H. Taheri, A. and Taati F. 2010. Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan anticline, SW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37: 275-285.
- Ghaedi Rahmat A. Arefi Fard S. Vakil Baghmisheh F. and Gholami zadeh P. 2013. Biostratigraphy and biozonation of Sarvak Formation in NW Khoramabad. *Proceedings of 17th Geological Society of Iran meeting*, p. 17-25.
- Hottinger L. 1997. Shallow benthonic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 168: 491- 505.
- Haq B.U. Hardenbol J. and Vail P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235: 1156-1166.
- James G.A. and Wynd J.G. 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium, agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49: 2118-2245.
- Khanjani M. Moussavi-Harami S. Rahimpour-Bonab H. And Kamali M. 2014. Sedimentary environment, diagenesis and sequence stratigraphy of upper Sarvak Formation (Mishrif Equivalent) in Siri oil fields. *Geosciences*, 24 (94): 263-274.
- Lasemi Y. Kavooosi M. and Mahmoodi S. 2006. Sedimentary environments and sequence stratigraphy of Sarvak Formtion in Aleshtar section and Khaneh sorkh-1 well, NE Lorestan. *Proceedings of 10th Geological Society of Iran meeting*, p. 1781-1787.
- Lasemi Y. and Kavooosi M. 2005. Sequence stratigraphy of Sarvak Formtion in SE Lorestan and north of Izeh zone and their application in hydrocarbon exploration. *Proceedings of 9th Geological Society of Iran meeting*, p. 598-602.
- Lasemi Y. and Jalilian A. 1997. Carbonate microfacies and sedimentary environment of the Sarvak Formation in Khuzestan and Lorestan regions. *Geosciences*, 25-26: 48-59.
- Motiei H. 1993. *Geology of Iran (Stratigraphy of Zagros)*. Geological Survey of Iran, Tehran, 536 p.
- Mehrabi H. Rahimpour-Bonab H. Omidvar M. and Haji Mashhadi H. 2012. Sedimentary environments, diagenesis and sequence stratigraphy of Sarvak Formation in Ab Teymour oil field, west of Dezful embayment. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 47: 25-50.
- Mahmoudi Renani E. and Taheri A. 2011. Microfacies and sequence stratigraphy of Sarvak Formation in north east of Gachsaran (Tange – Gorgodar). *Sedimentary Facies*, 4 (2): 188-198

- Mirzaie Ataabadi M. Asadollahi E. Zohdi A. and Rahmani A. 2017. A pycnodont (Neopterygi) tooth plate from the Cretaceous deposits of Aleshtar area (Lorestan). Proceeding of the 11th meeting of Paleontological Society of Iran, 9-13
- Posamentier H.W. Jervey M.T. and Vail P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. In: Wilgus C.K. Hastings B.S. Kendall C.G.St.C. Posamentier H.W. Ross C.A. Van Wagoner J.C. (Eds.), Sea Level Changes-An Integrated Approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication 42: 110-124.
- Rahimi Nezhad A. Vaziri Moghadam H. and Seyrafian A. 2006. Biostratigraphy and Microfacies of Sarvak Formation in Gachsaran oil field (Well No. 55), Isfahan University Research Bulletin, 21:87-103.
- Razin P. Taati F. and Van Buchem F. S. P. 2010. Sequence stratigraphy of Cenomanian-Turonian carbonate platform margins (Sarvak Formation) in the High Zagros, SW Iran: an outcrop reference model for the Arabian Plate. In: van Buchem F.S.P., Gerdes K.D. Esteban M. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic carbonate systems of the Mediterranean and the Middle East: Stratigraphic and diagenetic reference models. Geological Society, London, Special Publication, 329: 1-7.
- Safdari Adimi H. Vaziri Moghadam H. and Seyrafian, A. 2010. Sequence stratigraphy and Microfacies of Sarvak Formation southwest of Firouzabad, Sedimentary Facies, 3(1):48-60.
- Shahverdi N. Rahimpour-Bonab H. and Kamali M. 2014. Sedimentary environment, diagenesis and reservoir quality of upper Sarvak Formation in Siri Esfand oil field. Journal of Petroleum Research, 84: 99-114.
- Taheri A. and Soradeghi H. 2011. Microfacies and Sequence stratigraphy of Sarvak Formation, SW Borujen. Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 42: 27- 40.
- Vaziri moghadam H. and Safari A. 2003. Facies and Sedimentary environments of Sarvak Formation in Semirom area. Research Bulletin of Isfahan University, 18: 59-74.

تکامل محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی سازند سروک در منطقه الشتر (شمال لرستان)

الهام اسداللهی، دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، ایران

افشین زهدی، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، ایران

علی رحمانی، دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران

مجید میرزایی عطاآبادی، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، ایران*

چکیده

سازند سروک یکی از سنگ مخزن‌های مهم حوضه رسوبی زاگرس است که عمدتاً از سنگ آهک تشکیل شده است. مطالعه‌های صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی ۱۰۰ مقطع نازک به شناسایی ۱۲ ریزرخساره در ۳ کمربند رخساره‌ای متعلق به پهنه جزرومدی، لاگون و دریای باز منجر شدند. ریزرخساره‌های معرفی شده و تغییرات تدریجی ریزرخساره‌ها در بخش‌های پایینی سازند سروک در مقایسه با تغییرات ناگهانی ریزرخساره‌ها و حضور گسترده رودیست‌ها در بخش‌های بالایی توالی نشان می‌دهند بخش‌های پایینی و بالایی سازند سروک در دو محیط رسوبی متفاوت رسوب‌گذاری کرده‌اند. رسوب‌گذاری سازند سروک در بخش‌های پایینی در پلت‌فرم کربناته از نوع رمپ و در بخش‌های بالایی آن در شلف کربناته انجام شده است. سه سکانس رسوبی رده سوم بر اساس روند عمیق‌شدن و کم‌عمق‌شدگی ریزرخساره‌ها مشخص شدند. دسته رخساره‌های پیش‌رونده عمدتاً از ریزرخساره‌های متعلق به محیط رسوبی لاگون و دریای باز حاوی فرامینفرهای بتتیک، اکیونوئید و الیگوستژنید تشکیل شده است. دسته رخساره‌های پس‌رونده عمدتاً از ریزرخساره‌های متعلق به محیط لاگونی غنی از جلبک سبز و فرامینفرهای بتتیک و همچنین ریزرخساره‌های متعلق به پهنه‌های جزرومدی غنی از استروماتولیت و پیزوئید تشکیل شده است. سطح بیشترین پیش‌روی در سکانس‌های رسوبی ۱ و ۲ با ریزرخساره‌های غنی از اکیونوئید و خرده رودیست و در سکانس رسوبی ۳ با ریزرخساره‌های غنی از الیگوستژنید مشخص شد.

واژه‌های کلیدی: محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکانشی، سازند سروک، الشتر، لرستان، زاگرس

مقدمه

سازند سروک به سن آلبین-تورونین یکی از سنگ مخزن‌های مهم حوضه رسوبی زاگرس است که عمدتاً از سنگ‌های آهکی سرشار از فسیل تشکیل شده است. سازند یادشده بخشی از گروه بنگستان است که در پلت‌فرم کربناته وسیعی در حاشیه جنوبی نئوتتیس نهشته شده است (Motiei 1993). این سازند در برش نمونه و فارس ساحلی عمدتاً از رخساره‌های کم‌عمق حاوی فسیل‌های رودیست و گاستروپودا و در ناحیه لرستان از رخساره‌های عمیق‌تر دربرگیرنده الیگوستژینا تشکیل شده است (James and Wynd 1965). مرزهای زیرین و بالایی سازند سروک در مناطق مختلف حوضه رسوبی زاگرس متفاوت هستند؛ به‌طوری‌که مرز زیرین این سازند در برش نمونه با سازند کژدمی به شکل پیوسته و تدریجی و مرز بالایی آن با سازند گورپی به شکل ناپیوستگی فرسایشی است و با رسوبات لاتریتی مشخص می‌شود (Motiei 1993). در بخش‌هایی از لرستان که سازند سروک رخنمون دارد، مرزهای زیرین و بالایی آن با سازندهای گرو و سورگاه مشخص می‌شوند. از آنجاکه سازند سروک پس از سنگ آهک آسماری مهم‌ترین سنگ مخزن حوضه زاگرس است، زمین‌شناسان داخلی و خارجی متعددی از دیرباز به زیست‌چینه‌نگاری و شناسایی رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی آن در بخش‌های مختلف حوضه رسوبی زاگرس توجه کرده‌اند. در منطقه لرستان، لاسمی و جلیلیان (Lasemi and Jalilian 1997) محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی سازند سروک در کوه سفید در شمال‌غرب خرم‌آباد را مطالعه کردند. آنها چرخه بزرگ پس‌رونده‌ای برای این ناحیه مشخص کردند و الگوی رسوبی نهشته‌های مطالعه‌شده را پلت‌فرم مجزا (Isolated platform) تشخیص دادند. لاسمی و کاووسی (Lasemi and Kavooosi 2005) چینه‌نگاری سکانشی سازند سروک در بخش جنوب خاوری لرستان را مطالعه و چهار سکانش از کربنات‌های پلت‌فرمی، پلاژیک و دوباره نهشته‌شده به سن سنومانین - تورونین در این ناحیه شناسایی

کردند. لاسمی و همکاران (Lasemi et al. 2006) محیط رسوبی و چینه‌نگاری سازند سروک در شمال‌شرق الشتر (برش کهمان) را بررسی کردند. در مطالعه یادشده، محیط‌های پهنه کشندی، تالاب، سد و دریای باز نیمه‌عمیق/عمیق شناسایی و سه سکانش رسوبی مشخص شدند و سن این رخنمون، سنومانین در نظر گرفته شد. دانشیان و همکاران (Daneshian et al. 2013) ریزرخساره‌های سازند سروک در تنگ چنارباشی حوضه لرستان (جنوب‌شرق ایلام) را مطالعه و الگوی رسوبی برای توالی‌های عمیق آن ارائه کردند. بیواستراتیگرافی سازند سروک در برشی در شمال‌غرب خرم‌آباد بررسی و چهار بیوزون برای نهشته‌های آلبین بالایی - سنومانین این ناحیه ارائه شد (Ghaedi Rahmat et al. 2013). مطالعه‌های انجام‌شده در تاقدیس بنگستان (Ghabeishavi et al. 2010)، غرب فروافتادگی دزفول (Mehrabi et al. 2012)، زون ایزه (Asadi et al. 2013)، زاگرس مرتفع در منطقه سمیرم (Vaziri Moghadam and Safari 2003, Razin et al. 2010)، منطقه گچساران (Rahiminezhad et al. 2006, Mahmoodi and Taheri 2011)، میدان نفتی سیری (Shahverdi et al. 2014, Khanjani et al. 2014) و میادین نفتی دشت آبادان (Assadi et al. 2016) از جمله مطالعه‌های انجام‌شده درباره زیست‌چینه‌نگاری، محیط رسوبی و سکانش استراتیگرافی سازند سروک در سال‌های اخیر هستند که در نواحی دیگر زاگرس انجام شده‌اند. به‌تازگی و در پی کشف قطعه‌هایی از ماهیان استخوانی در نهشته‌های کربناته الیگوستژینیدار منطقه الشتر لرستان (Mirzaie Ataabadi et al. 2017)، انجام بررسی‌های بیشتر درباره محیط رسوبی و چینه‌نگاری این نهشته‌ها در شمال منطقه الشتر ضروری شده است؛ از این‌رو، مقطع جدیدی از رسوبات سازند سروک در این ناحیه در گرکان علیا (دره آش) مطالعه و بررسی شد. برش الشتر در ۷ کیلومتری شمال شهر الشتر و با مختصات جغرافیایی $33^{\circ} 55' 14''$ N و $48^{\circ} 14'$ E "38" انتخاب و چینه‌شناسی، رخساره و محیط رسوبی آن به‌دقت مطالعه شد (شکل ۱).

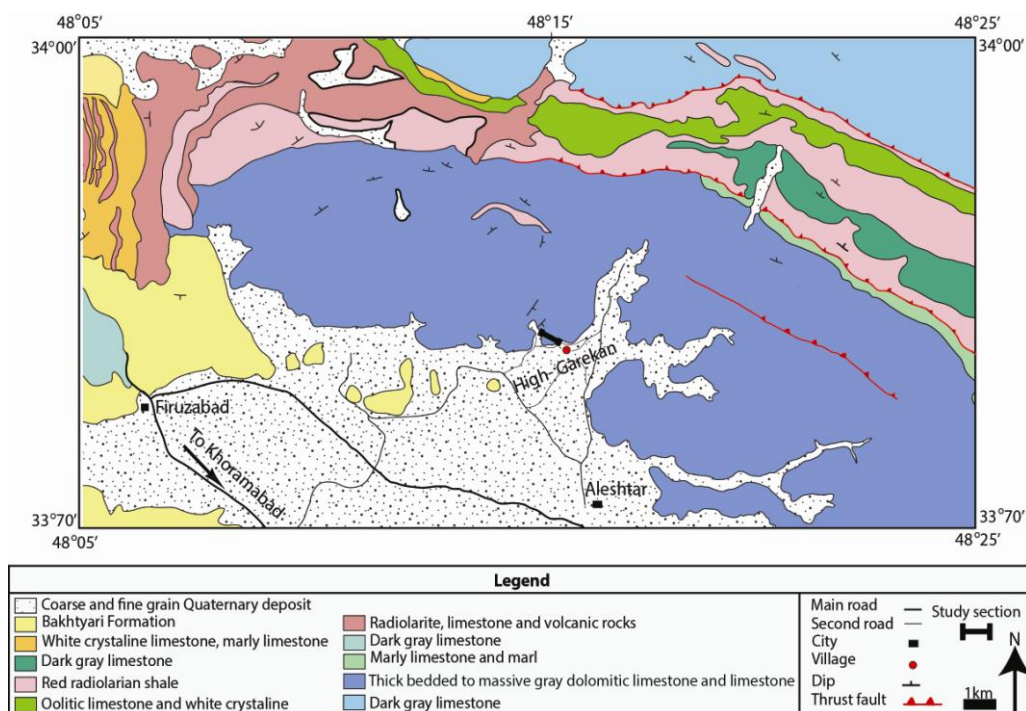


شکل ۱- منطقه مطالعه شده و راه‌های دسترسی به آن

روش مطالعه

درصد آلومک‌ها و زمینه سنگ به دقت مطالعه رسوب‌شناسی شدند. نام‌گذاری سنگ بر اساس رده‌بندی‌های متداول سنگ‌های کربناته نظیر تقسیم‌بندی دانه‌ام (Dunham 1962) و امبری وکلوان (Embry and Klovan 1971) انجام شد. ریزرخساره‌های تعیین شده نیز با ریزرخساره‌های استاندارد فلوگل (Flügel 2010) مطابقت داده شدند. در مطالعه حاضر، سکانس‌های رسوبی (Depositional sequence) سازند سروک بر اساس روش حق و همکاران (Haq et al. 1987) و پوسامنتیر و همکاران (Posamentier et al. 1988) مشخص و تفکیک شدند.

به منظور مطالعه ریزرخساره‌ها و شرایط حاکم بر رسوب‌گذاری سازند سروک در شمال لرستان، رخنمون چینه‌شناسی مناسبی در شمال ناحیه لرستان و نزدیکی شهر الشتر با استفاده از نقشه زمین‌شناسی چهارگوش شهر الشتر ۱:۱۰۰۰۰۰ و پس از انجام مطالعه‌های صحرایی مقدماتی انتخاب شد (شکل ۲). در مطالعه‌های صحرایی به ضخامت لایه‌ها، مرز بین لایه‌ها، ساختمان رسوبی و محتوای فیسیلی توجه و تعداد ۱۲۰ نمونه برداشت شد. تعداد ۱۰۰ مقطع نازک میکروسکوپی از نمونه‌های برداشت شده تهیه و برای تعیین



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعه شده (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ الشتر شرکت ملی نفت ایران)

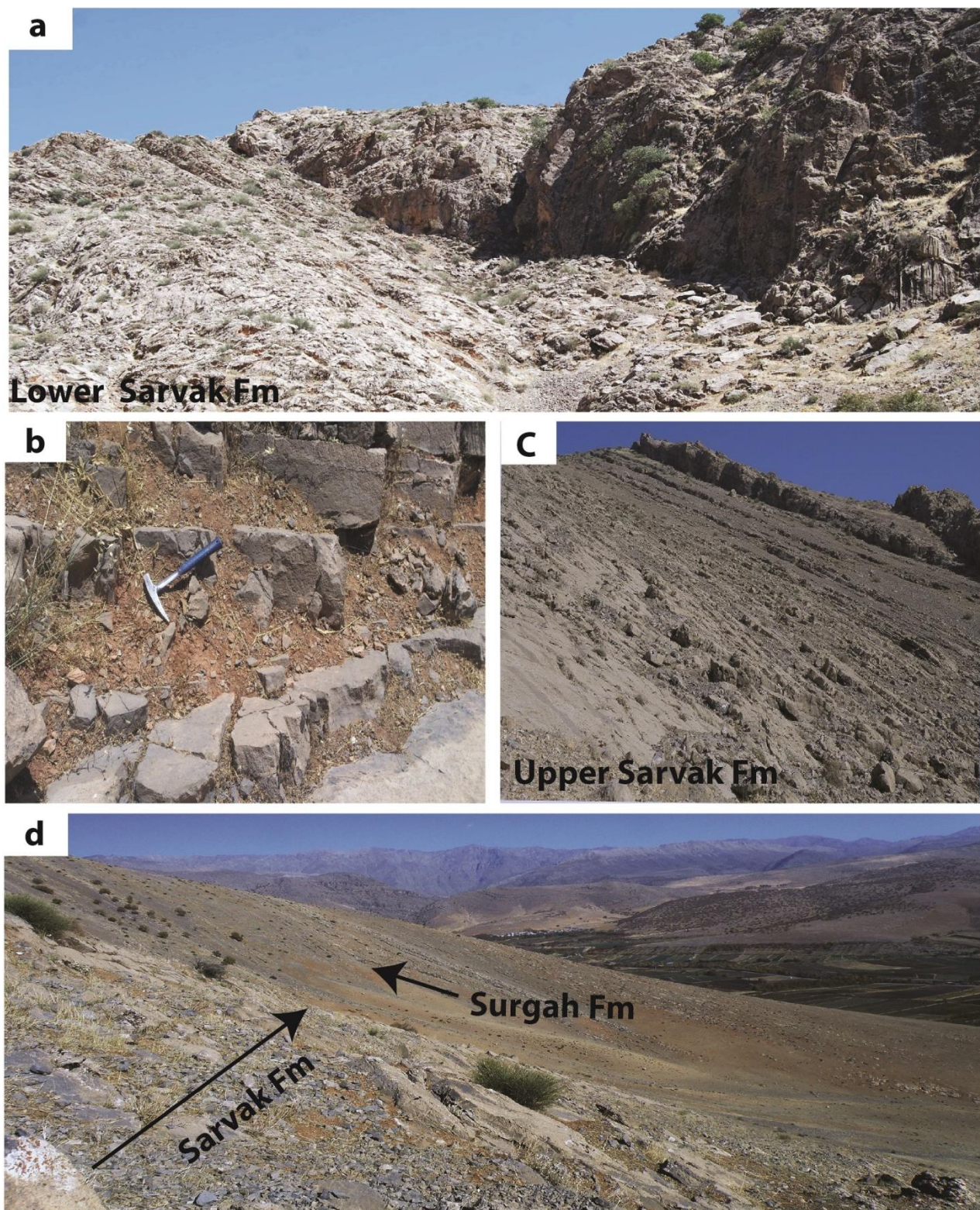
زمین‌شناسی و چینه‌شناسی منطقه مطالعه‌شده

رشته‌کوه زاگرس در بخش میانی کمربند کوه‌زایی آلپ-هیمالیا قرار گرفته است و با ۱۸۰۰ کیلومتر طول و امتداد شمال‌غربی- جنوب‌شرقی از کوه‌های تاروس (Taurus) در شمال‌شرق ترکیه تا تنگه هرمز در ایران گسترش دارد (Alavi 1994). حوضه رسوبی زاگرس از شمال‌شرق به جنوب‌غرب شامل سه بخش اصلی زاگرس مرتفع، زاگرس چین‌خورده و دشت خوزستان است (Aghanabati 2004). زاگرس مرتفع در بخش شمال‌شرقی رشته‌کوه‌های زاگرس و به شکل دیواره‌ای بلند اما با پهنای نسبتاً کم (حداکثر ۸۰ کیلومتر) از شمال‌غرب به جنوب‌شرق کشیده شده است. زاگرس چین‌خورده در بخش غربی و جنوبی رشته‌کوه زاگرس با طولی حدود ۱۳۷۵ کیلومتر و عرضی بین ۱۲۰ تا ۲۵۰ کیلومتر گسترش دارد. دشت خوزستان از نظر ساختمانی بسیار ساده است و تنها چین‌خوردگی بسیار ملایمی با روند شمالی-جنوبی در آن مشاهده می‌شود که از روند کلی پلت‌فرم عربی تبعیت می‌کند. ناحیه مطالعه‌شده در پژوهش حاضر بخشی از زون زاگرس مرتفع است که در برگیرنده رخنمون‌های گسترده‌ای از سازندهای آهکی متعلق به زمان مزوزوئیک به‌ویژه در بخش‌های شمالی و شمال‌شرقی الشتر است. گسل‌خوردگی‌ها و راندگی‌های متعددی بین رسوبات

زمان مزوزوئیک (عمدتاً گروه بنگستان) و سازندهای جوان‌تر و متعلق به زمان سنوزوئیک مشاهده می‌شوند. رخنمون مطالعه‌شده از سازند سروک ۸۳۵ متر ضخامت دارد و از نظر سنگ‌شناسی عمدتاً از سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه به رنگ خاکستری، متوسط تا نازک‌لایه حاوی ندول‌های چرتی با میان‌لایه‌های شیلی قرمزرنج و آشفستگی زیستی تشکیل شده است (شکل ۳). رخنمون سازند سروک از قاعده به سمت رأس به چهار واحد تقسیم می‌شود که عبارتند از:

واحد ۱: ۲۰۰ متر سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه به رنگ خاکستری و حاوی فرامینفرهای بتتیک و خارپوست؛
واحد ۲: ۳۲۰ متر سنگ آهک‌های عمدتاً متوسط‌لایه به رنگ خاکستری با میان‌لایه‌های شیلی قرمزرنج حاوی فرامینفرهای بتتیک و خرده‌های رودیست به همراه آشفستگی زیستی؛

واحد ۳: ۱۸۰ متر سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه به رنگ خاکستری حاوی رودیست و خرده‌های دوکفه‌ای؛
واحد ۴: ۱۳۵ متر سنگ آهک‌های متوسط تا نازک‌لایه به رنگ خاکستری با بین‌لایه‌هایی از سنگ آهک دولومیتی حاوی خرده‌های رودیست و دوکفه‌ای به همراه فرامینفرهای بتتیک به میزان کمتر؛ آشفستگی زیستی در این واحد مشاهده می‌شود.



شکل ۳- a. نمایی کلی از بخش‌های زیرین سازند سروک در برش الشتر (شمال لرستان)، b. آهک‌هایی با میان‌لایه‌های شیلی قرمز رنگ در برش الشتر (شمال لرستان)، c. نمایی کلی از بخش‌های بالایی سازند سروک در برش الشتر (شمال لرستان)، d. مرز سازند سروک و سورگاه در منطقه مطالعه‌شده

تجزیه و تحلیل ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی

مطالعه‌های صحرایی و بررسی میکروسکوپی مقاطع نازک سازند سروک در رخنمون مطالعه‌شده به شناسایی ۱۲ ریزرخساره منجر شدند. این ریزرخساره‌ها در ۳ کمربند رخصاره‌ای متعلق به پهنه جزرومدی (Tidal flat)، لاگون (Lagoon) و دریای باز (Open marine) تشکیل شده‌اند. تفکیک ریزرخساره‌ها بر اساس فراوانی و تنوع اجزای اسکلتی، غیراسکلتی و بافت سنگ است. این رخصاره‌ها به ترتیب از بخش‌های کم‌عمق‌تر به مناطق عمیق‌تر به شرح زیر هستند:

کمربند رخصاره‌ای پهنه جزرومدی (Tidal-flat facies belt):

۲ ریزرخساره شناسایی شده در این کمربند رخصاره‌ای عمدتاً از استروماتولیت و پیزوئید تشکیل شده‌اند.

T1- وکستون تا بایندستون حاوی استروماتولیت و بایوکلست (Bioclastic stromatolite wackestone to bindstone)

این ریزرخساره به بخش‌های بالایی سازند سروک تعلق دارد و در حدفاصل ضخامت ۵۴۰ تا ۷۶۰ متری تشکیل شده است. سنگ‌شناسی غالب آن سنگ آهک‌های ضخیم تا متوسط‌الایه به رنگ خاکستری است. استروماتولیت‌ها با فراوانی حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد، بیشترین اجزای تشکیل‌دهنده این ریزرخساره و خرده‌های دوکفه‌ای، استراکود و فرامینیفراهای بتتیک با پوسته بدون منفذ (شامل Chrysalidina و Miliolids) با فراوانی حدود ۱۰ درصد از اجزای فرعی هستند. پیزوئید با فراوانی حدود ۵ درصد از اجزای غیراسکلتی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره است. بخش بزرگ مقاطع میکروسکوپی مربوط به این ریزرخساره با بافت بایندستونی مربوط به لایه‌های تیره و روشن استروماتولیت مشخص می‌شود، اگرچه ذره‌های اسکلتی و غیراسکلتی شناور در زمینه‌ای از میکرایت در قالب

بافت وکستونی در بخش‌هایی از مقاطع نازک میکروسکوپی قرار گرفته‌اند (شکل ۴a). فرایندهای دولومیتی شدن به میزان ناچیز و همچنین رگه‌های کلسیتی از پدیده‌های دیاژنتیکی مشاهده‌شده در این ریزرخساره هستند. این ریزرخساره معادل رخصاره SMF 20 فلوگل (Flugel 2010) است. نظیر چنین ریزرخساره‌ای را (Taheri and Soradeghi 2011) برای نهشته‌های کربناته سازند سروک در جنوب غرب بروجن شناسایی و معرفی کرده‌اند.

T2- رودستون حاوی پیزوئید (Pisoid rudstone)

این ریزرخساره تنها در ضخامت ۷۰۸ متری سنگ آهک‌های متوسط‌الایه سازند سروک تشخیص داده شده است. پیزوئید با فراوانی حدود ۲۰ درصد از اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره است که اندازه آن بیش از ۲ میلی‌متر و بافت آن به دلیل درشت‌بودن، پیزوئید رودستون در نظر گرفته می‌شود. فرامینیفراهای بتتیک، استراکود، خرده‌های دوکفه‌ای با فراوانی حدود ۱۰ درصد از اجزای فرعی این ریزرخساره هستند. پلوئید با فراوانی حدود ۶ درصد از اجزای غیراسکلتی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره محسوب می‌شود (شکل ۴b). این ریزرخساره معادل رخصاره SMF 26 فلوگل (Flugel 2010) است.

کمربند رخصاره‌ای لاگون (Lagoon facies belt):

در این کمربند رخصاره‌ای، ۸ ریزرخساره در سازند سروک شناسایی شده‌اند که عمدتاً از دانه‌های غیراسکلتی، انواع فرامینیفراهای بتتیک، جلبک سبز و خرده‌های رودیست تشکیل شده‌اند.

L1- گرینستون حاوی اینتراکلست، پلوئید و بایوکلست (Bioclast peloid interaclast grainstone)

این ریزرخساره در بخش‌های پایینی سازند سروک و در حدفاصل ضخامت ۴۰ تا ۱۸۰ متری سنگ آهک‌های ضخیم‌الایه شناسایی شده است. اینتراکلست با فراوانی حدود

در این ریزرخساره هستند. پیریتی‌شدن و حضور کانی‌های فسفات‌ها در برخی مقاطع مربوط به این ریزرخساره مشاهده می‌شود. این ریزرخساره معادل رخساره SMF 18 فلوگل (Flugel 2010) است. مشابه این ریزرخساره از سازند سروک در جنوب غرب فیروزآباد (Safdari Adimi et al. 2010) و میدان نفتی آب تیمور (Mehrabi et al. 2012) گزارش شده است.

L3- گرینستون تا پکستون حاوی اووئید و پلوئید (Peloid ooid grainstone to packstone)

این ریزرخساره در سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه به رنگ خاکستری و در ضخامت ۱۹۰ متری سازند سروک شناسایی شده است. اووئید با فراوانی ۲۸ درصد و پلوئید با فراوانی ۸ درصد مهم‌ترین اجزای غیراسکلتی این ریزرخساره و آنکوئید و اینتراکلت با فراوانی حدود ۱۰ درصد از دیگر اجزای غیراسکلتی هستند. فرامینفرهای بتتیک و استراکود با فراوانی حدود ۵ درصد از اجزای اسکلتی این ریزرخساره هستند. بافت از گرینستون تا پکستون متغیر و در محیط‌های انرژی متوسط، پکستون است و در محیط‌های پرانرژی‌تر به گرینستون تغییر می‌یابد (شکل ۴e). استیلولیت، تنها پدیده دیاژنتیکی شناسایی شده در این ریزرخساره است. این ریزرخساره معادل رخساره SMF 15 R فلوگل (Flugel 2010) است.

L4- وکستون حاوی فرامینفر بتتیک، اکینوئید و بایوکلت (Bioclast echinoderm benthic foraminifera (wackestone)

این ریزرخساره در سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه خاکستری‌رنگ از قاعده تا ضخامت ۱۷۰ متری سازند سروک شناسایی شده است. فرامینفرهای بتتیک (Iraqia, Textularids و Valvulinids) با فراوانی حدود ۱۵ درصد و خرده‌های اکینوئید با فراوانی حدود ۷ درصد که در زمینه‌ای از میکرایت قرار گرفته‌اند اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره هستند. از اجزای فرعی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره،

۱۵ تا ۱۸ درصد، پلوئید با فراوانی حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد، دانه‌های اسکلتی شامل فرامینفرهای بتتیک (Trocholina, Textularids و Miliolids) با فراوانی ۸ درصد و جلبک سبز با فراوانی ۷ درصد بیشترین اجزای تشکیل‌دهنده این ریزرخساره هستند. خرده‌های اکینوئید، استراکود و الیگوسترنید با فراوانی حدود ۱۰ درصد از اجزای فرعی هستند. اووئید و اگرگات‌ها با فراوانی حدود ۸ درصد از اجزای غیراسکلتی این ریزرخساره هستند که در زمینه‌ای از سیمان اسپاری روشن و در برخی مقاطع در زمینه میکرایتی مشاهده می‌شوند (شکل ۴c). استیلولیتی‌شدن از پدیده‌های دیاژنتیکی موجود در این ریزرخساره است. در برخی موارد، کانی پیریت به میزان ناچیز در این ریزرخساره مشاهده می‌شود. این ریزرخساره معادل رخساره SMF 16 Non-Laminated فلوگل (Flugel 2010) است. مشابه این ریزرخساره از سازند سروک در جنوب غرب فیروزآباد (Safdari Adimi et al. 2010) و ناحیه خوزستان (Ghabeishavi et al. 2010) گزارش شده است.

L2- وکستون تا پکستون حاوی جلبک سبز و بایوکلت (Bioclast green algae wackestone to packstone)

این ریزرخساره در بخش‌های میانی توالی مطالعه‌شده و حدفاصل ضخامت ۱۳۰ تا ۴۵۰ متری سازند سروک شناسایی شده است. جلبک سبز با فراوانی حدود ۲۰ درصد و فرامینفرهای بتتیک (شامل Chysalidina, Valvulinids و Textularids) با فراوانی حدود ۱۰ درصد مهم‌ترین اجزای تشکیل‌دهنده این ریزرخساره هستند. خرده‌های اکینوئید و دوکفه‌ای و نیز سوزن‌های اسفنج در مجموع به میزان ۱۵ درصد از دیگر اجزای این ریزرخساره هستند. بافت این ریزرخساره از وکستون تا پکستون متغیر است و در محیط‌های با انرژی کم، وکستون (غالب‌بودن گل) است و در محیط‌های با انرژی متوسط به پکستون تغییر می‌یابد و در زمینه‌ای از میکرایت جای گرفته است (شکل ۴d). استیلولیت و دولومیتی‌شدن ثانویه از پدیده‌های دیاژنتیکی و ثانویه موجود

خرده‌های دوکفه‌ای، بریوزوآ، الیگوستژنید و جلبک سبز با فراوانی حدود ۱۲ درصد هستند. پلویید با فراوانی حدود ۸ درصد از اجزای غیراسکلتی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره است. این ریزرخساره در برخی مقاطع نازک میکروسکوپی تا حدود ۵۵ درصد از فرایند دولومیتی شدن متأثر شده است (شکل ۴f). پدیده‌های پیریتی شدن و فسفاتی شدن به میزان محدود از دیگر فرایندهای مشاهده شده در این ریزرخساره هستند. این ریزرخساره معادل رخساره 9 SMF فلوگل (Flügel 2010) است.

L5- وکستون حاوی فرامینیفر بتیک و رودیست (Rudist benthic foraminifera wackestone)

این ریزرخساره در حفاصل ضخامت ۳۹۰ تا ۵۶۰ متری سازند سروک و در سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه به رنگ خاکستری شناسایی شده است. فرامینیفرهای بتیک با فراوانی حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد (شامل Orbitolina, Alveolinids, Miliolids, Textularids, Chrysalidina و Nezzazata) و خرده‌های رودیست با فراوانی حدود ۱۰ درصد اجزای اصلی این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. خرده‌های اکینویید، خرده‌های دوکفه‌ای و سوزن اسفنج با فراوانی حدود ۱۲ درصد از مهم‌ترین اجزای فرعی هستند. پلویید با فراوانی حدود ۶ درصد از اجزای غیراسکلتی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره است که در زمینه‌ای از میکرایت قرار گرفته است (شکل ۴g). گفتنی است فراوانی رودیست و اجزای فرعی در این ریزرخساره، متغیر و مقدار آنها در برخی مقاطع کاهش یافته است. استیلولیتی شدن و دولومیتی شدن از پدیده‌های دیاژنتیکی موجود در این ریزرخساره هستند. این ریزرخساره معادل رخساره 9 SMF فلوگل (Flügel 2010) است.

L6- وکستون تا پکستون حاوی میلیولید و اریتولین (Orbitolina miliolid wackestone to packstone)

این ریزرخساره در سنگ آهک‌های ضخیم تا متوسط‌لایه به رنگ خاکستری در حفاصل ۵۷۰ تا ۷۴۵ متری سازند سروک شناسایی شده است. میلیولید و اریتولین با فراوانی ۲۰ درصد

فراوان‌ترین اجزای اصلی هستند. خرده‌های رودیست، خرده‌های دوکفه‌ای استراکود با فراوانی ۱۲ درصد مهم‌ترین اجزای فرعی این ریزرخساره هستند که در زمینه‌ای از میکرایت قرار گرفته‌اند (شکل ۴h). گفتنی است فراوانی اریتولین و میلیولید در مقاطع بررسی شده این ریزرخساره متغیر است؛ در برخی مقاطع، مقدار اریتولین بر مقدار میلیولید غالب است و در برخی مقاطع، مقدار میلیولید افزایش می‌یابد. فرایند دولومیتی شدن (حدود ۴۰ درصد در برخی مقاطع) ازجمله پدیده‌های دیاژنتیکی موجود در این ریزرخساره است. این ریزرخساره معادل رخساره 9 SMF فلوگل (Flügel 2010) است.

L7- وکستون حاوی میلیولید و بایوکلست (Bioclast miliolid wackestone)

این ریزرخساره به بخش انتهایی سازند سروک تعلق دارد و در ضخامت ۸۰۰ تا ۸۳۵ متری تشخیص داده شده است. سنگ‌شناسی غالب آن سنگ آهک‌های متوسط‌لایه به رنگ خاکستری است. اجزای اصلی این ریزرخساره را میلیولید با فراوانی حدود ۱۸ درصد تشکیل می‌دهد و کلسی‌اسفر، خرده‌های اکینویید و استراکود با فراوانی حدود ۱۲ درصد از اجزای فرعی آن هستند. پلویید با فراوانی ۵ درصد از اجزای غیراسکلتی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره است (شکل ۴i). اجزای یادشده در زمینه‌ای از میکرایت قرار دارند و طی دیاژنز، تبلور مجدد یافته‌اند و اندازه بلورها درشت‌تر شده است. استیلولیتی شدن ازجمله پدیده‌های دیاژنتیکی موجود در ریزرخساره یادشده است. این ریزرخساره معادل رخساره 9 SMF فلوگل (Flügel 2010) است.

L8- فلوئستون تا رودستون حاوی رودیست و فرامینیفر بتیک (Benthic foraminifera rudist floatstone to rudstone)

این ریزرخساره در حفاصل ضخامت ۵۰۰ تا ۶۸۰ متری سازند سروک در سنگ آهک‌های ضخیم تا متوسط‌لایه شناسایی شده است. خرده‌های درشت رودیست با فراوانی ۲۵

سایر اجزای تشکیل‌دهنده این ریزرخساره هستند (شکل ۴k). دولومیتی‌شدن و استیلولیتی‌شدن ازجمله پدیده‌های دیاژنتیکی موجود در ریزرخساره یادشده هستند. این ریزرخساره معادل رخساره 7 SMF فلوگل (Flugel 2010) و مشابه آن در ناحیه خوزستان گزارش شده است (Ghabeishavi et al. 2010).

02- وکستون حاوی الیگوستژنید و بایوکلست (Bioclast oligosteginid wackestone)

این ریزرخساره از ضخامت ۷۱۰ تا ۷۳۰ متری سازند سروک در سنگ آهک‌های متوسط‌لایه به رنگ خاکستری تشخیص داده شده است و عمدتاً از الیگوستژنید با فراوانی ۱۲ درصد و خرده‌های اسکلتی رودیست، اکینوید و استراکود در مجموع به میزان ۱۰ درصد تشکیل شده است که در زمینه‌ای از میکرایت جای گرفته‌اند (شکل ۴n). فرامینفرهای بنتیک و پلانکتون از اجزای فرعی این رخساره هستند که به مقدار کمتر از ۵ درصد دیده می‌شوند. فراوانی الیگوستژنید در برخی مقاطع بررسی‌شده از این ریزرخساره متغیر است. دولومیتی‌شدن از پدیده‌های دیاژنتیکی موجود در این ریزرخساره است. این ریزرخساره معادل رخساره 3 SMF فلوگل (Flugel 2010) و مشابه آن از محیط دریای باز سازند سروک در جنوب‌غرب فیروزآباد گزارش شده است (Safdari Adimi et al. 2010).

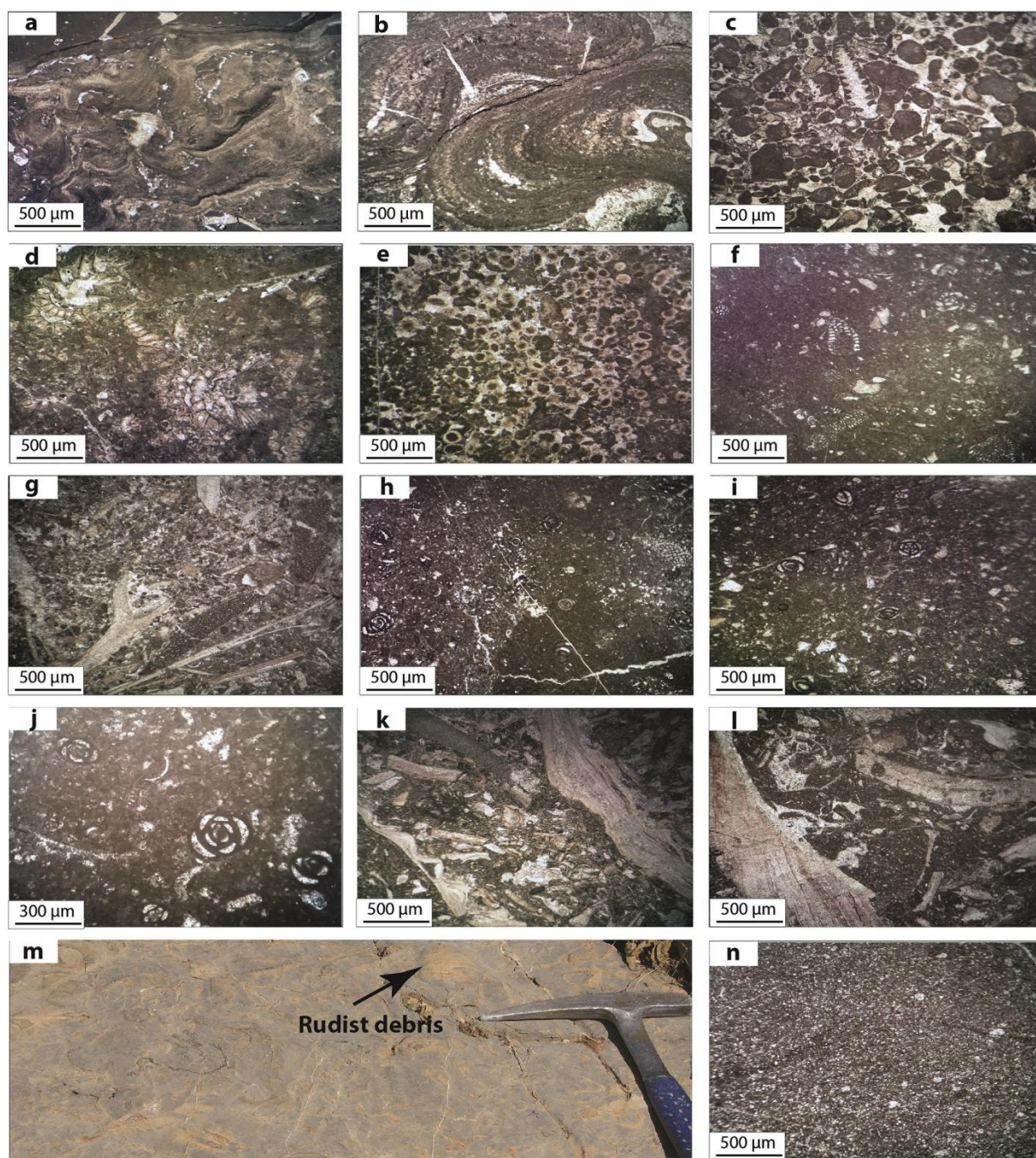
تا ۳۰ درصد و فرامینفرهای بنتیک با فراوانی ۱۰ درصد (شامل Cuneolina و Nezazata, Miliolids, Orbitolina) در زمینه‌ای از میکرایت، اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره هستند (شکل‌های ۴l و ۴m). خرده‌های اکینوید و دوکفه‌ای به همراه براکیوپودها با فراوانی ۱۲ درصد از مهم‌ترین اجزای فرعی همراه هستند. استیلولیتی‌شدن و سیلیسی‌شدن قطعه‌هایی از رودیست‌ها ازجمله پدیده‌های دیاژنتیکی موجود در این ریزرخساره هستند. این ریزرخساره معادل رخساره 9 SMF فلوگل (Flugel 2010) است.

کمربند رخساره‌ای دریای باز (Open marine facies belt)

۲ ریزرخساره شناسایی‌شده در این کمربند رخساره‌ای در سازند سروک عمدتاً از رودیست، الیگوستژنید و به میزان کمتر فرامینفرهای بنتیک تشکیل شده‌اند.

01- فلوتستون تا رودستون حاوی رودیست (Rudist floatstone to rudstone)

این ریزرخساره در ضخامت ۶۵۸ تا ۶۸۸ متری و داخل سنگ آهک‌های متوسط تا نازک‌لایه سازند سروک تشخیص داده شده است. اجزای اصلی این ریزرخساره عمدتاً خرده‌های رودیست با فراوانی حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد هستند که در زمینه‌ای از گل آهکی قرار گرفته‌اند. خرده‌های اکینوید و دوکفه‌ای و همچنین جلبک قرمز با فراوانی حدود ۱۲ درصد

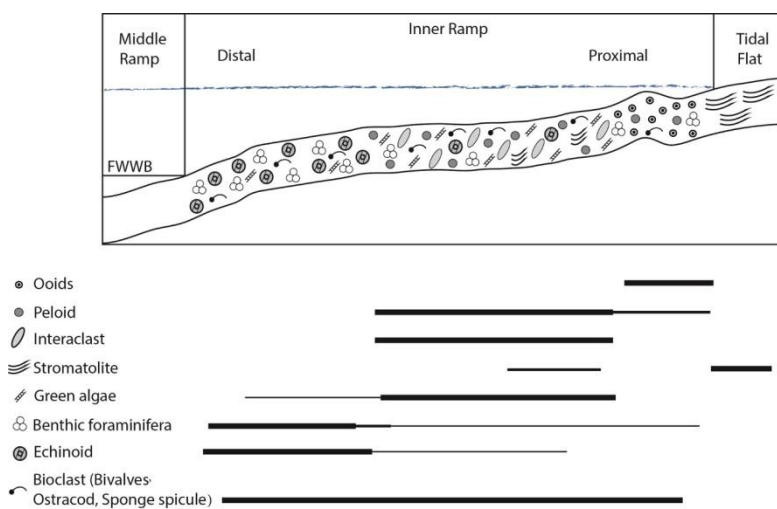


شکل ۴- تصاویر ریزخساره‌های شناسایی‌شده سازند سروک در منطقه الشتر (شمال لرستان). a. وکستون تا بایندستون حاوی استروماتولیت و بایوکلست (شماره نمونه مقطع: AS 250). b. رودستون حاوی پیژوئید (شماره نمونه مقطع: AS 710). c. گرینستون حاوی اینتراکلست، پلویید و بایوکلست (شماره نمونه مقطع: AS 50). d. وکستون تا پکستون حاوی جلبک سبز و بایوکلست (شماره نمونه مقطع: AS 140). e. گرینستون تا پکستون حاوی اووئید و پلویید (شماره نمونه مقطع: AS 190). f. وکستون حاوی فرامینیفر بنتیک، اکتیوئید و بایوکلست (شماره نمونه مقطع: AS 20). g. وکستون حاوی فرامینیفر بنتیک و رودیست (شماره نمونه مقطع: AS 560). h. وکستون تا پکستون حاوی میلیولید و اربیتولین (شماره نمونه مقطع: AS 600). i و j. وکستون حاوی میلیولید و بایوکلست (شماره نمونه مقطع: AS 835). k. فلوتستون تا رودستون حاوی رودیست (شماره نمونه مقطع: AS 665). l. فلوتستون تا رودستون حاوی رودیست و فرامینیفر بنتیک (شماره نمونه مقطع: AS 500). m. عکس روی زمین - رودیست سازند سروک در رخنمون مطالعه‌شده، n. وکستون حاوی الیگوسترنید و بایوکلست (شماره نمونه مقطع: AS 710)

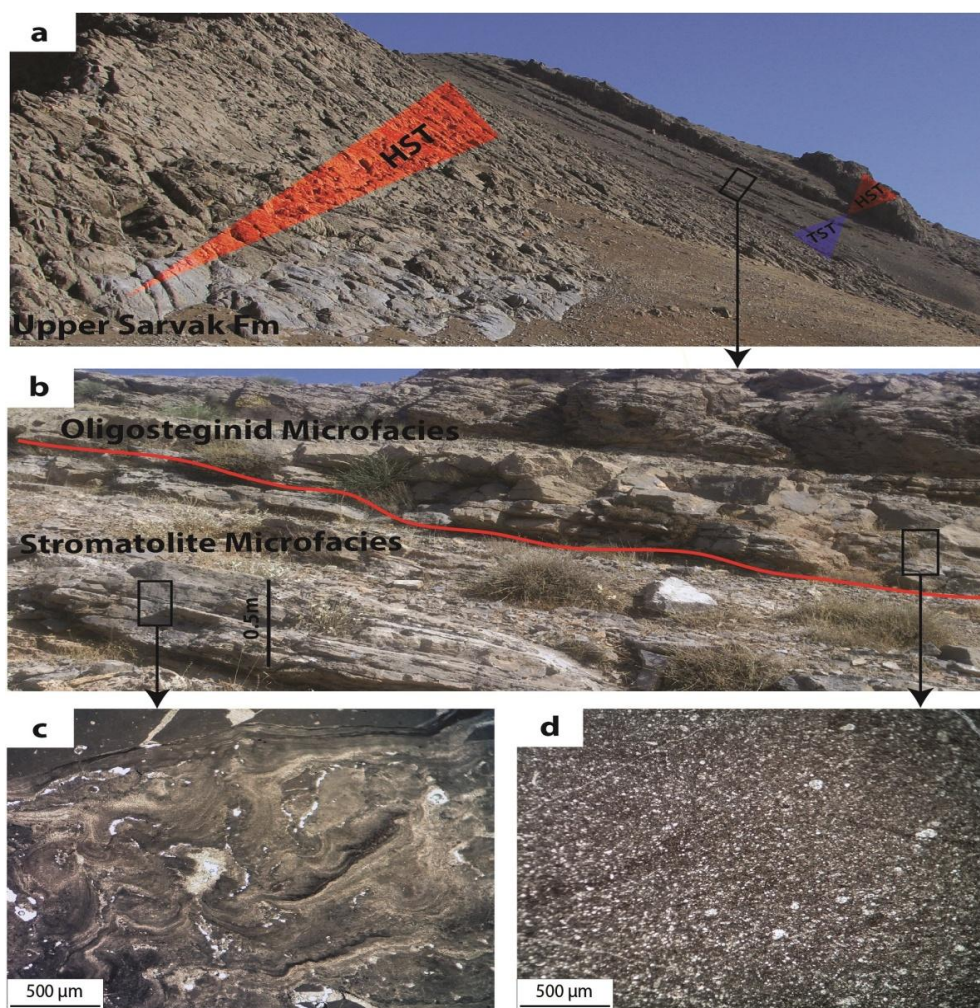
محیط رسوبی

محیط دیرینه‌تشکیل نهشته‌های کربناته سازند سروک در منطقه الشتر را می‌توان با بررسی روند تغییرات ریزرخساره‌ها و توزیع فرامینفرهای بنتیک، الیگوستژنید و استروماتولیت بازسازی کرد؛ به‌طوری‌که حضور الیگوستژنید و فرامینفرهای پلانکتون بیان‌کننده محیط رسوبی عمیق نظیر رمپ یا شلف میانی و خارجی است (Ahmadi Heidari et al. 2016) و حضور استروماتولیت‌ها و پیزوئید از نشانه‌های رسوب‌گذاری در پهنای کم‌عمق و جزرومدی در نظر گرفته می‌شود (Aguilera-Franco and Hernandez-Romano 2004; Taheri and Soradeghi 2011). تغییرات تدریجی ریزرخساره‌ها، وجود میکرایت در بیشتر ریزرخساره‌ها، تشکیل بافت‌های رسوبی از نوع وکستون تا پکستون و فقدان ریف‌های قابل تعقیب در صحرا نشان می‌دهند بخش‌های زیرین سازند سروک در رخنمون مطالعه‌شده روی پلت‌فرمی کربناته از نوع رمپ ته‌نشست شده است؛ نظیر چنین پلت‌فرم کربناته‌ای برای نهشته‌های سازند سروک در میدان نفتی گچساران نیز شناسایی شده است (Rahiminezhad et al. 2006). در الگوی رسوبی بخش‌های پایین سازند سروک دلیلی بر شیب‌داربودن رمپ (رمپ کربناته با انتهای پرشیب) وجود ندارد، زیرا تنها ریزرخساره‌های رمپ داخلی در توالی مطالعه‌شده شناسایی شده‌اند و ریزرخساره‌های رمپ میانی و خارجی و بخش‌های عمیق دریای باز با ویژگی بارز وجود فرامینفرهای پلانکتون مشاهده نشده‌اند (شکل ۵)؛ در این پلت‌فرم کربناته، ریزرخساره‌های متعلق به زیرمحیط رسوبی رمپ داخلی عمدتاً از فرامینفرهای بنتیک با پوسته بدون منفذ، اینتراکست، پلویید و اووئید همراه با سایر اجزای اسکلتی مانند جلبک سبز و اکینوئید تشکیل شده‌اند. در این پلت‌فرم کربناته، حضور رخساره‌های حاوی فرامینفرهای

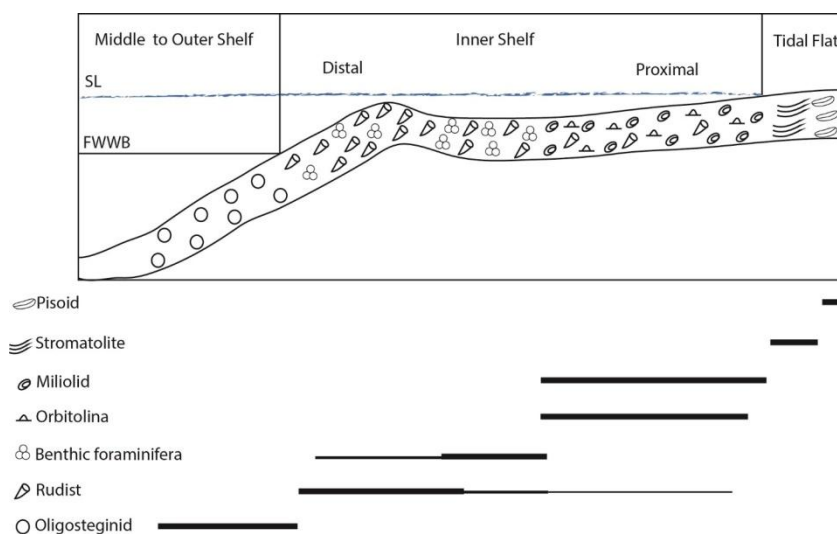
بنتیک با پوسته بدون منفذ و جلبک سبز در زمینه میکرایتی نشان‌دهنده شرایط کم‌انرژی در بخش‌های رمپ داخلی (Hottinger 1997; Geel 2000) و حضور اینتراکست و پلویید با زمینه‌ای از سیمان اسپاریتی نشان‌دهنده محیط پرانرژی و نزدیک به ساحل است. با گذشت زمان و توجه به مجموعه شواهد صحرایی و آزمایشگاهی نظیر حضور گسترده و قابل تعقیب رودیست‌ها در صحرا، فراوانی الیگوستژنید و تغییرات ناگهانی ریزرخساره‌ها در طول توالی نظیر تبدیل‌شدن ریزرخساره‌های پیزوئیدی و استروماتولیت به الیگوستژنید در فاصله بسیار کم (شکل ۶)، نتیجه گرفته می‌شود که احتمالاً بخش‌های بالایی سازند سروک برخلاف بخش‌های پایینی آن در پلت‌فرم کربناته‌ای از نوع شلف رسوب‌گذاری کرده‌اند. این بخش از پلت‌فرم کربناته سازند سروک با توجه به ویژگی‌های رسوب‌شناسی ریزرخساره دربرگیرنده رودیست و گسترش درخور توجه این ریزرخساره طی مطالعه‌های صحرایی و جورشدگی به نسبت خوب ذره‌های تشکیل‌دهنده آن، زیرمحیطی رسوبی متعلق به سدهای بیوکستی معرفی می‌شود که تا حدودی سبب جداشدن بخش‌های کم‌عمق‌تر و لاگونی از محیط‌های دریای باز می‌شود؛ نظیر چنین پلت‌فرم کربناته‌ای برای مخزن سروک در یکی از میداین بزرگ نفتی واقع در دشت آبادان شناسایی شده است (Assadi et al. 2015). الگوی رسوبی در نظر گرفته شده برای سازند سروک در این بخش شامل سه کمر بند رخساره‌ای (پهنه جزرومدی، لاگون و دریای باز) است (شکل ۷). همچنین با توجه به درصد فراوانی ریزرخساره‌های شناسایی شده، احتمالاً ریزرخساره‌های متعلق به زیرمحیط رمپ داخلی و محیط‌های لاگونی غالب‌ترین ریزرخساره‌های رسوبی در کربنات‌های سازند سروک در رخنمون مطالعه‌شده هستند (شکل ۸).



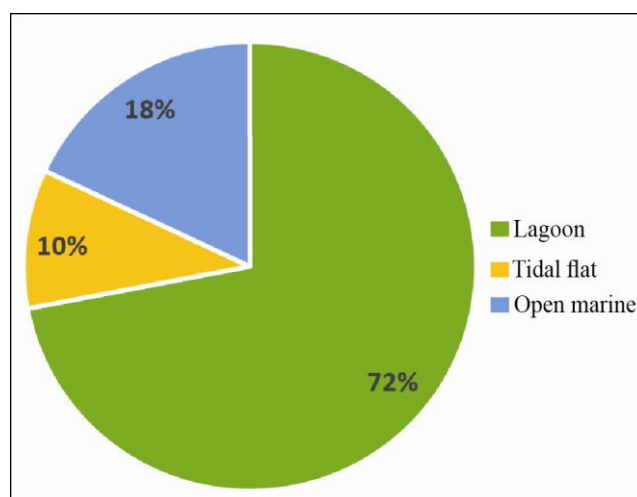
شکل ۵- الگوی رسوبی ارائه شده برای بخش‌های زیرین سازند سروک در منطقه مطالعه شده



شکل ۶- a و b. نمایی کلی از بخش‌های بالایی سازند سروک در برش الشتر (شمال لرستان)، a. بخش HST از سکانس‌های رسوبی دوم و سوم در شکل نمایش داده شده است، c. عکس مقاطع نازک لایه‌های استروماتولیتی، d. الیگوستژینید



شکل ۷- الگوی رسوبی بخش بالایی سازند سروک در منطقه مطالعه‌شده



شکل ۸- نمودار درصد فراوانی ریزرخساره‌های مشاهده‌شده سازند سروک در منطقه الشتر (شمال لرستان)

چینه‌نگاری سکانسی

در علم چین‌نگاری سکانسی، نهشته‌های رسوبی در حوضه رسوبی به سکانس‌هایی رسوبی تقسیم می‌شوند که بین ناپوستگی‌ها یا پیوستگی‌های هم‌ارز آنها قرار دارند. این تفکیک با بررسی تغییرات عمودی ریزرخساره‌ها و شناسایی محیط‌های رسوبی مرتبط با تغییرات نسبی سطح آب دریا انجام می‌شود (Emery and Mayres 1996). در مطالعه‌های لاسمی و همکاران (Lasemi et al. 2006) سن سازند سروک در منطقه الشتر (منطقه مطالعه‌شده در پژوهش حاضر)، سنومانین

در نظر گرفته شده است. در تاق‌دیس بنگستان نیز سن سازند سروک با توجه به محتوای فسیلی ارزشمند آن (نظیر خرده‌های رودیست، انواع مختلف فرامینفرهای بتیک با پوسته بدون منفذ نظیر آلوتولینید، میلیولید، اربیتولین و نزازاتا، فرامینفرهای پلانکتون و الیگوستژنید) به زمان سنومانین نسبت داده شده است (Ghabeishavi et al. 2010). رزین و همکاران (Razin et al. 2010) با انجام مطالعه‌های جامع درباره سازند سروک در منطقه لرستان، سه سکانس رسوبی رده سوم در بخش‌های متعلق به زمان سنومانین این سازند شناسایی کردند.

مطالعه‌های چینه‌نگاری سکانش سازند سروک در منطقه الشتر نیز به شناسایی سه سکانش رسوبی رده سوم منجر شدند. سکانش‌های رسوبی شناسایی‌شده از پایین به بالا عبارتند از:

سکانش رسوبی ۱: ضخامت این سکانش ۲۵۰ متر است

و در بخش‌های قاعده‌ای سازند سروک قرار دارد. طی مطالعه‌های صحرایی مشخص شد این سکانش از سنگ آهک با لایه‌بندی ضخیم تشکیل شده و شامل ۱۸۰ متر دسته رسوبی پیش‌رونده (TST) متشکل از ریزرخساره وکستون حاوی فرامینفر بتیک، اکیونئید و بایوکلست و ریزرخساره گرینستون حاوی ایتراکلست، پلویید و بایوکلست است. دسته رسوبی وابسته به سکون و آغاز پس‌روی (HST) در این سکانش با ضخامت ۷۰ متر از ریزرخساره‌های وکستون تا پکستون حاوی جلبک سبز و بایوکلست و ریزرخساره‌های گرینستون تا پکستون حاوی اوئید و پلویید تشکیل شده است که معرف سکون و آغاز پس‌روی آب دریا است. سطح بیشترین پیش‌روی آب دریا (MFS) با ریزرخساره وکستون حاوی فرامینفر بتیک، اکیونئید و بایوکلست مشخص می‌شود. مرز بالایی این سکانش از نوع یک است و در ریزرخساره وکستون تا بایندستون حاوی استروماتولیت و بایوکلست قرار دارد (شکل ۹).

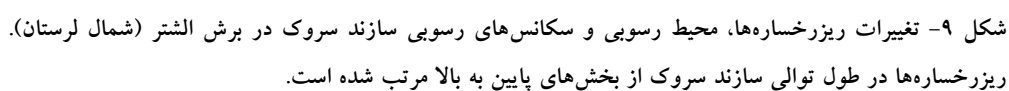
سکانش رسوبی ۲: این سکانش رسوبی با ۴۵۰ متر

ضخامت در بخش‌های میانی سازند سروک قرار دارد و از دسته رسوبی پیش‌رونده (TST) با ضخامت ۲۶۰ متر و دسته رسوبی HST با ضخامت ۱۹۰ متر تشکیل شده است. دسته ریزرخساره‌ای TST متشکل از ریزرخساره‌های لاگون (وکستون تا پکستون حاوی جلبک سبز و بایوکلست، وکستون حاوی فرامینفر بتیک و رودیست) و پشته زیرآبی (فلوتستون تا رودستون حاوی رودیست و فرامینفر بتیک) است. سطح بیشترین پیش‌روی آب دریا با ریزرخساره فلوتستون تا

رودستون حاوی رودیست و فرامینفر بتیک مشخص شده است. دسته ریزرخساره‌ای HST دربردارنده ریزرخساره‌های متنوعی از لاگون، پشته زیرآبی و پهنه جزرومدی است. طی مطالعه‌های صحرایی مشخص شد تغییرات مشخصی در سنگ‌شناسی طی تبدیل سطح بیشترین پیش‌روی به دسته رخصاره پس‌رونده (HST) مشاهده می‌شود؛ به شکلی که سنگ آهک‌های متوسط‌لایه با میان‌لایه‌های شیلی به سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه تبدیل می‌شوند (ریزرخساره‌های سطح بیشترین پیش‌روی از سنگ آهک‌های متوسط‌لایه با میان‌لایه‌های شیلی تشکیل شده‌اند و ریزرخساره‌های پس‌رونده متشکل از سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه هستند). مرز بالایی سکانش دوم از نوع یک است و در ریزرخساره رودستون حاوی پیژوئید قرار دارد (شکل ۹).

سکانش رسوبی ۳: این سکانش در مجموع ۱۳۵ متر از

کل توالی سازند سروک را به خود اختصاص داده و در بخش‌های بالایی سازند سروک شناسایی شده است. این سکانش از دسته رسوبی پیش‌رونده (TST) با ضخامت ۳۵ متر و دسته رسوبی وابسته به سکون و آغاز پس‌روی (HST) با ضخامت ۱۰۰ متر تشکیل شده است. دسته ریزرخساره‌ای TST دربردارنده ریزرخساره دریای باز (وکستون حاوی الیگوسترنید و بایوکلست) است. بیشترین پیش‌روی سطح آب دریا با سنگ آهک‌های حاوی الیگوسترنید مشخص می‌شود. تغییرات مشخصی در سنگ‌شناسی طی تبدیل ریزرخساره پیش‌رونده به سطح بیشترین پیش‌روی مشاهده می‌شود؛ به شکلی که سنگ آهک‌های متوسط‌لایه TST به سنگ آهک‌های نازک‌لایه تبدیل می‌شوند. دسته ریزرخساره HST دربردارنده ریزرخساره‌های لاگون (وکستون حاوی میلیوید و بایوکلست) و پهنه جزرومدی (وکستون تا بایندستون حاوی استروماتولیت و بایوکلست) است. مرز بالایی این سکانش رسوبی نیز از نوع یک است (شکل ۹).



نتیجه

به‌منظور تعیین ریزرخساره‌ها و نوع محیط رسوب‌گذاری سازند سروک، بررسی چینه‌شناسی از این سازند با ضخامت ۸۳۵ متر عمدتاً متشکل از سنگ‌های کربناته ضخیم، متوسط و نازک‌لایه از نظر چینه‌شناسی و رسوب‌شناسی به‌دقت مطالعه شد. مطالعه‌های صحرایی و بررسی ۱۰۰ مقطع نازک میکروسکوپی به شناسایی ۱۲ ریزرخساره در ۳ کمربند رخساره‌ای متعلق به پهنه جزرومدی، لاگون و دریای باز منجر شد. باتوجه‌به ریزرخساره‌های معرفی‌شده و شواهد صحرایی به نظر می‌رسد بخش‌های زیرین و بالایی سازند سروک در منطقه مطالعه‌شده در دو محیط به‌نسبت متفاوت نهشته شده‌اند؛ رسوب‌گذاری در بخش‌های زیرین در رمپ کربناته و رسوب‌گذاری بخش بالایی در شلف کربناته انجام شده است. ریزرخساره‌های لاگونی غالب‌ترین ریزرخساره‌های موجود در کربنات‌های مطالعه‌شده هستند. سه سکانس رسوبی رده سوم در سازند سروک بر اساس روند عمیق‌شدن و کم‌عمق‌شدگی رخساره‌ها تشکیل شده‌اند که با مرزهای سکانشی نوع یک (حضور ریزرخساره‌های حاوی استروماتولیت و پیژوئید) از یکدیگر تفکیک می‌شوند. در هریک از سکانش‌های رسوبی تشکیل‌شده، دسته رخساره‌های پیش‌رونده از ریزرخساره‌های متعلق به زیرمحیط دریای باز و دسته رخساره‌های پس‌رونده عمدتاً از ریزرخساره‌های متعلق به زیرمحیط لاگون و پهنه جزرومدی تشکیل شده‌اند.

References

- Aleshtar Geology map, No. 20809 W (1:100000 scale). National Iranian Oil Company
- Alavi M. 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran. new data and interpretation. *Tectonophysics*, 229: 211-238.
- Asadi Mehmandosti E. Adabi M. H. and Woods A. D. 2013. Microfacies and geochemistry of the Middle Cretaceous Sarvak Formation in Zagros Basin, Izeh Zone, SW Iran. *Sedimentary Geology Journal*, 293: 9-20.
- Assadi A. Honarmand J. Moallemi S.A. and Abdollahie-Fard I. 2016. Depositional environments and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in an oil field in the Abadan Plain, SW Iran. *Facies*, 62 (4): DOI 10.1007/s10347-016-0477-5.
- Assadi A. Honarmand J. Rahmani A. and Reisi A. R. 2015. Identification and interpretation of sedimentary and diageneses facies from logs, a case study of Sarvak reservoir in one of big oil fields of southwest Iran, *Applied Sedimentology* 6:103-119.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate Rocks According to Depositional Texture. In: *classification of carbonate Rocks*. Ed. by E. Hom. Mem. Journal of American Association Petroleum Geology. 1: 121-188.
- Daneshian J. Moallemi S. and Yunesi K. 2013. Microfacies of Sarvak Formation in Tang-e-Chenar Bashi, Lorestan basin: toward introducing a sedimentary model for the deep sequences. *Earth Science Research*, 13: 101-111
- Embry A. F. and Klovan J. E. 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730 - 781.
- Emery D. and Myers K.J. 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, 297 p.
- Flügel E. 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*, Second Edition, Springer, Heidelberg, 984 p.
- Geel T. 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits. Empirical models based on microfacies analysis of paleogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Ghabeishavi A. Vaziri-Moghaddam H. Taheri, A. and Taati F. 2010. Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan anticline, SW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37: 275-285.
- Ghaedi Rahmat A. Arefi Fard S. Vakil Baghmisheh F. and Gholami zadeh P. 2013. Biostratigraphy
- Aghanabati A. 2004. *Geology of Iran*, Geological Survey of Iran, Tehran, 586 p.
- Aguilera-Franco N. and Hernandez-Romano U. 2004. Cenomanian-Turonian facies succession in the Guerrero-Morelos Basin, Southern Mexico. *Sedimentary Geology*, 170(3): 135-162.
- Ahmadi Hydari A. Vaziri Moghadam H. Seyrafian A. and Taheri A. 2016. Biostratigraphy and sequence Stratigraphy of Sarvak Formation in Fahliyan anticline (south Yasuj), *Iranian Journal of Petroleum Geology*, 11: 22-42.

- (Neopterygi) tooth plate from the Cretaceous deposits of Aleshtar area (Lorestan). Proceeding of the 11th meeting of Paleontological Society of Iran, 9-13
- Posamentier H.W. Jervey M.T. and Vail P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. In: Wilgus C.K. Hastings B.S. Kendall C.G.St.C. Posamentier H.W. Ross C.A. Van Wagoner J.C. (Eds.), Sea Level Changes-An Integrated Approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication 42: 110-124.
- Rahimi Nezhad A. Vaziri Moghadam H. and Seyrafian A. 2006. Biostratigraphy and Microfacies of Sarvak Formation in Gachsaran oil field (Well No. 55), Isfahan University Research Bulletin, 21:87-103.
- Razin P. Taati F. and Van Buchem F. S. P. 2010. Sequence stratigraphy of Cenomanian-Turonian carbonate platform margins (Sarvak Formation) in the High Zagros, SW Iran: an outcrop reference model for the Arabian Plate. In: van Buchem F.S.P., Gerdes K.D. Esteban M. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic carbonate systems of the Mediterranean and the Middle East: Stratigraphic and diagenetic reference models. Geological Society, London, Special Publication, 329: 1-7.
- Safdari Adimi H. Vaziri Moghadam H. and Seyrafian, A. 2010. Sequence stratigraphy and Microfacies of Sarvak Formation southwest of Firouzabad, Sedimentary Facies, 3(1):48-60.
- Shahverdi N. Rahimpour-Bonab H. and Kamali M. 2014. Sedimentary environment, diagenesis and reservoir quality of upper Sarvak Formation in Siri Esfand oil field. Journal of Petroleum Research, 84: 99-114.
- Taheri A. and Soradeghi H. 2011. Microfacies and Sequence stratigraphy of Sarvak Formation, SW Borujen. Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 42: 27- 40.
- Vaziri moghadam H. and Safari A. 2003. Facies and Sedimentary environments of Sarvak Formation in Semirom area. Research Bulletin of Isfahan University, 18: 59-74.
- and biozonation of Sarvak Formation in NW Khoramabad. Proceedings of 17th Geological Society of Iran meeting, p. 17-25.
- Hottinger L. 1997. Shallow benthonic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. Bulletin de la Societe Geologique de France, 168: 491-505.
- Haq B.U. Hardenbol J. and Vail P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). Science, 235: 1156-1166.
- James G.A. and Wynd J.G. 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium, agreement area. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 49: 2118-2245.
- Khanjani M. Moussavi-Harami S. Rahimpour-Bonab H. And Kamali M. 2014. Sedimentary environment, diagenesis and sequence stratigraphy of upper Sarvak Formation (Mishrif Equivalent) in Siri oil fields. Geosciences, 24 (94): 263-274.
- Lasemi Y. Kavooosi M. and Mahmoodi S. 2006. Sedimentary environments and sequence stratigraphy of Sarvak Formation in Aleshtar section and Khaneh sorkh-1 well, NE Lorestan. Proceedings of 10th Geological Society of Iran meeting, p. 1781-1787.
- Lasemi Y. and Kavooosi M. 2005. Sequence stratigraphy of Sarvak Formation in SE Lorestan and north of Izeh zone and their application in hydrocarbon exploration. Proceedings of 9th Geological Society of Iran meeting, p. 598-602.
- Lasemi Y. and Jalilian A. 1997. Carbonate microfacies and sedimentary environment of the Sarvak Formation in Khuzestan and Lorestan regions. Geosciences, 25-26: 48-59.
- Motiei H. 1993. Geology of Iran (Stratigraphy of Zagros). Geological Survey of Iran, Tehran, 536 p.
- Mehrabi H. Rahimpour-Bonab H. Omidvar M. and Haji Mashhadi H. 2012. Sedimentary environments, diagenesis and sequence stratigraphy of Sarvak Formation in Ab Teymour oil field, west of Dezful embayment. Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 47: 25-50.
- Mahmoudi Renani E. and Taheri A. 2011. Microfacies and sequence stratigraphy of Sarvak Formation in north east of Gachsaran (Tange - Gorgodar). Sedimentary Facies, 4 (2): 188-198
- Mirzaie Ataabadi M. Asadollahi E. Zohdi A. and Rahmani A. 2017. A pycnodont

