



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

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
Vol. 34, Issue 1, No. 70, Spring 2018
pp. 9-12
Received: 26.11.2017 Accepted: 18.03.2018

Application of elemental data in reconstruction of paleoredox conditions of the Qom Formation at Khani Abad section, southeast of Kashan

Elham Asadi Mehmandosti*

Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Geology Group, Kharazmi University, Tehran, Iran

Jahanbakhsh Daneshian

Associated Professor, Department of Earth Sciences, Geology Group, Kharazmi University, Tehran, Iran

Nematollah Margir

MSc. Student, Department of Earth Sciences, Geology Group, Kharazmi University, Tehran, Iran

**Corresponding author email: e.asadi@khu.ac.ir*

Introduction

The abundances of minor-elements in carbonate rocks depend on the noncarbonate materials, including detrital minerals, accessory authigenic precipitates, noncarbonate skeletal material, organic matter, phases formed during diagenesis and the elements adsorbed upon all of these materials (Graf 1960; Lian et al. 2008). Mo, V, Cu and Ni abundance in carbonate rocks depend on CaCO_3 , organic carbon (Le-Riche 1959; Snow et al. 2005; Lian et al. 2008). The carbonate materials rich in organic matter should be enriched in Ag, As, Mo, V, Ni, Pb, Cu, Ge, Br and I whereas carbonate rocks and sediments containing manganese oxides have high amounts of Co, Mo and Ba trace elements (Krauskopf 1955; Madhavaraju et al. 2015). Due to the economic importance of the Qom Formation as a hydrocarbon reservoir and presence of celestite and chalk deposits, this formation studied mostly on petrology, stratigraphy and paleoenvironment view (e.g. Seyrafian et al. 2007; Mohammadi et al. 2009; Reuter et al. 2009; Safari et al. 2014; Daneshian et al. 2017; Nasiri Ghareh Shiran 2017). However, minor geochemical studies were done on the Qom Formation deposits. In this research, the Qom Formation was studied by geochemical data in Khani Abad stratigraphic section from southeast of Kashan. The aim was to investigate the trace and major elements to reconstruction of paleoredox conditions and find their relationship with sedimentary environment.

Material and Methods

To determine sedimentary characteristic of the Qom Formation, 70 thin sections have been studied. Thin sections were stained with potassium ferricyanide and alizarin-red S solution (Dickson, 1965). The petrographic classification for carbonates is based on the Dunham limestone classification (1962) and Embry and Klovan (1971). Wilson (1975) and Flügel (2010) facies belts and sedimentary models were also used.

After petrographic studies, twenty powdered micrite samples were analyzed by inductively coupled plasma atomic emission spectroscopy (ICP-AES) by 4-Acid Digestion method for trace, major and rare earth element contents at the Met-Solve Analytical Services Inc., BC, Canada.

Discussion of Results & Conclusions

The Qom Formation has 70 m thickness in Khani Abad stratigraphic section and consists of thin to thick bedded and massive limestone, argillaceous limestone and marl. This formation stay among non-marine rocks of lower and upper Red Formations. The petrographic study shows that the main grains in Qom Formation are foraminifers, red algae, echinoderm, bryozoan, pelecypods, gastropods, corals and peloids that have precipitated in lagoon and shoal facies belts.

Geochemical data indicates that amounts of Al, Ti, Th and Zr are low in studied samples and might show the low terrigenous input during the precipitation of the Qom Formation carbonates. The amount As in selected samples are lower than 5 ppm. In two samples with argillaceous limestone and marl, the As content are increased in compare to others. There are a positive correlation between Sr contents with bivalve frequency and Na contents with foraminifera frequency as skeletal allochems in stratigraphic section.

Sr/Ca versus Mn and Mg show that the carbonate deposits of the Qom Formation are situated in mostly semi-closed to open diagenetic system. Also, variations in amounts of Mn, V/Cr, V/(V+Ni) and Mo/Zr ratios in studied carbonate rocks are indicative of mainly dysoxic conditions of precipitation in Qom Formation carbonates. Correlation of V/Cr ratio and amounts of Mn, Na and Ba versus skeletal allochems and facies belts shows that the frequency of these elements are different in depth of lagoon toward the land and shoal and in mid parts of lagoon. In middle parts of the lagoon with low level of energy, amounts of Ba, Mn and V/Cr are higher than other parts which indicates more dysoxic condition in comparison to other parts. In lagoonal parts toward the shoal, the V/Cr, Mn and Ba amounts are

lower comparing to other parts that indicates oxic to dysoxic conditions.

Keywords: Qom Formation; Trace elements; paleoredox condition; Central Iran

References

- Adabi M.H. 2004. Sedimentary Geochemistry. Aryan Zamin Publishing, 503 p.
- Adabi M.H. and Asadi Mehmandosti E. 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, SW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33(3): 267-277.
- Adabi M.H. Salehi M.A. and Ghabeshavi A. 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(3): 148-160.
- Aghanabati A. 2007. Geology of Iran. Geological Survey and Mineral Explorations of Iran. 586p.
- Bates N.R. and Brand N. 1990. Secular variation of calcium carbonate mineralogy, an evaluation of ooid and micrite chemistries, *Geologiesche Rundschau*, 79: 27-46.
- Baur W.H. Onishi B.H. 1969. Arsenic. In: Wedepohl, K.H. (Ed.), *Handbook of Geochemistry*. Springer Verlag, Berlin, pp. A1-A33.
- Berberian M. King G.C.P. 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian journal of earth sciences*, 18(2), 210-265.
- Brand U. and Veizer J. 1980. Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system, II: stable isotopes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 987-997.
- Carré M. Bentaleb I. Bruguier O. Ordinola E. Barrett N. T. and Fontugne M. 2006. Calcification rate influence on trace element concentrations in aragonitic bivalve shells: evidences and mechanisms. *Geochimica et Cosmochimica Acta*: 4906-4920.
- Daneshian J. Asadi Mehmandosti E. Ramezani Dana L. 2017. Microfacies, sedimentary environment and sequence stratigraphy of the Qom Formation in the Deh Namak section, northeast of Garmsar. *Iranian Journal of Geology*. 11(41)23-43
- Dawson, J.B. and Hinton, R.W., 2003. Trace-element content and partitioning in calcite, dolomite and apatite in carbonatite, Phalaborwa, South Africa. *Mineralogical Magazine*, 67(5), pp.921-930.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205: 587.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *AAPG Bull.*, 1: 108-121.
- Emami M. H. 1992. Explanatory text of The Qom Geology map (scale 1:250000). Geological Survey and Mineral Explorations of Iran.
- Embry A.F. Klován J.E. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *B. Can. Petrol Geol.*, 19(4): 730-781.
- Fayazi, F. Amraei J. 2008. Geochemistry of the Qom Formation Carbonates in Dobaradar, Dochah, Kamarkoh and Nardaghi sections. 12 symposium of geology of Iran. Chamran University: 8.
- Flügel E. 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. Springer- Berlin, 984p.
- Graf D.L. 1960. Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks: pt. III, Minor element distribution. Circular no. 301.
- Hatch J.R. and Leventhal J.S. 1992. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) stark shale member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, USA. *Chem. Geol.* 99: 65– 82.
- Holland H. D. 2006. The oxygenation of the atmosphere and oceans. *Philosophical Transactions of the Royal Society B-Biological Sciences*, 361(1470): 903-915.
- Houshmand Zadeh A. Nabavi M.H. 1999. Geological Map of Serries 1:100000 SHEET 6457 – KUH-E LATIF, Supervised by Geological Survey of Iran.
- Hu X.M. Wang C.S. 2001. Summarization on the studying methods of the palaeo-ocean dissolved. *Adv. Earth Sci.*, 16(1): 65-71 (in Chinese with English abstract).
- Hua G. Yuansheng D. Lian Z. Jianghai Y. Hu H. Min L. Yuan W. 2013. Trace and rare earth elemental geochemistry of carbonate succession in the Middle Gaoyuzhuang Formation, Pingquan Section: implications for Early Mesoproterozoic ocean redox conditions. *J. Palaeogeography*, 2(2): 209-221.
- Inanlo T. Mosadegh H. Daneshian J. Aharipour R. 2013. Microfacies study and geochemistry of the Qom Formation in Alla section (southeast of the Semnan). First symposium of applied earth geochemistry of Iran. Damghan University: 655-662.
- Jones B. Manning D.A.C. 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.* 111 – 129.
- Kloss T.J. Dornbos S.Q. Chen J.Y. McHenry L.J. Marengo P.J. 2015. High-resolution geochemical evidence for oxic bottom waters in three Cambrian Burgess Shale-type deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 440: 90-95.
- Krauskopf K.B. 1955. Sedimentary deposits of rare metals. *Econ. Geol.* 50(1): 411.
- Lasemi Y. 2001. Facies, sedimentary environment and sequence stratigraphy of Upper Precambrian and Paleozoic rocks. Geological Survey and Mineral Explorations of Iran, 180 p.
- Le Riche H.H. 1959. The distribution of certain trace elements in the Lower Lias of southern England. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 16(1-3): 101-122.
- Li Y.H. 2000. A Compendium of Geochemistry: From Solar Nebula to the Human Brain, vol. 55. Princeton University Press, Princeton, 476 p.
- Li Y.H. Schoonmaker J.E. 2003. Chemical composition and mineralogy of marine sediments. In: Mackenzie F.T (Ed.), *Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks: Treatise on Geochemistry*, Elsevier, 7:1-35.
- Lian Z. Haiqiang Z. Jin W. Junhua H. and Xinong X. 2008. Assessment on redox conditions and organic burial of siliciferous sediments at the latest Permian Dalong Formation in Shangsi, Sichuan, South China. *Journal of China University of Geosciences*, 19(5): 496-506.
- Madhavaraju J. Hussain S. Ugeswari J. Ramasamy N.

- Ramasamy S. and Mahalakshmi P. 2015. Paleo-redox conditions of the Albian-Danian carbonate rocks of the Cauvery Basin, South India: Implications for Chemostratigraphy. In *Chemostratigraphy: Concepts, Techniques and Applications* (p. 247-271).
- McManus J. Berelson W. M. Severmann S. Poulson R. L. Hammond, D. E., Klinkhammer G. P. Holm C. 2006. Molybdenum and uranium geochemistry in continental margin sediments: Paleoproxy potential. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(18): 4643-4662.
- McManus J. Berelson W.M. Klinkhammer G.P. Johnson K.S. Coale K.H. Anderson R.F. Kumar N. Burdige D.J. Hammond D.E. Brumsack H.J. McCorkle D.C. 1998. Geochemistry of barium in marine sediments: Implications for its use as a paleoproxy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(21-22), 3453-3473.
- Milliman J.D. 1974. Marine carbonates recent sedimentary carbonates. Part 1, Springer, Berlin, 375 p.
- Mitsuguchi T. Uchida T. Matsumoto E. Isdale P. J. and Kawana T. 2001. Variations in Mg/Ca, Na/Ca, and Sr/Ca ratios of coral skeletons with chemical treatments: Implications for carbonate geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2865-2874.
- Mohammadi E. Safari A. Vaziri-Moghaddam H. Mohammadi Monfared, M. 2009. Microfacies analysis and depositional environment of the Qom Formation in the Jazeh area (South of Kashan). *Sedimentary Facies*, 2 (1): 81-93.
- Nasiri Ghareh Shiran M. 2017. Microfacies, diagenetic features and sequence stratigraphy of the Qom Formation in the Azeran section, Southwest of Khashan. MS Thesis, Kharazmi University.
- Price R.E. Pichler T. 2006. Abundance and mineralogical association of arsenic in the Suwannee Limestone (Florida): Implications for arsenic release during water-rock interaction. *Chemical Geology*, 228(1-3), 44-56.
- Rao C.P. 1991. Geochemical differences between subtropical (Ordovician), cool temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, tasmania, australia. *Carbonates and Evaporites*, 6(1): 83-106.
- Reuter M. Pillar W.E. Harzhauser M. Mandic O. Berning B. Rogl F. Kroh A. Aubry M.P. Wielandt U. Hamedani A. 2009. The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of Tethyan Seaway and closer of its Iranian getaways. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 627-650.
- Rimmer S.M. 2004. Geochemical paleoredox indicators in Devonian–Mississippian black shales, Central Appalachian Basin (USA). *Chem. Geol.* 206(3-4): 373-391.
- Safari A. Ameri H. Vaziri M.R. Mohammadi E. 2014. Analysis of the Qom Formation microfacies and controlling factors on their deposition, Varkan area (Southwest of Kshan), Sanandaj-Sirjan fore arc basin. *Paleontology*, 1 (2): 187-204.
- Seyrafian A. Torabi H. Shojaei M. 2007. Microfacies and sedimentary environment of the Qom Formation in Natanz area (Charkhe Mountain). *Journal of Research Sciences*, Isfahan University, 1 (23): 137-150.
- Swart P.K. 2015. The geochemistry of carbonate diagenesis: The past, present and future. *Sedimentology*, 62(5):1233-1304.
- Shen Y. Knoll A. H. Walter M. R. 2003. Evidence for low sulphate and anoxia in a mid-Proterozoic marine basin. *Nature*, 423(6940): 632-635.
- Snow L. J. Duncan R. A. Bralower T. J. 2005. Trace element abundances in the Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado, marine sedimentary section and their relationship to Caribbean plateau construction and oxygen anoxic event 2, *Paleoceanography* 20. PA3005.
- Stocklin J. 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*, 52(7):1229-1258.
- Stocklin J, Setudehina A 1991. Stratigraphic lexicon of Iran. Geological Survey of Iran. Report 18: 1–376.
- Tribouillard N. Algeo T.J. Lyons T. and Riboulleau A. 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology*, 232(1-2):12-32.
- Torres M.E. Brumsack H.J. Bohrmann G. Emeis K.C. 1996. Barite fronts in continental margin sediments: a new look at barium remobilization in the zone of sulfate reduction and formation of heavy barites in diagenetic fronts. *Chemical Geology*, 127(1-3): 125-139.
- Veizer J. Hoefs J. 1976. The nature of O18/O16 and C13/C12 secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 40(11): 1387-1395.
- Vincent B. Rambeau C. Emmanuel L. and Loreau J.P. 2006. Sedimentology and trace element geochemistry of shallow-marine carbonates: an approach to paleoenvironmental analysis along the Pagny-sur-Meuse Section (Upper Jurassic, France), *Facies*, 52: 69–84.
- Wignall P.B. Twitchett R.J. 1996. Oceanic anoxia and the end Permian mass extinction. *Science*, 272(5265): 1155-1158.
- Wilson J.L. 1975. Carbonate Facies in Geological History. Heidelberg (Springer), 471p.

کاربرد داده‌های عنصری در بازسازی شرایط اکسیداسیون - احیای دیرینه سازند قم در برش خانی‌آباد، جنوب خاوری کاشان

الهام اسدی مهماندوستی، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، ایران*

جهانبخش دانشیان، دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، ایران

نعمت‌الله مارگیر، کارشناس ارشد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، ایران

چکیده

در مطالعه حاضر، سازند قم در برش چینه‌شناسی خانی‌آباد واقع در جنوب خاوری کاشان از نظر داده‌های ژئوشیمیایی بررسی شد. این سازند در برش مطالعه شده ۷۰ متر ضخامت دارد و از لایه‌های نازک تا ضخیم و توده‌ای سنگ آهک، سنگ آهک رسی و مارن تشکیل شده است. مطالعه‌های پتروگرافی نشان می‌دهند فرامینفرها، جلبک قرمز، خارپوستان، بریوزوئر، دوکفه‌ای‌ها، شکم‌پایان، مرجان‌ها و پلوییدها مهم‌ترین اجزای سازند قم هستند که در کمرندهای رخساره‌ای لاگون و پشته سدی ته‌نشست شده‌اند. داده‌های ژئوشیمیایی بیان‌کننده ته‌نشست کربناته سازند قم در محیط عمدتاً نیمه‌بسته تا باز دیاژنتیکی است. همچنین تغییرات منگنز و نسبت وانادیم به کروم و مولیبدن به زیرکن بیان‌کننده ته‌نشست رسوبات کربناته سازند قم عمدتاً در شرایط نیمه‌احیایی هستند. تطابق نسبت وانادیم به کروم، مقادیر منگنز، سدیم و باریم با آلوم‌های زیستی و کمرندهای رخساره‌ای شناسایی شده نشان می‌دهد فراوانی این عناصر در بخش‌های کم‌عمق لاگونی به سمت خشکی، میانه لاگون و بخش‌های لاگونی به سمت پشته سدی متفاوت است. در بخش‌های میانه لاگون که انرژی کمتر است، مقدار باریم و منگنز و نسبت وانادیم به کروم نسبت به سایر بخش‌ها افزایش یافته و بیان‌کننده نیمه‌احیایی بودن بیشتر این محیط نسبت به سایر بخش‌هاست. در بخش‌هایی از لاگون که نزدیک پشته سدی قرار دارند، نسبت وانادیم به کروم، منگنز و مقدار عنصر باریم نسبت به سایر بخش‌ها کمتر است و شرایط محیطی اکسیدی تا نیمه‌اکسیدی را نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: سازند قم، عناصر فرعی، شرایط اکسیداسیون و احیای دیرینه، ایران مرکزی

مقدمه

میزان عناصر فرعی موجود در سنگ‌های کربناته تابعی از مقدار آنها در فاز جامد کانی‌های کربناته، نوع و میزان آنها در کانی‌های تخریبی موجود در سنگ کربناته به‌عنوان دانه‌های فرعی، کانی‌های اتوزن‌ته‌نشست‌یافته، مواد اسکلتی غیرکربناته، مواد آلی موجود، فازهای تشکیل‌شده طی دیاژنز و عناصر جذب‌شده در تمام موارد یادشده است (Lian et al. 2008)؛ این عناصر با سازوکارهای مختلف و در زمان‌های متفاوتی در سنگ کربناته توزیع می‌شوند (Li and Schoonmaker 2003). مطالعه‌ها نشان می‌دهند میزان عناصر مولیبدن (Mo)، وانادیوم (V)، مس (Cu) و نیکل (Ni) به میزان کربنات کلسیم (CaCO_3) و مواد آلی موجود در سنگ بستگی دارد (Le-Riche 1959; Snow et al. 2005; Lian et al. 2008). ساختار بلوری رومبوهدرال و اورتورومبیک کربنات‌ها باعث جایگیری کاتیون‌های دارای اندازه محدود می‌شود؛ برخی کاتیون‌های بزرگ مانند باریم (Ba)، استرانسیم (Sr) و سرب (Pb) در آراگونیت‌ها زیاد هستند، اما مقدار آنها طی تبدیل آراگونیت به کلسیت کم می‌شود (Graf 1960).

مواد کربناته غنی از مواد آلی دارای مقادیر زیادی از نقره (Ag)، آرسنیک (As)، مولیبدن (Mo)، وانادیوم (V)، نیکل (Ni)، سرب (Pb)، مس (Cu)، ژرمانیوم (Ge)، برم (Br) و ید (I) هستند؛ درحالی‌که سنگ‌ها و رسوبات کربناته حاوی اکسیدهای منگنز غنی از کبالت (Co)، مولیبدن (Mo) و باریم (Ba) هستند (Madhavaraju et al. 2015)؛ یون روی (Zn^{2+}) به علت داشتن شعاع یونی مشابه با یون منیزیم (Mg^{2+}) عمدتاً در دولومیت و مگنتیت‌ها دیده می‌شود (Dawson and Hinton 2003).

باتوجه به اهمیت اقتصادی سازند قم که سنگ مخزن مواد هیدروکربنی است و حضور نهشته‌های سلسیت و گچ (Aghanabati 2007)، پژوهشگران بسیاری از جمله Seyrafian et al. 2007، Reuter et al. 2009، Mohammadi et al. 2009، Safari et al. 2014 و Daneshian et al. 2017 و Nasiri

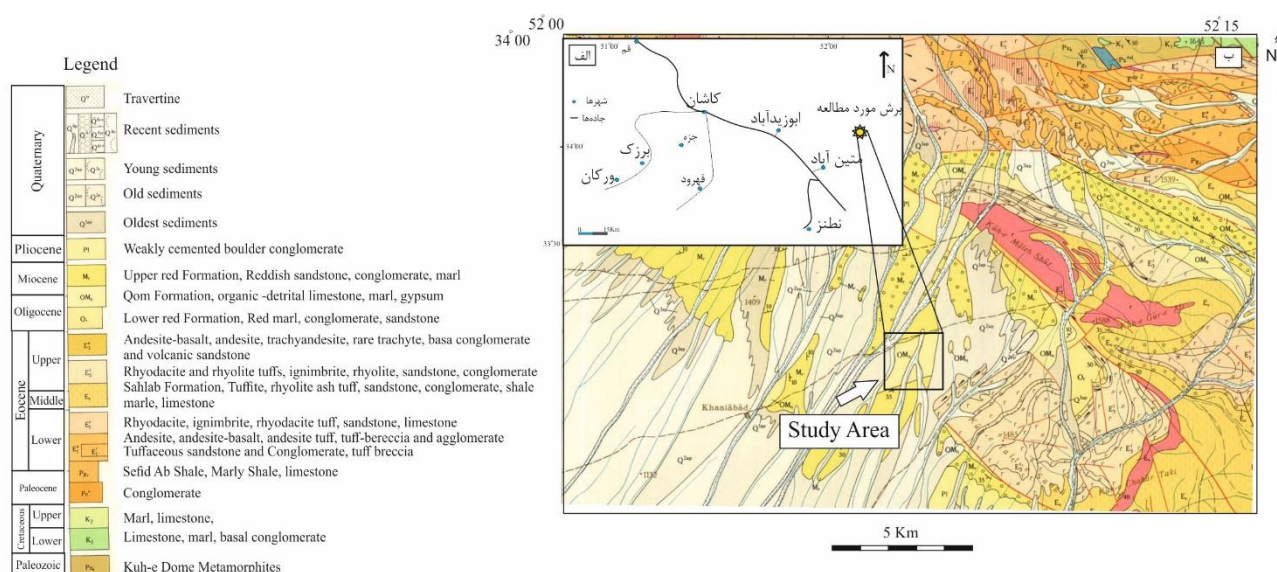
Ghareh Shiran 2017 آن را از نظر ویژگی‌های سنگ‌شناسی، چینه‌شناسی و بوم‌شناسی دیرینه مطالعه کرده‌اند؛ باوجود این، مطالعه‌های محدودی از نظر ژئوشیمی روی این سازند انجام شده‌اند (Fayazi and Amraei 2008; Inanlo et al. 2013). مقاله حاضر، برشی سطحی از سازند قم در ناحیه خانی‌آباد واقع در جنوب خاوری کاشان انتخاب و عناصر اصلی و فرعی موجود در آن و بازسازی شرایط اکسیداسیون - احیای دیرینه و ارتباط آنها با محیط رسوبی بررسی شدند.

زمین‌شناسی عمومی و توصیف چینه‌شناسی برش مطالعه‌شده
برش مطالعه‌شده بر اساس تقسیم‌بندی اشتوکلین (Stocklin 1968) در زون ایران مرکزی واقع است؛ زون یادشده یکی از واحدهای اصلی و عمده‌ای است که به شکل مثلث در مرکز ایران قرار دارد. رشته‌کوه‌های البرز ضلع شمالی مثلث هستند که از شرق تا غرب کشور امتداد دارند. کوه‌های زاگرس با امتداد شمال‌غربی - جنوب‌شرقی ضلع شرقی مثلث هستند (Lasemi 2001). بربریان و کینگ (Berberian and King 1981) علت به وجود آمدن حوضه قم را فرورانش پوسته اقیانوسی ثوتتیس به زیر لبه فعال جنوب‌غربی ایران مرکزی می‌دانند. این فرورانش سبب تشکیل حوضه پیش‌کمانی در ایران مرکزی شده است که رسوبات دریایی سازند قم در آن نهشته شده‌اند. امامی (Emami 1992) در شرح نقشه چهارگوش قم، علت به وجود آمدن حوضه قم را کافت درون‌قاره‌ای می‌داند که به دنبال آن، سیستم هورست و گرابن در منطقه حاکم شده است. ریوتر و همکاران (Reuter et al. 2009) معتقدند واحدهای تکتونیکی ایران مرکزی از فرورانش و برخورد صفحه آفریقایی - عربی به صفحه ایرانی ناشی شده‌اند که طی زمان مزوزویک شروع شده است؛ این برخورد باعث بسته شدن راه دریایی تیتان (Teythan Seaway) در زمان میوسن و تشکیل حوضه جلوی کمان (حوضه اسفنجان - سیرجان) و حوضه پشت کمان (حوضه قم) در صفحه ایرانی شده است. کمان‌های آتشفشانی این حوضه‌ها را از یکدیگر

سازند قرمز زیرین قرار دارد (شکل ۲ ب). باتوجه به حضور فرامینفر *Borelis meo curdica* در طول ستون چینه‌شناسی، سن سازند قم در برش مطالعه‌شده بوردیگالین در نظر گرفته شده است. توالی سنگ - چینه‌ای سازند قم در برش خانی‌آباد عمدتاً از لایه‌های نازک، متوسط (شکل ۲ ج)، ضخیم و توده‌ای سنگ آهک، سنگ آهک رسی و مارن تشکیل شده است که در برخی بخش‌ها حاوی خرده‌های اسکلتی نظیر دوکفه‌ای و مرجان است (شکل ۲ د).

جدا می‌کنند (Stocklin and Setudehina 1991). طی زمان الیگوسن و میوسن آغازین، رسوب‌گذاری سازند قم در این صفحه انجام شده است.

سازند قم در برش مطالعه‌شده در حوضه پشت‌کمانی قم و جنوب خاوری کاشان قرار دارد (شکل ۱). نهشته‌های سازند قم در برش خانی‌آباد ۷۰ متر ضخامت دارند و با ناپیوستگی هم‌شیب توسط مارن‌های قرمز رنگ سازند قرمز بالایی پوشیده شده‌اند (شکل ۲ الف). این سازند با ناپیوستگی هم‌شیب روی



شکل ۱- الف. راه‌های دسترسی به برش مطالعه‌شده (اقتباس از اطلس ۱:۱۰۰۰۰۰۰ راه‌های ایران با اندکی تغییر). ب. نقشه زمین‌شناسی محدوده مطالعه‌شده (اقتباس با تغییراتی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه لطیف (Hushmandzadeh and Navabi 1999))

روش مطالعه

ویلسون (Wilson 1975) و فلوگل (Flügel 2010) استفاده شد. پس از تکمیل مطالعه‌ها، ۲۰ نمونه برای انجام مطالعه‌های ژئوشیمیایی انتخاب و با متد دندانپزشکی پودر شدند. ۰/۲۵ گرم از پودر نمونه‌ها برای تعیین عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی با دستگاه ICP-AES به شرکت MET-SOLVE کشور کانادا ارسال شد. از روش چهار اسید برای حل کردن پودر سنگ و آماده‌سازی نمونه‌ها استفاده شد و اسیدهای استفاده‌شده شامل مجموع هیدروکلریک‌اسید، نیتریک‌اسید، پرکلوریک‌اسید و هیدروفلوریک‌اسید بودند. دقت دستگاه برای عناصر تعیین‌شده در جدول (۱) نشان داده شده است.

پس از چندین بازدید صحرایی و انتخاب بهترین برش در پژوهش حاضر، نمونه‌برداری از سنگ‌های سازند قم با فاصله‌های کمتر از ۱ متر انجام شد. در مجموع، ۹۸ نمونه شامل ۳۶ نمونه نرم و ۶۲ نمونه سخت برداشت شدند. سپس، مقطع نازک میکروسکوپی از ۷۰ نمونه سازند قم تهیه شد. برای تشخیص کانی کلسیت از دولومیت، نمونه‌ها با محلول آلزارین قرمز به روش دیکسون (Dickson 1965) رنگ‌آمیزی شدند. برای نام‌گذاری کربنات‌ها از روش دانهام (Dunham 1962) و امبری و کلوان (Embry and Klovan 1971) و برای تعیین ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی از الگوهای

جدول ۱- دقت داده‌های ژئوشیمی نمونه‌های مطالعه‌شده در سازند قم. دقت داده‌ها بر اساس ppm و در غیر این صورت، ذکر شده است.

عنصر	دقت	عنصر	دقت
Al	0.01%	Mo	1
As	5	Na	0.01%
Ba	10	Ni	1
Ca	0.01%	Sr	1
Cr	1	Th	8
Fe	0.01%	V	1
Mg	0.01%	Zn	2
Mn	5	Zr	5



شکل ۲- تصاویر صحرایی سازند قم در برش خانی‌آباد. الف. نمایی کلی از سازند قم و مرز آن با سازند قرمز بالایی، دید به سمت غرب، ب. مرز سازند قم با سازند قرمز زیرین، دید به سمت غرب، ج. سنگ آهک ضخیم‌لایه، دید به سمت شمال، د. سنگ آهک حاوی مرجان، دید به سمت شمال

پتروگرافی و بررسی شرایط محیطی

اغلب فسیل‌های شناسایی شده در سازند قم شامل فرامینفرها، جلبک قرمز، خارپوستان، بریوزوئر، دوکفه‌ای‌ها، شکم‌پایان و مرجان‌ها هستند (شکل ۳) که فراوانی مهم‌ترین آنها در مجاورت ستون چینه‌شناسی در شکل (۴) نشان داده شده است. پلوییدها دانه‌های غیراسکلتی مشاهده شده در سازند قم هستند (شکل ۳). مطالعه‌های رسوب‌شناسی نشان می‌دهند سازند قم در برش مطالعه‌شده از ۹ ریزرخساره مربوط به دو کمر بند رخصاره‌ای لاگون (A1 تا A7) و پشته سدی (B1 و B2) و یک پتروفاسیس مارنی تشکیل شده است (شکل ۴).

ریزرخساره‌های محیط لاگون شامل ۷ ریزرخساره هستند:

- ۱- پکستون - گرینستون حاوی خرده‌های اسکلتی (A1) که اجزای اصلی تشکیل‌دهنده آن روزن‌داران با دیواره پورسلانوز (۱۰ تا ۱۵ درصد)، گاستروپود، دوکفه‌ای و خرده‌های مرجان (۱۰ درصد) هستند. جلبک قرمز و خارپوست (کمتر از ۵ درصد) اجزای فرعی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره هستند که در زمینه سیمانی و در برخی بخش‌ها، گلی قرار دارند. ۲- وکستون حاوی خرده‌های اسکلتی (A2) که از بریوزوئر، شکم‌پایان، خارپوست، دوکفه‌ای، استراکد و روزن‌داران با دیواره پورسلانوز (کمتر از ۱۵ درصد) در زمینه میکرایتی تشکیل شده است. ۳- پکستون - وکستون دارای روزن‌داران بتتیک (A3) که اجزای اصلی تشکیل‌دهنده آن روزن‌داران با دیواره پورسلانوز (۲۰ تا ۲۵ درصد) و اجزای فرعی آن خرده‌های دوکفه‌ای از نوع استراکد و جلبک قرمز (کمتر از ۵ درصد) هستند. آلوکم‌ها اکثراً شناور در زمینه میکرایتی قرار دارند. ۴- پکستون حاوی خرده‌های اسکلتی و بریوزوئر (A4) که از خرده‌های بریوزوئر (۱۰ تا ۱۵ درصد) و دوکفه‌ای‌ها (۱۰ درصد) در زمینه میکرایتی تشکیل شده است. شکم‌پایان، روزن‌داران با دیواره پورسلانوز، خارپوست و استراکد از دیگر عناصر این ریزرخساره با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد هستند. ۵- پکستون حاوی دوکفه‌ای (A5) که شامل پکستونی حاوی دوکفه‌ای‌های کشیده و قطعه‌های خردشده آنها

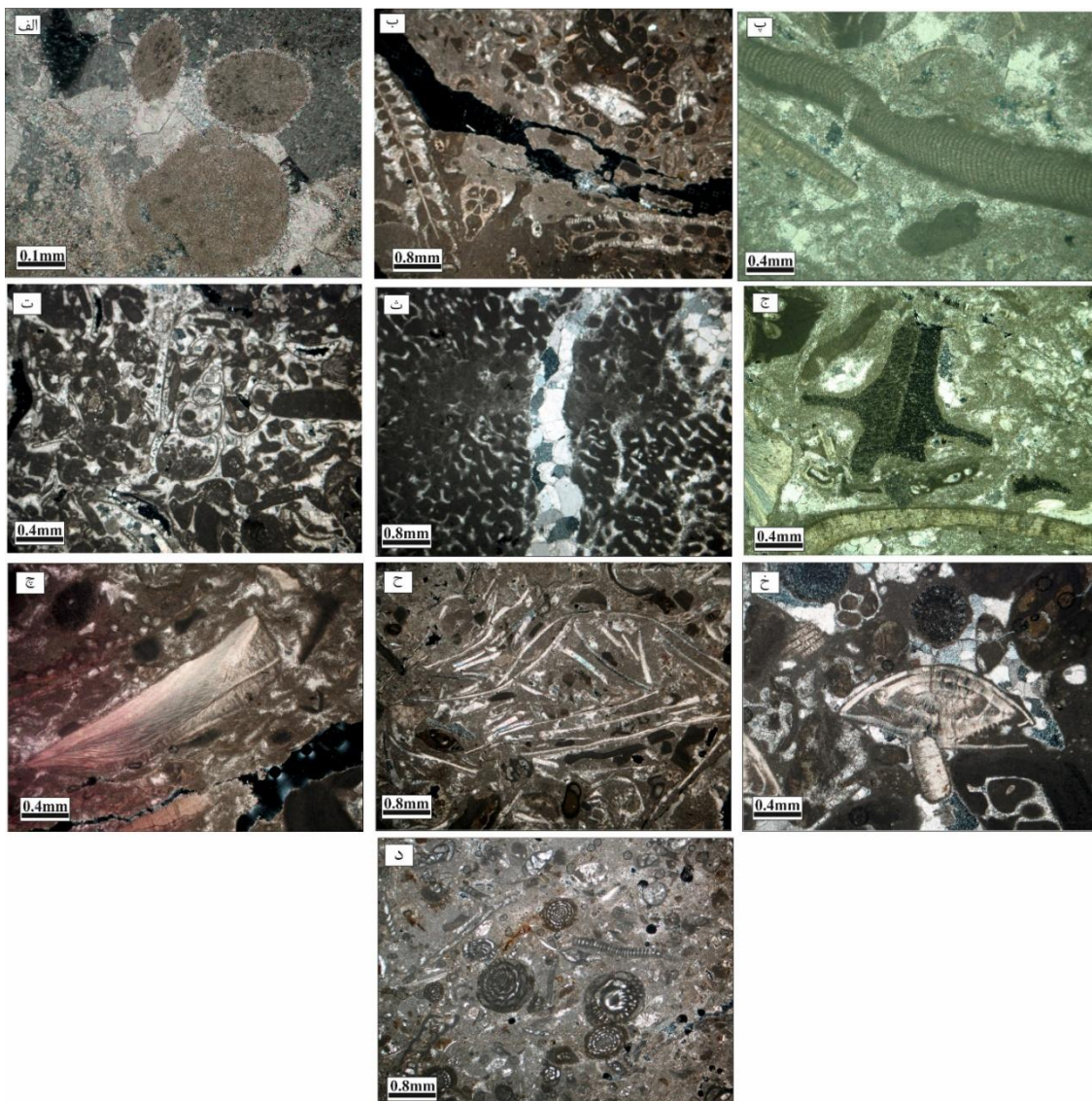
(بیش از ۴۰ درصد)، بریوزوئر، روزن‌داران با دیواره پورسلانوز، شکم‌پایان و خارپوست (کمتر از ۱۰ درصد) است. ۶- پکستون حاوی خرده‌های اسکلتی (A6) که شامل خرده‌های صدف‌های دوکفه‌ای از نوع استرا (۱۰ تا ۲۰ درصد)، جلبک‌های قرمز (۵ درصد)، بریوزوئر توده‌ای (۱۰ تا ۱۵ درصد)، شکم‌پایان، روزن‌داران با دیواره هیالین و پورسلانوز و خرده‌های مرجان (کمتر از ۵ درصد) است. ۷- وکستون - پکستون حاوی جلبک قرمز و روزن‌داران بتتیک (A7) که از جلبک‌های قرمز (۲۰ تا ۲۵ درصد)، روزن‌داران با دیواره پورسلانوز (۵ تا ۱۰ درصد) در کنار خرده‌های اسکلتی نظیر خرده‌های خارپوست و مرجان (کمتر از ۵ درصد) در زمینه میکرایتی تشکیل شده است.

باتوجه به تنوع و فراوانی زیاد فرامینفر با پوسته پورسلانوز در مقایسه با فرامینفرهای با پوسته هیالین و پلاژیک و همچنین نبود فونای دریای باز و وجود فونای کم‌عمق در ریزرخساره‌های شناسایی شده، نتیجه گرفته می‌شود محیط مطالعه‌شده در این ریزرخساره‌ها در حاکمیت یک لاگون نیمه‌محصور بوده است.

ریزرخساره‌های محیط پشته سدی شامل ۱- باندستون مرجانی (B1) و ۲- گرینستون حاوی جلبک قرمز و خرده‌های اسکلتی (B2)، نظیر جلبک‌های قرمز، دوکفه‌ای، بریوزوئر، روزن‌داران با دیواره بدون منفذ و منفذدار، خرده‌های خارپوست، خارپوست، خرده‌های مرجان و گاستروپود در زمینه سیمانی) هستند. باتوجه به مقدار زیاد مرجان (در مشاهده‌های صحرائی به شکل کومه‌ای است)، جلبک قرمز، کاهش گل کربناته و شکستگی آلوکم‌ها نتیجه گرفته می‌شود ریزرخساره‌های تشکیل‌دهنده این محیط اغلب در محیط پراثری تشکیل شده‌اند. در زمینه پتروفاسیس مارنی گفتنی است که بخش پایینی سازند قم در برش خانی‌آباد با مارن‌های سبزرنگی مشخص می‌شود که روی سازند قرمز پایینی قرار گرفته‌اند و سازند قرمز پایینی از مارن‌های قرمز رنگ فاقد فسیل تشکیل شده است. به دلیل حضور فرامینفرهای بتونیک و تناوب آنها با

محصورشده) در نظر گرفته می‌شود؛ با وجود این، تعیین محیط دقیق مارن‌ها به مطالعه‌های دقیق فسیل‌شناسی نیاز دارد.

رخساره‌های لاگونی در نمونه‌های مارنی سازند قم که در بخش ابتدایی و انتهایی برش مدنظر دیده می‌شوند، محیط تشکیل مارن‌ها محیطی با گردش محدود آب (لاگون‌های



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی اجزای اصلی تشکیل دهنده سازند قم در برش مطالعه شده. الف. پلوئید مشاهده شده در سازند قم در رخساره پکستون - وکستون، ب. برش عرضی و برش طولی بریوزوئرها‌های پنجره‌ای شکل که در زمینه‌ای از گل کربناته قرار دارند، پ. جلبک قرمز در رخساره وکستون، ت. برش طولی شکم‌پا، ث. مرجان در رخساره باندستونی، ج. خرده‌های خارپوست در رخساره پکستون - وکستون. چ. خرده‌های دوکفه‌ای از نوع استرا (Ostrea)، ح. پکستون حاوی دوکفه‌ای رشته‌ای، خ. روزن‌دار با دیواره هیالین که در رخساره گرینتونی قرار دارد، د. روزن‌داران با دیواره پرسلانوز که در زمینه میکرایتی شناورند

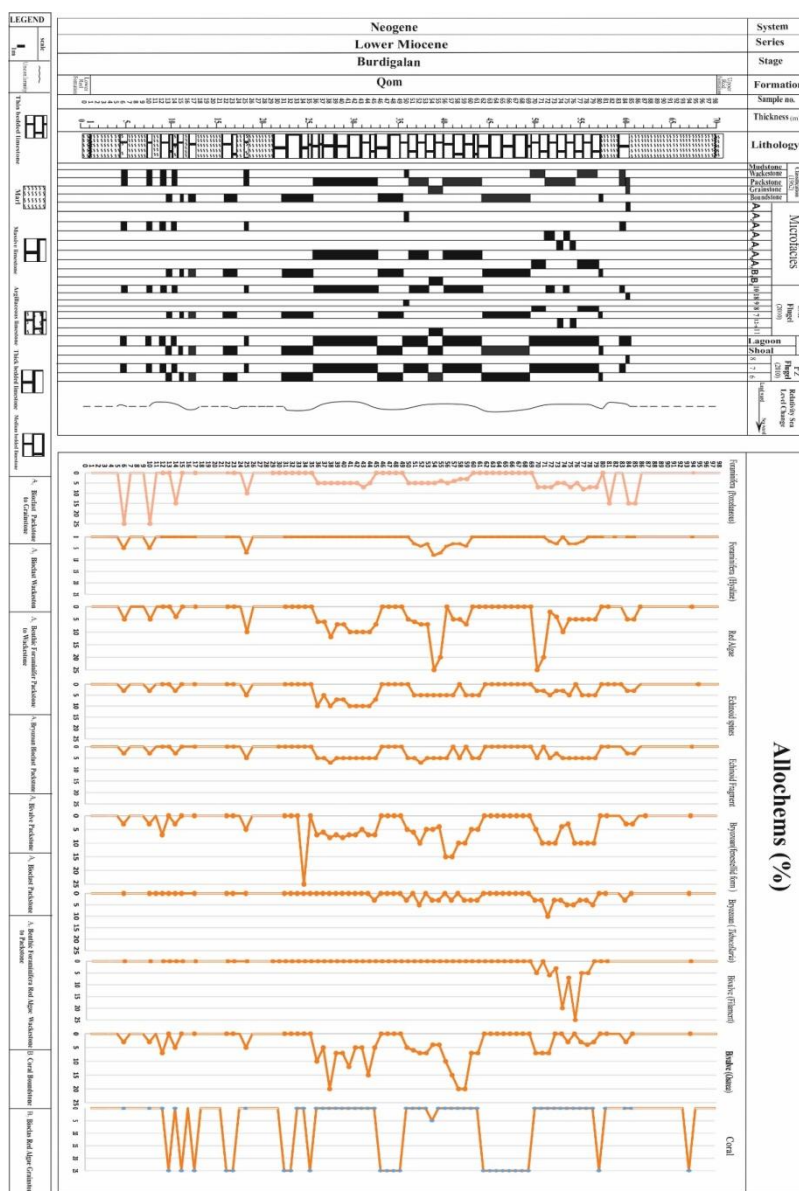
(Mn/Sr) بسیار کم و کمتر از ۳ است که درجه حفظ‌شدگی زیاد ویژگی‌های ژئوشیمی اولیه کربنات‌های مطالعه شده را نشان می‌دهد (Veizer and Hoefs 1976; Hua et al. 2013).

نتایج داده‌های ژئوشیمیایی

نتایج تجزیه و تحلیل ژئوشیمیایی در جدول (۲) دیده می‌شوند. در بیشتر نمونه‌های بررسی شده، مقدار نسبت منگنز به استرانسیم

قم بین ۳۰۰ تا ۱۸۰۰ پی‌پی‌ام (به‌طور میانگین ۷۴۵ پی‌پی‌ام) و مقدار منگنز بین ۲۲۹ تا ۱۰۳۴ پی‌پی‌ام (به‌طور میانگین ۳۸۲ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند. مقدار زیرکن در برش مطالعه‌شده به‌طور متوسط ۸/۳ پی‌پی‌ام و تمرکز توریم در تمام نمونه‌های بررسی‌شده کمتر از ۸ پی‌پی‌ام است. مقادیر آهن در سازند قم بین ۱۲۶۰ تا ۲۲۰۰ پی‌پی‌ام (به‌طور میانگین ۵۵۱۰ پی‌پی‌ام) در نوسان است. مقدار آلومینیوم بین ۰/۲۱ تا ۱/۲۵ درصد و مقدار تیتانیوم به‌طور متوسط ۰/۰۳ پی‌پی‌ام است.

بررسی میزان آرسنیک در نمونه‌های انتخابی سازند قم نشان می‌دهد میزان این عنصر در بیشتر نمونه‌ها ۵ و یا کمتر از ۵ پی‌پی‌ام است. در سازند قم، مقدار استرانسیم بین ۲۹۹ تا ۳۴۹۰ پی‌پی‌ام (به‌طور متوسط ۷۱۴ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند. بررسی میزان باریم در نمونه‌های سازند مطالعه‌شده نشان می‌دهد میزان این عنصر به‌طور متوسط ۲۸ پی‌پی‌ام است. بیشترین میزان عنصر باریم در سازند قم، ۸۱ پی‌پی‌ام است و این نمونه، بیشترین میزان استرانسیم را در نمونه‌های بررسی‌شده دارد. میزان سدیم در نهشته‌های کربناته سازند



شکل ۴- ریزرخساره‌ها و فراوانی اجزای اسکلتی سازند قم در برش مطالعه‌شده

جدول ۲- تغییرات عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های مطالعه‌شده سازند قم

Sample	Al %	As ppm	Ba ppm	Ca %	Cr ppm	Ti ppm	Fe %	Mg %	Mn ppm	Mo ppm	Ni ppm
1	0.99	11	19	33.12	16	0.05	0.8	0.61	945	<1	14
2	0.73	19	48	34.29	11	0.04	0.82	0.53	1034	<1	71
3	1.07	<5	26	32.96	6	0.03	0.57	0.74	564	<1	69
4	1.25	<5	18	31.97	14	0.06	1.26	1.15	294	<1	22
5	0.69	<5	12	34.9	7	0.03	0.5	0.65	304	<1	18
6	0.67	<5	13	35.04	10	0.03	0.47	0.68	290	<1	37
7	0.55	<5	10	35.02	7	0.02	0.43	0.55	296	<1	8
8	0.72	<5	12	33.95	7	0.03	0.55	0.65	284	<1	48
9	0.39	<5	12	35.73	4	0.02	0.38	0.52	279	<1	53
10	0.55	<5	75	34.9	6	0.03	0.49	0.64	364	<1	9
11	0.44	13	50	35.35	5	0.02	0.52	0.43	244	<1	15
12	0.56	<5	10	35.11	8	0.03	0.41	0.5	219	<1	27
13	0.57	<5	22	35.58	5	0.03	0.44	0.62	225	<1	58
14	0.21	<5	<10	36.94	3	0.01	0.22	0.35	305	<1	28
15	0.4	<5	10	36.29	25	0.02	0.38	0.43	424	<1	39
16	0.9	<5	11	34.67	7	0.04	0.64	0.78	319	<1	109
17	0.44	<5	81	34.91	6	0.02	0.6	0.49	268	<1	51
18	0.36	<5	38	36.78	4	0.02	0.45	0.61	311	1	57
19	0.65	6	54	35.13	7	0.03	0.75	0.53	245	1	37
20	0.4	5	12	36.15	6	0.02	0.34	0.42	425	<1	11

ادامه جدول ۲

Sample	Na %	Sr ppm	Th ppm	V ppm	Zn ppm	Zr ppm	Mn/Sr	Sr/Na	V/Cr	Al/Ti	Mo/Zr
1	0.12	322	<8	35	92	13	2.9	0.27	2.19	0.002	0.08
2	0.08	316	<8	42	48	10	3.3	0.40	3.82	0.002	0.10
3	0.18	482	<8	16	24	7	1.2	0.27	2.67	0.004	0.14
4	0.09	429	<8	25	23	21	0.7	0.48	1.79	0.002	0.05
5	0.08	369	<8	12	11	9	0.8	0.46	1.71	0.002	0.11
6	0.09	323	<8	15	10	9	0.9	0.36	1.50	0.002	0.11
7	0.05	375	<8	11	9	7	0.8	0.75	1.57	0.003	0.14
8	0.05	339	<8	13	11	11	0.8	0.68	1.86	0.002	0.09
9	0.04	337	<8	11	8	6	0.8	0.84	2.75	0.002	0.17
10	0.08	373	<8	12	8	8	1.0	0.47	2.00	0.002	0.13
11	0.06	1223	<8	11	28	5	0.2	2.04	2.20	0.002	0.20
12	0.09	366	<8	16	16	7	0.6	0.41	2.00	0.002	0.14
13	0.08	769	<8	11	8	8	0.3	0.96	2.20	0.002	0.13
14	0.03	571	<8	9	3	<5	0.5	1.90	3.00	0.002	0.20
15	0.03	299	<8	19	12	6	1.4	1.00	0.76	0.002	0.17
16	0.12	842	<8	21	10	10	0.4	0.70	3.00	0.002	0.10
17	0.04	3490	<8	12	8	6	0.1	8.73	2.00	0.002	0.17
18	0.05	757	<8	10	7	6	0.4	1.51	2.50	0.002	0.17
19	0.08	1688	<8	20	9	8	0.1	2.11	2.86	0.002	0.13
20	0.05	615	<8	18	10	6	0.7	1.23	3.00	0.002	0.17

بحث و بررسی

عناصر اصلی و فرعی

مقدار آرسنیک در سنگ‌های کربناته خالص معمولاً کمتر از مقدار متوسط جهانی آن در سنگ‌های کربناته یعنی ۲/۶ پی‌پی‌ام

است (Baur and Onishi 1969). مقدار زیاد آرسنیک با فراوانی کانی‌های غیرکربناته نظیر کانی‌های تخریبی، فسفات‌ها، مواد آلی یا مواد دیازتیتیکی نظیر پیریت ارتباط دارد (Price and Pichler 2006)؛ مقدار این عنصر در نمونه‌های شیلی حدود ۱۰/۶

به سدیم (Sr/Na) در سنگ آهک‌های آراگونیتی زیاد (حدود ۳ تا ۵) و در سنگ آهک‌های کلسیتی کم (کمتر از ۱) است (Rao 1991; Adabi and Asadi Mehmandosti 2008; Adabi et al. 2010); بررسی داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد نسبت Sr/Na در بیشتر نمونه‌های مطالعه‌شده کم است (جدول ۱). باتوجه‌به حضور کم سیمان‌های جوی و تشکیل بیشتر نمونه‌ها در محیط نیمه‌بسته لاگونی، احتمالاً ترکیب کانی‌شناسی اولیه سازند قم در برش مطالعه‌شده کلسیتی بوده است، هرچند تجزیه و تحلیل‌های ایزوتوپی برای نتیجه‌گیری دقیق نیاز هستند. میزان استرانسیم در نمونه‌های واقع در بخش‌های بالایی سازند کربناته قم در برش مطالعه‌شده (نمونه‌های شماره ۷۲ تا ۷۶) نسبت به سایر بخش‌ها افزایش (۱۶۹۴ پی‌پی‌ام) یافته است که این امر به افزایش میزان دوکفه‌ای‌ها با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیت در مقاطع نسبت داده می‌شود (شکل ۵).

میزان سدیم در نهشته‌های کربناته سازند قم بین ۳۰۰ تا ۱۸۰۰ پی‌پی‌ام (به‌طور میانگین ۷۴۵ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند. در بخش‌های ابتدایی برش که عمدتاً لاگونی و کم‌انرژی هستند، این مقدار به بیشترین میزان خود (۱۸۰۰ پی‌پی‌ام) می‌رسد و در نزدیکی پشته سدی که محیط حالت اکسیدان دارد و بیشتر از آب‌های جوی متأثر است به کمترین میزان خود (۳۰۰ پی‌پی‌ام) می‌رسد. رابطه مثبتی بین روزن‌دارن با دیواره پورسلانوز و مقدار سدیم در نمونه‌های کربناته مطالعه‌شده مشاهده می‌شود که شوری زیاد این نواحی را نشان می‌دهد (شکل ۴). در بخش‌های میانی لاگون که مقدار روزن‌دارن با دیواره پورسلانوز افزایش می‌یابد (۲۵ درصد) میزان منگنز زیاد می‌شود (به‌طور متوسط ۱۰۰۰ پی‌پی‌ام) و در بخش‌های کم‌عمق و پرانرژی محیط رسوبی که محیط حالت اکسیدان دارد و مقدار روزن‌دارن با دیواره پورسلانوز کم است (۵ درصد) مقدار این عنصر کاهش می‌یابد (به‌طور متوسط ۳۰۰ پی‌پی‌ام). به‌طور کلی تشکیل اغلب ریزرخساره‌ها در محیط لاگونی بسته باعث افزایش مقدار منگنز در این برش شده است (شکل ۵).

پی‌پی‌ام است (Li 2000). بررسی میزان آرسنیک در نمونه‌های انتخابی سازند قم (شکل ۵) نشان می‌دهد میزان این عنصر در بیشتر نمونه‌های آهکی کمتر از ۵ پی‌پی‌ام است. بیشتر بودن میزان آرسنیک در برخی نمونه‌ها ممکن است به علت ترکیب کانی‌شناسی آهک رسی و مارنی (نمونه‌های شماره ۱ و ۲ جدول ۲) و حضور اکسیدهای آهن در نمونه‌های مطالعه‌شده باشد.

بر اساس گفته هیوا و همکاران (Hua et al. 2013)، اگر مقدار عنصر زیرکن بین ۲۰ تا ۳۰ پی‌پی‌ام باشد ورود زیاد مواد آواری را نشان می‌دهد و اگر کمتر از ۱۶ پی‌پی‌ام باشد نشان‌دهنده مقدار کم ورود مواد آواری از قاره‌هاست. مقدار زیرکن در برش مطالعه‌شده به‌طور متوسط ۸/۳ پی‌پی‌ام و نشان‌دهنده ورود کم مواد آواری به حوضه رسوب‌گذاری است (شکل ۵). تمرکز زیاد توریم در سنگ‌های کربناته نشان‌دهنده ورود زیاد مواد آواری به داخل حوضه است (Graf 1960). در تمام نمونه‌های مطالعه‌شده، تمرکز توریم کمتر از ۸ پی‌پی‌ام و مقدار نسبت آلومینیوم به تیتانیوم (Al/Ti) بسیار کم است؛ بنابراین میزان کم عناصر آلومینیوم، تیتانیوم، توریم و زیرکن بیان‌کننده ورود کم مواد تخریبی به داخل حوضه در زمان رسوب‌گذاری نهشته‌های کربناته سازند قم است (جدول ۱).

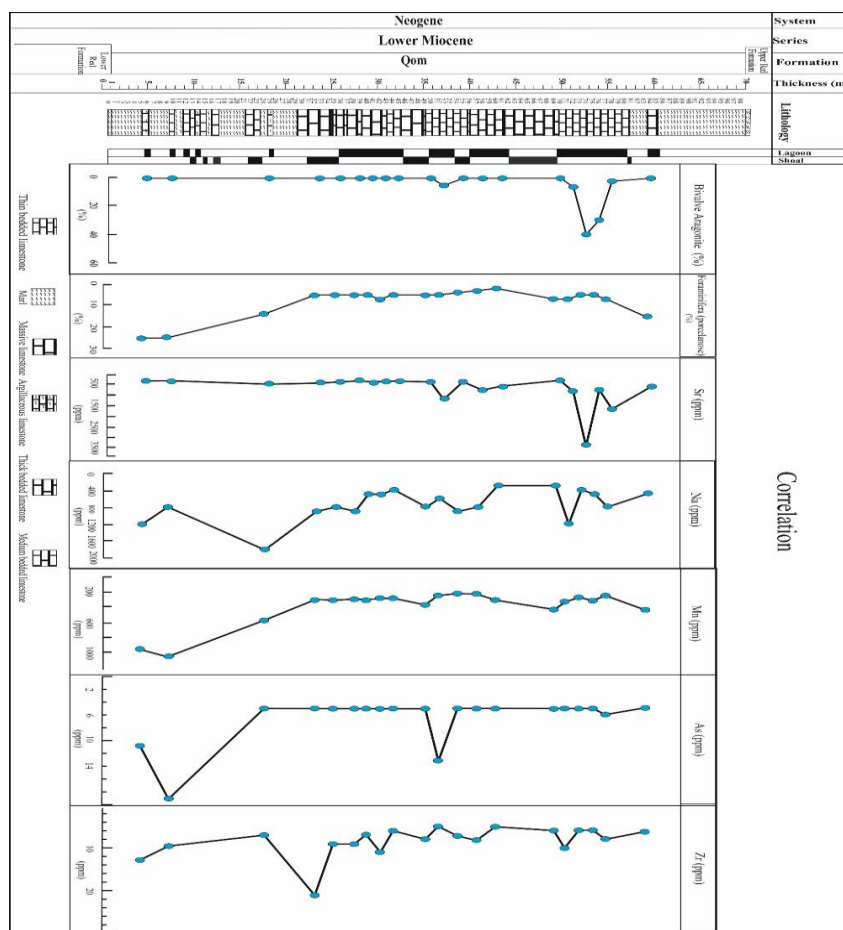
بین میزان استرانسیم و نوع سنگ (ریزرخساره یا سنگ‌شناسی) با محیط‌های ته‌نشست (محیط‌های دریایی کم‌عمق در برابر عمیق) ارتباط وجود دارد (Flügel 2010). مقدار استرانسیم در سازند قم بین ۲۹۹ تا ۳۴۹۰ پی‌پی‌ام (به‌طور متوسط ۷۱۴ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند اما در مجموع، مقادیر استرانسیم در این نمونه‌ها کمتر از معادل‌های کربناته عهد حاضر آنهاست (۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی‌پی‌ام، Milliman 1974). این امر به دو علت نسبت داده می‌شود: ۱. ترکیب کانی‌شناسی اولیه سازند قم آراگونیتی بوده و دیاژنز جوی باعث کاهش استرانسیم در نمونه‌ها شده است؛ ۲. ترکیب کانی‌شناسی اولیه سازند قم در برش مطالعه‌شده کلسیتی بوده و ضریب توزیع کم استرانسیم در کربنات‌های مطالعه‌شده را باعث شده است. برخی پژوهشگران معتقدند نسبت استرانسیم

نسبت استرانسیم به کلسیم (Sr/Ca)

برخی پژوهشگران معتقدند ارتباط مثبتی بین نسبت استرانسیم به کلسیم (Sr/Ca) و دمای سطحی آب (Sea surface temperature) با سرعت رشد بلوری (Crystal grow rate) وجود دارد (Mitsuguchi et al. 2001; Carre et al. 2006). بر اساس نمودار Sr/Ca بر حسب Mn، روند دیاژنز در سیستم‌های باز و بسته تعیین می‌شود. برند و ویزر (Brand and Veizer 1980) محدوده‌هایی برای روندهای دیاژنتیکی آراگونیت، کلسیت پرمیزیم و کلسیت کم‌میزیم در این نمودار مشخص کردند. زیادبودن تبادل آب به سنگ (water-rock interaction) در سیستم دیاژنتیکی باز باعث کاهش نسبت استرانسیم به کلسیم و افزایش مقدار منگنز می‌شود؛ درحالی‌که

کم‌بودن این تبدلات در سیستم دیاژنتیکی بسته و نیمه‌بسته باعث می‌شود مقادیر Sr/Ca تغییرات محسوسی در فازهای دیاژنزی نسبت به ترکیبات اولیه نداشته باشند. به‌طور کلی، کاهش منگنز در کلسیت دیاژنتیکی نشان‌دهنده بسته‌بودن سیستم دیاژنتیکی است.

طبق نمودار استرانسیم به کلسیم (Sr/Ca) بر حسب منگنز (Brand and Veizer 1980)، نمونه‌های کربناته سازند قم بین سیستم دیاژنزی باز و سیستم دیاژنزی نیمه‌بسته قرار گرفته‌اند (شکل ۶ الف). نسبت استرانسیم به کلسیم (Sr/Ca) در برابر منیزیم (شکل ۶ ب) نیز بیان‌کننده محیط دیاژنتیکی نسبتاً بسته تا باز برای نهشته‌های کربناته سازند قم در برش مطالعه‌شده است (Bates and Brand 1990).



شکل ۵- تغییرات درصد دوکفه‌ای‌ها با پوسته آراگونیتی، درصد روزن‌داران با دیواره پورسلانوز، استرانسیم، سدیم، منگنز، آرسنیک و زیرکن (بر حسب پی‌پی‌ام) در امتداد ستون چینه‌شناسی سازند قم در برش مطالعه‌شده

بازسازی شرایط اکسیداسیون و احیای سازند قم

پژوهش‌های متفاوتی نشان می‌دهند فراوانی برخی عناصر نظیر اورانیوم، وانادیوم، مولیبدن، کروم، نیکل و توریم شاخص بسیار خوبی برای تعیین شرایط اکسیداسیون و احیا در آب دریا و رسوبات کربناته است (Hatch and Leventhal 1992; Jones and Manning 1994; Wignall and Twitchett 1996; Hu and Wang 2001; Rimmer et al. 2004; Tribovillard et al. 2006; McManus et al. 2006; Madhavaraju et al. 2015). جونس و مانینگ (Jones and Manning 1994) پیشنهاد کرده‌اند نسبت وانادیوم به کروم (V/Cr) کمتر از ۲ نشان‌دهنده شرایط اکسایش است، نسبت V/Cr بین ۲ تا ۴/۲۵ محیط نیمه‌احیایی را نشان می‌دهد و نسبت V/Cr بیش از ۴/۲۵ نشان‌دهنده محیط احیایی است. مطالعه‌های ژئوشیمیایی در سازند قم نشان می‌دهند مقدار نسبت V/Cr در کربنات‌های مطالعه‌شده بین ۱/۵ تا ۳/۸ متغیر است و بیشتر نمونه‌ها در محدوده محیط نیمه‌احیایی قرار گرفته‌اند (جدول ۱). تغییرات نسبت V/Cr نسبت به $V/(V+Ni)$ بیان می‌کند نمونه‌های مطالعه‌شده در شرایط اکسیدی و عمدتاً نیمه‌احیایی قرار گرفته‌اند (شکل ۷)؛ علاوه‌براین، نسبت مولیبدن به زیرکن (Mo/Zr) در تمام نمونه‌ها کمتر از ۰/۲ است (جدول ۱) که بیان‌کننده حاکم‌نبودن محیط عمیق و احیایی (Shen et al. 2003) در نمونه‌های کربناته سازند قم در برش مطالعه‌شده است.

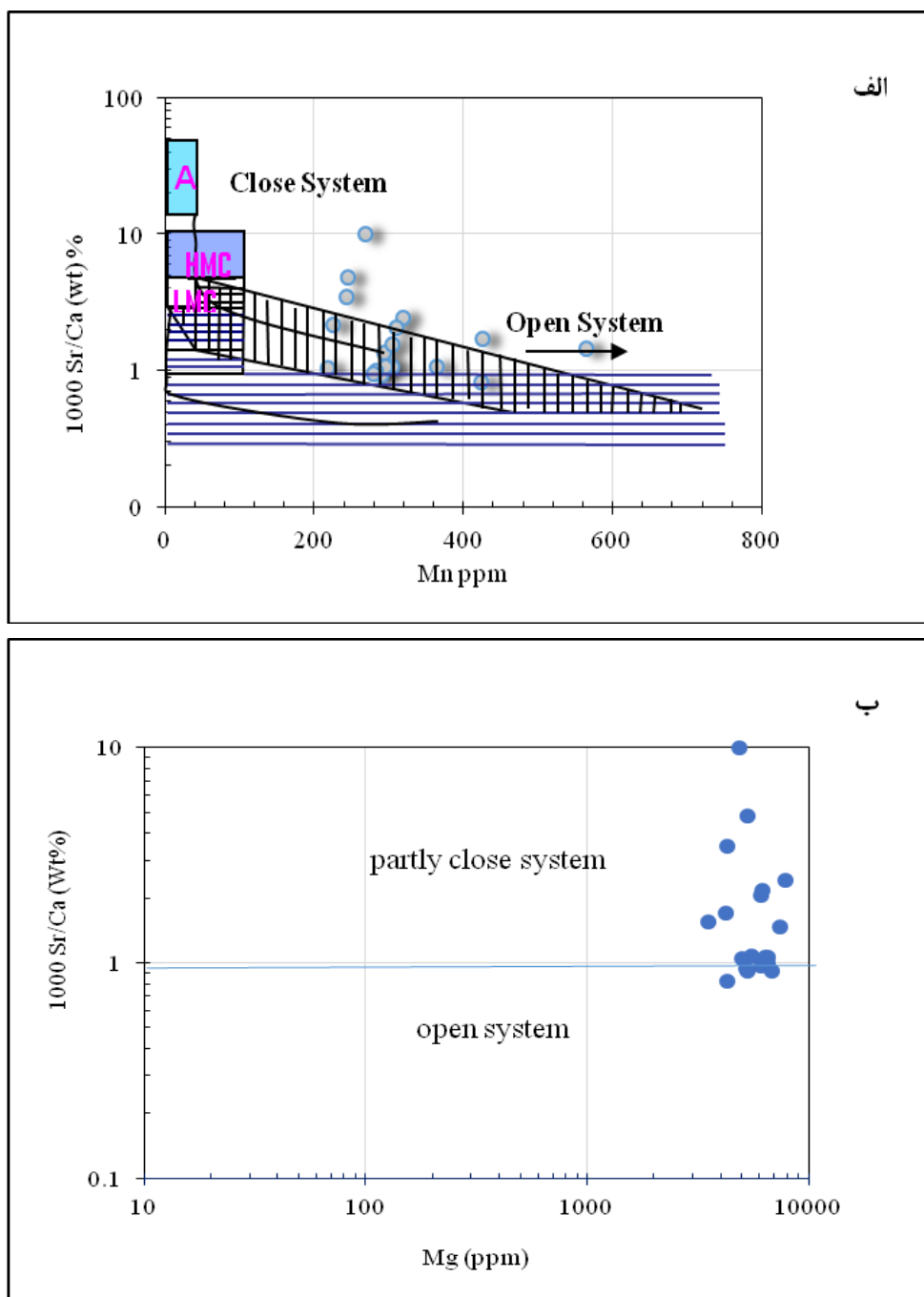
عنصر باریم در رسوبات دریایی، ابزار ژئوشیمیایی مهمی است که در مطالعه‌های محیط دریایی دیرینه استفاده می‌شود (Torres et al. 1996; Swart 2015). نظر بر این است که در محیط‌های اکسیدان تا نیمه‌احیایی، مقدار باریم با افزایش عمق زیاد می‌شود (Mc Manus et al. 1998). بررسی میزان باریم در نمونه‌های سازند قم نشان می‌دهد میزان این عنصر به‌طور متوسط ۲۸ پی‌پی‌ام است (شکل ۷). بر اساس تطابق داده‌های ژئوشیمی و مطالعه‌های پتروگرافی، محیط کم‌عمق سازند

کربناته قم در برش مطالعه‌شده به سه بخش مجزا تقسیم می‌شود (شکل ۸):

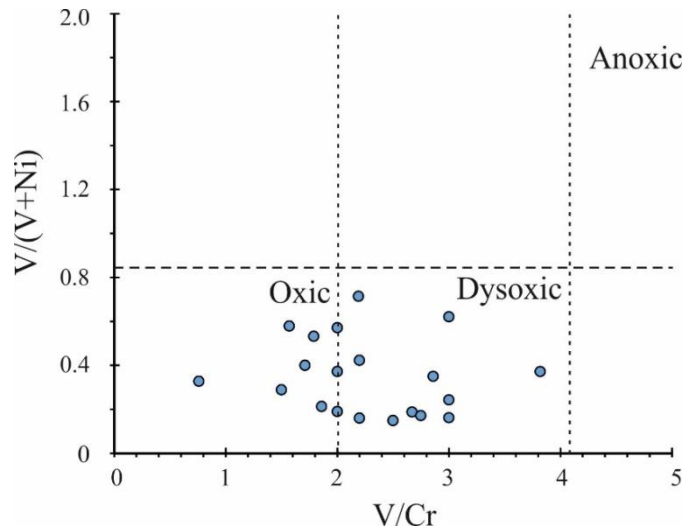
۱. محیط با انرژی کم که در بخش میانه لاگون قرار دارد و حاوی آلومک‌هایی از نوع روزن‌داران با دیواره پورسلانوز، بریوزوئر شاخه‌ای و دوکفه‌ای از نوع رشته‌ای با مقادیر زیاد است. نسبت وانادیم به کروم (V/Cr=2.5-3) و منگنز (Mn=700ppm) در این محیط زیاد و نشان‌دهنده نیمه‌احیایی بودن آن نسبت به سایر بخش‌هاست (ریزرخساره‌های A_2 : و کستون حاوی خرده‌های اسکلتی، A_3 : پکستون - و کستون دارای روزن‌داران بنتیک، A_4 : پکستون حاوی خرده‌های اسکلتی و بریوزوئر و A_5 : پکستون حاوی دوکفه‌ای). مقدار باریم در این محیط به بیشترین مقدار خود رسیده و مؤید محیط عمیق‌تر با انرژی کم است (Mc Manus et al. 1998).

۲. محیط با انرژی متوسط که در بخش‌هایی از لاگون دیده می‌شود که نزدیک پشته سدی قرار دارند. این محیط نشان‌دهنده شرایط محیطی اکسیدی تا نیمه‌اکسیدی است. نسبت وانادیم به کروم (V/Cr=0.76-2) و منگنز (Mn=290 ppm) و مقدار عنصر باریم در این محیط نسبت به سایر بخش‌ها کمتر است (ریزرخساره‌های A_6 : پکستون حاوی خرده‌های اسکلتی و A_7 : و کستون - پکستون حاوی جلبک قرمز و روزن‌داران بنتیک).

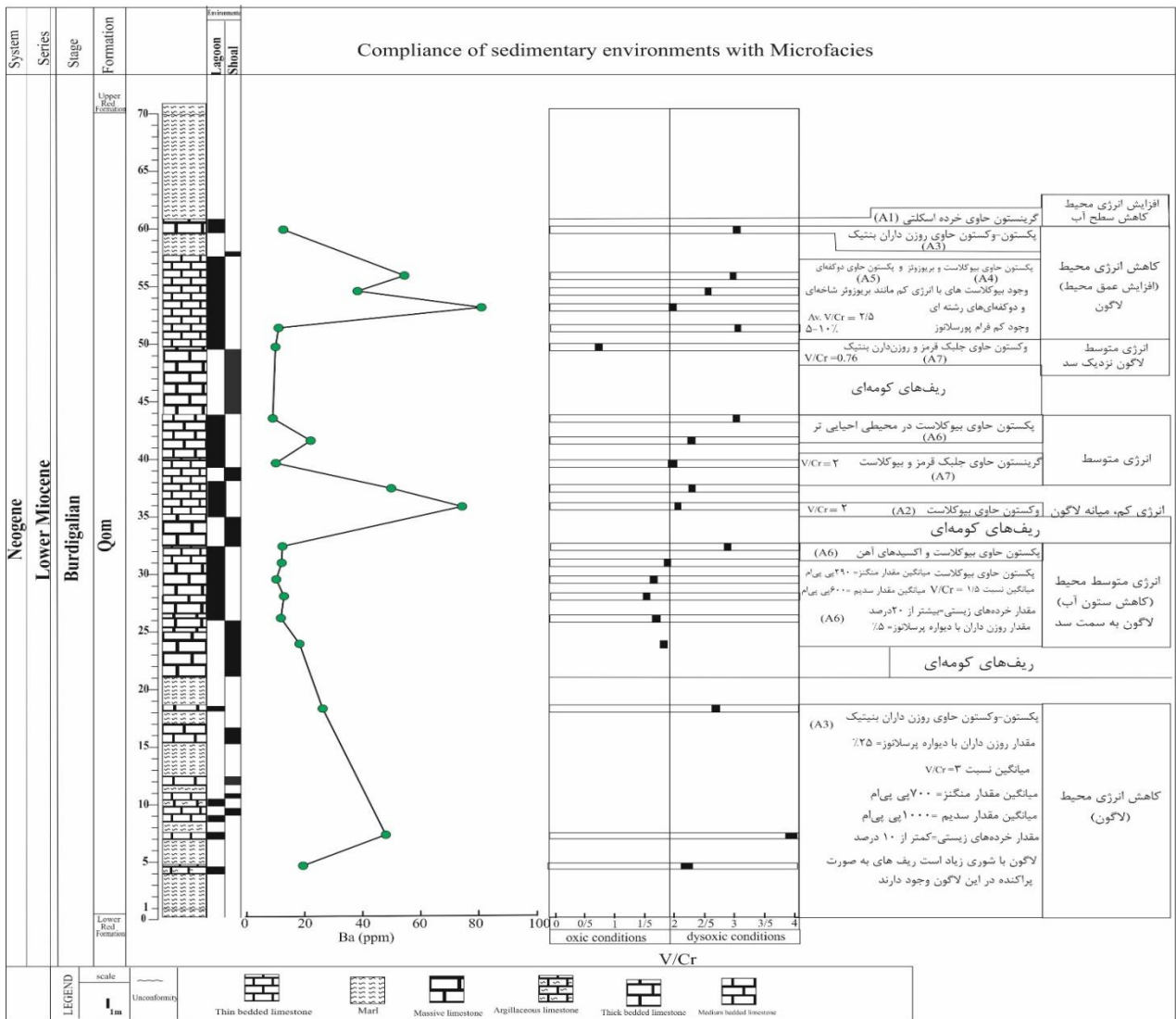
۳. بخش‌های پرانرژی محیط که شامل بخش‌های ابتدای لاگون به سمت خشکی و پشته سدی هستند. در بخش‌های ابتدای لاگون، روزن‌داران با دیواره پورسلانوز همراه با خرده‌های اسکلتی (A_1 : پکستون - گرینستون حاوی خرده‌های اسکلتی) و در پشته سدی، مرجان‌ها (B_1 : باندستون مرجانی) و جلبک قرمز (B_2 : گرینستون حاوی جلبک قرمز و بیوکلاست) دیده می‌شوند.



شکل ۶- الف. ترسیم مقادیر نسبت استرانسیم به کلسیم (Sr/Ca) در برابر منگنز؛ باتوجه به محدوده‌های تعیین شده توسط برند و وایزر (Brand and Veizer 1980) برای روند دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت با منیزیم زیاد (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC)، پراکندگی نمونه‌ها روی این نمودار نشان می‌دهد نمونه‌های آهکی سازند قم از دیاژنز در محیط نیمه‌بسته متأثر بوده‌اند. ب. ترسیم مقادیر نسبت استرانسیم به کلسیم (Sr/Ca) در برابر منیزیم برای نمونه‌های آهکی سازند قم؛ این نمودار تأییدکننده نیمه‌بسته بودن سیستم دیاژنتیکی سازند قم در برش مطالعه شده است (Bates and Brand 1990).



شکل ۷- تغییرات نسبت V/Cr نسبت به V/(V+Ni) برای تعیین شرایط اکسیداسیون و احیای دیرینه (Kloss et al. 2015)



شکل ۸- بازسازی شرایط اکسیداسیون احیای دیرینه

نتیجه

تغییرات نسبت Sr/Ca در برابر Mg و Mn بیان‌کننده نیمه‌بسته تا بازبودن محیط دیاژنتیکی نهشته‌های کربناته سازند قم در برش مطالعه‌شده هستند. همچنین تغییرات V/(V+Ni), Mo/Zr, V/Cr و مقادیر منگنز در کربنات‌های مطالعه‌شده، ته‌نشست سازند قم در شرایط عمدتاً نیمه‌احیایی را نشان می‌دهند.

تطابق نسبت وانادیوم به کروم (V/Cr) و مقادیر منگنز، سدیم و باریوم با آلوم‌های زیستی و کمریندهای رخساره‌ای، تفاوت فراوانی این عناصر در بخش‌های کم‌عمق لاگونی به سمت خشکی، میانه لاگون و بخش‌های لاگونی به سمت پشته سدی را بیان می‌کند. در بخش‌های میانه لاگون که انرژی کمتر است، مقدار Ba و Mn و نسبت V/Cr نسبت به سایر بخش‌ها افزایش یافته است. با توجه به اینکه این عناصر عمدتاً در محیط‌های احیایی بیشتر می‌شوند، نتیجه گرفته می‌شود در بخش‌های میانه لاگونی، شرایط نیمه‌احیایی تر از سایر بخش‌های سازند قم بوده است.

References

- Adabi M.H. 2004. Sedimentary Geochemistry. Aryan Zamin Publishing. 503 p.
- Adabi M.H. and Asadi Mehmandosti E. 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, SW Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 33(3): 267-277.
- Adabi M.H. Salehi M.A. and Ghabeishavi A. 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 39(3): 148-160.
- Aghanabati A. 2007. Geology of Iran. Geological Survey and Mineral Explorations of Iran. 586p.
- Bates N.R. and Brand N. 1990. Secular variation of calcium carbonate mineralogy, an evaluation of ooid and micrite chemistries, Geologiesche Rundschau, 79: 27-46.
- Baur W.H. Onishi B.H. 1969. Arsenic. In: Wedepohl, K.H. (Ed.), Handbook of Geochemistry. Springer Verlag, Berlin, pp. A1-A33.
- Berberian M. King G.C.P. 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian journal of earth sciences, 18(2), 210-265.
- Brand U. and Veizer J. 1980. Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system, II: stable

مطالعه‌های صحرائی نشان می‌دهند سازند قم در برش خانی‌آباد ۷۰ متر ضخامت دارد و از لایه‌های نازک، متوسط، ضخیم و توده‌ای سنگ آهک، سنگ آهک رسی و مارن تشکیل شده است. این سازند در برش مطالعه‌شده با ناپیوستگی هم‌شیب روی سازند قرمز زیرین و زیر مارن‌های قرمز رنگ سازند قرمز بالایی قرار گرفته است. بر اساس مطالعه‌های پتروگرافی انجام‌شده، سازند قم عمدتاً از اجزای اسکلتی تشکیل و در دو کمریند رخساره‌ای پشته سدی و لاگون ته‌نشست شده است. بررسی میزان آرسنیک در نمونه‌های انتخابی سازند قم نشان می‌دهد میزان این عنصر در بیشتر نمونه‌های آهکی کمتر از ۵ پی‌پی‌ام است، هرچند این مقدار در برخی نمونه‌ها افزایش می‌یابد. با توجه به سمی بودن آرسنیک و اینکه آرسنیک طی تبادل آب به سنگ وارد فازهای سیال و آب‌های زیرزمینی می‌شود، پیشنهاد می‌شود زیادتربودن این عنصر از نظر زیست‌محیطی بررسی شود. بر اساس میزان کم عناصر آلومینیوم، تیتانیوم، توریم و زیرکن در نمونه‌های مطالعه‌شده نتیجه گرفته می‌شود ورود مواد تخریبی به داخل حوضه در زمان رسوب‌گذاری نهشته‌های کربناته سازند قم کم بوده است.

کم‌بودن میزان استرانسیم و نسبت استرانسیم به سدیم (Sr/Na) در نمونه‌های کربناته سازند قم بیان‌کننده ترکیب کانی‌شناسی اولیه کلسیتی برای نمونه‌های مطالعه‌شده است. رابطه مثبتی بین میزان استرانسیم و میزان دوکفه‌ای‌ها و بین میزان منگنز و روزن‌دارن با دیواره پورسلانوز در نمونه‌های کربناته مطالعه‌شده در سازند قم مشاهده می‌شود. میزان سدیم در بخش‌هایی که عمدتاً لاگونی و کم‌انرژی هستند به بیشترین مقدار رسیده است و در نزدیکی پشته سدی که محیط حالت اکسیدان دارد به کمترین میزان خود در نمونه‌های بررسی شده رسیده است؛ از این رو، نتیجه گرفته می‌شود علاوه بر لیتولوژی، نوع موجودات و شرایط محیطی بر تغییرات ژئوشیمیایی سازند قم مؤثر هستند.

- studying methods of the palaeo-ocean dissolved. *Adv. Earth Sci.*, 16(1): 65-71 (in Chinese with English abstract).
- Hua G. Yuansheng D. Lian Z. Jianghai Y. Hu H. Min L. Yuan W. 2013. Trace and rare earth elemental geochemistry of carbonate succession in the Middle Gaoyuzhuang Formation, Pingquan Section: implications for Early Mesoproterozoic ocean redox conditions. *J. Palaeogeography*, 2(2): 209-221.
- Inanlo T. Mosadegh H. Daneshian J. Aharipour R. 2013. Microfacies study and geochemistry of the Qom Formation in Alla section (southeast of the Semnan). First symposium of applied earth geochemistry of Iran. Damghan University: 655-662.
- Jones B. Manning D.A.C. 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.* 111 –129.
- Kloss T.J. Dornbos S.Q. Chen J.Y. McHenry L.J. Marenco P.J. 2015. High-resolution geochemical evidence for oxic bottom waters in three Cambrian Burgess Shale-type deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 440: 90-95.
- Krauskopf K.B. 1955. Sedimentary deposits of rare metals. *Econ. Geol.* 50(1): 411.
- Lasemi Y. 2001. Facies, sedimentary environment and sequence stratigraphy of Upper Precambrian and Paleozoic rocks. Geological Survey and Mineral Explorations of Iran, 180 p.
- Le Riche H.H. 1959. The distribution of certain trace elements in the Lower Lias of southern England. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 16(1-3): 101-122.
- Li Y.H. 2000. *A Compendium of Geochemistry: From Solar Nebula to the Human Brain*, vol. 55. Princeton University Press, Princeton, 476 p.
- Li Y.H. Schoonmaker J.E. 2003. Chemical composition and mineralogy of marine sediments. In: Mackenzie F.T (Ed.), *Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks: Treatise on Geochemistry*, Elsevier, 7:1-35.
- Lian Z. Haiqiang Z. Jin W. Junhua H. and Xinong X. 2008. Assessment on redox conditions and organic burial of siliciferous sediments at the latest Permian Dalong Formation in Shangsi, Sichuan, South China. *Journal of China University of Geosciences*, 19(5): 496-506.
- Madhavaraju J. Hussain S. Ugeswari J. Ramasamy N. Ramasamy S. and Mahalakshmi P. 2015. Paleo-redox conditions of the Albian-Danian carbonate rocks of the Cauvery Basin, South India: Implications for Chemostratigraphy. In *Chemostratigraphy: Concepts, isotopes. Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 987-997.
- Carré M. Bentaleb I. Bruguier O. Ordinola E. Barrett N. T. and Fontugne M. 2006. Calcification rate influence on trace element concentrations in aragonitic bivalve shells: evidences and mechanisms. *Geochimica et Cosmochimica Acta*: 4906-4920.
- Daneshian J. Asadi Mehmandosti E. Ramezani Dana L. 2017. Microfacies, sedimentary environment and sequence stratigraphy of the Qom Formation in the Deh Namak section, northeast of Garmsar. *Iranian Journal of Geology*. 11(41)23-43
- Dawson, J.B. and Hinton, R.W., 2003. Trace-element content and partitioning in calcite, dolomite and apatite in carbonatite, Phalaborwa, South Africa. *Mineralogical Magazine*, 67(5), pp.921-930.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205: 587.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *AAPG Bull.*, 1: 108-121.
- Emami M. H. 1992. Explanatory text of The Qom Geology map (scale 1:250000). Geological Survey and Mineral Explorations of Iran.
- Embry A.F. Klovan J.E. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *B. Can. Petrol Geol.*, 19(4): 730-781.
- Fayazi, F. Amraei J. 2008. Geochemistry of the Qom Formation Carbonates in Dobaradar, Dochah, Kamarkoh and Nardaghi sections. 12 symposium of geology of Iran. Chamran University: 8.
- Flügel E. 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer- Berlin, 984p.
- Graf D.L. 1960. Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks: pt. III, Minor element distribution. Circular no. 301.
- Hatch J.R. and Leventhal J.S. 1992. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) stark shale member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, USA. *Chem. Geol.* 99: 65– 82.
- Holland H. D. 2006. The oxygenation of the atmosphere and oceans. *Philosophical Transactions of the Royal Society B-Biological Sciences*, 361(1470): 903-915.
- Houshmand Zadeh A. Nabavi M.H. 1999. Geological Map of Serries 1:100000 SHEET 6457 – KUH-E LATIF, Supervised by Geological Survey of Iran.
- Hu X.M. Wang C.S. 2001. Summarization on the

- Safari A. Ameri H. Vaziri M.R. Mohammadi E. 2014. Analysis of the Qom Formation microfacies and controlling factors on their deposition, Varkan area (Southwest of Kshan), Sanandaj-Sirjan fore arc basin. *Paleontology*, 1 (2): 187-204.
- Seyrafian A. Torabi H. Shojaei M. 2007. Microfacies and sedimentary environment of the Qom Formation in Natanz area (Charkhe Mountain). *Journal of Research Sciences*, Isfahan University, 1 (23): 137-150.
- Swart P.K. 2015. The geochemistry of carbonate diagenesis: The past, present and future. *Sedimentology*, 62(5):1233-1304.
- Shen Y. Knoll A. H. Walter M. R. 2003. Evidence for low sulphate and anoxia in a mid-Proterozoic marine basin. *Nature*, 423(6940): 632-635.
- Snow L. J. Duncan R. A. Bralower T. J. 2005. Trace element abundances in the Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado, marine sedimentary section and their relationship to Caribbean plateau construction and oxygen anoxic event 2, *Paleoceanography* 20. PA3005.
- Stocklin J. 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*, 52(7):1229-1258.
- Stocklin J, Setudehina A 1991. Stratigraphic lexicon of Iran. Geological Survey of Iran. Report 18: 1-376.
- Tribovillard N. Algeo T.J. Lyons T. and Riboulleau A. 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology*, 232(1-2):12-32.
- Torres M.E. Brumsack H.J. Bohrmann G. Emeis K.C. 1996. Barite fronts in continental margin sediments: a new look at barium remobilization in the zone of sulfate reduction and formation of heavy barites in diagenetic fronts. *Chemical Geology*, 127(1-3): 125-139.
- Veizer J. Hoefs J. 1976. The nature of O18/O16 and C13/C12 secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 40(11): 1387-1395.
- Vincent B. Rambeau C. Emmanuel L. and Loreau J.P. 2006. Sedimentology and trace element geochemistry of shallow-marine carbonates: an approach to paleoenvironmental analysis along the Pagny-sur-Meuse Section (Upper Jurassic, France), *Facies*, 52: 69-84.
- Wignall P.B. Twitchett R.J. 1996. Oceanic anoxia and the end Permian mass extinction. *Science*, 272(5265): 1155-1158.
- Wilson J.L. 1975. Carbonate Facies in Geological History. Heidelberg (Springer), 471p.
- Techniques and Applications (p. 247-271).
- McManus J. Berelson W. M. Severmann S. Poulson R. L. Hammond, D. E., Klinkhammer G. P. Holm C. 2006. Molybdenum and uranium geochemistry in continental margin sediments: Paleoproxy potential. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(18): 4643-4662.
- McManus J. Berelson W.M. Klinkhammer G.P. Johnson K.S. Coale K.H. Anderson R.F. Kumar N. Burdige D.J. Hammond D.E. Brumsack H.J. McCorkle D.C. 1998. Geochemistry of barium in marine sediments: Implications for its use as a paleoproxy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(21-22), 3453-3473.
- Milliman J.D. 1974. Marine carbonates recent sedimentary carbonates. Part 1, Springer, Berlin, 375 p.
- Mitsuguchi T. Uchida T. Matsumoto E. Isdale P. J. and Kawana T. 2001. Variations in Mg/Ca, Na/Ca, and Sr/Ca ratios of coral skeletons with chemical treatments: Implications for carbonate geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2865-2874.
- Mohammadi E. Safari A. Vaziri-Moghaddam H. Mohammadi Monfared, M. 2009. Microfacies analysis and depositional environment of the Qom Formation in the Jazeh area (South of Kashan). *Sedimentary Facies*, 2 (1): 81-93.
- Nasiri Ghareh Shiran M. 2017. Microfacies, diagenetic features and sequence stratigraphy of the Qom Formation in the Azeran section, Southwest of Kahsan. MS Thesis, Kharazmi University.
- Price R.E. Pichler T. 2006. Abundance and mineralogical association of arsenic in the Suwannee Limestone (Florida): Implications for arsenic release during water-rock interaction. *Chemical Geology*, 228(1-3), 44-56.
- Rao C.P. 1991. Geochemical differences between subtropical (Ordovician), cool temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, tasmania, australia. *Carbonates and Evaporites*, 6(1): 83-106.
- Reuter M. Pillar W.E. Harzhauser M. Mandic O. Berning B. Rogl F. Kroh A. Aubry M.P. Wielandt U. Hamedani A. 2009. The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of Tethyan Seaway and closer of its Iranian getaways. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 627-650.
- Rimmer S.M. 2004. Geochemical paleoredox indicators in Devonian-Mississippian black shales, Central Appalachian Basin (USA). *Chem. Geol.* 206(3-4): 373-391.