



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

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
Vol. 33, Issue 4, No. 69, Winter 2018
pp. 11-14
Received: 23.07.2017 Accepted: 13.12.2017

Bio- and isotope stratigraphy of the Cenomanian-Turonian transition and the variations related to OAE2 in the Holul section, west of Kermanshah

Mehdi Sarfi*

Assistant Professor, Faculty of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

Amin Naviditalan

Assistant Professor, Faculty of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

Ebrahim Ghasemi-Nejad

Professor, Faculty of Geology, University of Tehran, Tehran, Iran

Mohsen Yazdi-Moghadam

MSc. National Iranian Oil Company, Exploration Directorate, Sheikh Bahayi Square, Tehran, Iran

**Corresponding author, e-mail: m.sarfi@du.ac.ir*

Introduction

Oceanic Anoxic Events (OAEs) are regarded as exciting and conspicuous climatic changes among geologists. Several positive and negative excursions in C-isotope of carbonates and organic matter represent these marine events (Keller et al. 2008; Lini et al. 1992; Menegatti et al. 1998; Rais et al. 2007). The most prominent OAE throughout the Cretaceous is OAE2 or Bonarelli event that has been documented in sections worldwide (Jarvis et al. 2006; Jenkyns 2010; Schlanger et al. 1987; Scholle and Arthur 1980; Tsikos et al. 2004). This is also known as the Cenomanian – Turonian Boundary Event (CTBE). “Black Shales” associated with this event are considered to be responsible for some of hydrocarbon source rocks around the world (Arthur and Schlanger 1979). Black shales and isotopic excursions of OAE2 has been known from many basins in the Pre-Atlantic and northern Neo-Tethys, and on-land seas (Blättler et al. 2011; Du Vivier et al. 2015; Forster et al. 2007; Hong and Lee 2012; Jarvis et al. 2011; Meyer and Kump 2008).

Through this research, we try to detect the stratigraphic interval of OAE2 based on planktonic foraminifers. Then, C-isotope stratigraphy was applied to increase the precision of the stratigraphic interval. An interval of 300 m was sampled in Kermanshah through the Zagros, and investigated for bio- and chemostratigraphy.

Materials and Methods

To investigate the Cenomanian – Turonian interval, 60 samples were collected along the Holul section with about 3 m spacing. All the collected samples were thin sectioned. Planktonic foraminifers were examined and photographed via polarizing microscope. Regarding hard lithology of the samples in the Holul section, isolation of foraminifers was impossible. Therefore, biostratigraphy of the planktonic foraminifers was implemented based on thin-section study. Primary age determination conforms the biostratigraphic scheme presented by Wynd (1965). Complementary studies across the CTB were carried out according to biozonation of planktonic foraminifers by Premoli Silva and Verga (2004). 13 samples were drilled by tungsten-carbide bits to provide powders. Nearly 200 micrograms of each sample was reacted with H_3PO_4 in 68 – 70°C in Finnigan TC/EA carbonate device in connection with Delta V Advantage Isotope Ratio of Leibniz University Hannover to analyze samples for C- and O-isotopes. NBS 18 and 19 were run with samples. The precision was 0.03‰ for $\delta^{13}C$ and 0.06‰ for $\delta^{18}O$. Values are reported in per mil (‰) PDB.

Discussion of Results and Conclusions

Micropalaeontological study based on planktonic foraminifera in the Cenomanian – Turonian succession of the Holul section, located in the Lurestan geological province (west of the Kermanshah City), resulted in distinction of *Rotalipora cushmani*, *Whiteinella archaeocretacea* and *Helvetoglobotruncana helvetica* biozones. *Whiteinella archaeocretacea* biozone globally defines the Cenomanian - Turonian transition. Detection of this biozone in the Holul section could be a clue for continuous sedimentation of the Cenomanian - Turonian transition in the studied stratigraphic section. Elongated chambers planktonic foraminifera such as *Muricohedbergella simplex* are relatively common during time span of *Whiteinella archaeocretacea* biozone in the Holul stratigraphic section.

To evaluate meteoric diagenesis, cross plot of stable isotopic values was used. For meteoric diagenesis, the “inverted J or L” pattern is expected (Lohmann, 1988), however, this pattern is not visible in our data that prove the absence of meteoric diagenesis. This plot shows negative correlation (0.66) between C- and O-isotopic values which could not be easily ascribed to diagenesis. In meteoric

diagenesis under warm and humid conditions, C- and O-isotopic values decrease simultaneously with increasing diagenetic intensity. In burial diagenesis, due to increasing temperatures, $\delta^{18}\text{O}$ decreases while $\delta^{13}\text{C}$ remains unchanged or changes slightly. Therefore, negative correlation could be ascribed to changes in sea level, salinity, climate, and temperature (Keller et al. 2004). Especially, climate changes during OAE2 led to decrease in $\delta^{18}\text{O}$ by increasing temperatures and burial of organic matters (Jarvis et al. 2006; Jarvis et al. 2011).

Results of the C-isotope analysis in the studied section indicates an increasing - decreasing trend from the top of *Rotalipora cushmani* to the base of *Helvetoglobotruncana helvetica* biozones including two positive shifts before and after *Whiteinella archaeocretacea* biozone that can be correlated with carbon isotope peaks of OAE2 in the Neo-Tethys Basin. This proves the accuracy of the biostratigraphic studies.

This research suggests a detailed study in the studied area for further clarification of OAE2 and associated biostratigraphic and geochemical variations.

Keywords: Biostratigraphy, Planktonic foraminifera, Carbon isotope, Cenomanian/Turonian transition, OAE.

References

- Allan J. and Matthews R. 1982. Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, 29(6): 797-817.
- Allan J. R. and Wiggins W. D. 1993. Dolomite Reservoirs: Geochemical Techniques for Evaluating Origin and Distribution. AAPG Short Course Note Ser. 36: 170.
- Arthur M. A. and Schlanger S. O. 1979. Cretaceous. AAPG bulletin, 63(6):870-885.
- Blättler C. L. Jenkyns H. C. Reynard L. M. and Henderson G. M. 2011. Significant increases in global weathering during Oceanic Anoxic Events 1a and 2 indicated by calcium isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 309(1): 77-88.
- Brand U. and Veizer J. 1981. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system - 2: stable isotopes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51(3): 987-998.
- Christ N. Immenhauser A. Amour F. Mutti M. Tomás, S. Agar S. M. Alway R. and Kabiri L. 2012. Characterization and interpretation of discontinuity surfaces in a Jurassic ramp setting (High Atlas, Morocco). *Sedimentology*, 59(1): 249-290.
- Clarke L. J. and Jenkyns H. C. 1999. New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere. *Geology*, 27(8):699-702.
- Coccioni R. Luciani V. and Marsili A. 2006. Cretaceous oceanic anoxic events and radially elongated chambered planktonic foraminifera: paleoecological and paleoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 235(1):66-92.
- Du Vivier A. D. C. Jacobson A. D. Lehn G. O. Selby D. Hurtgen M. T. and Sageman B. B. 2015. Ca isotope stratigraphy across the Cenomanian-Turonian OAE 2: Links between volcanism, seawater geochemistry, and the carbonate fractionation factor. *Earth and Planetary Science Letters*, 416: 121-131.
- Erba E. 2004. Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. *Marine Micropaleontology*, 52(1-4):85-106.
- Forster A. Schouten S. Moriya K. Wilson P. A. and Damsté J. S. S. 2007. Tropical warming and intermittent cooling during the Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event 2: Sea surface temperature records from the equatorial Atlantic. *Paleoceanography*, 22(1):1-14.
- Gale A. S. Kennedy W. J. Voigt S. and Walaszczyk I. 2005. Stratigraphy of the Upper Cenomanian-Lower Turonian Chalk succession at Eastbourne, Sussex, UK: Ammonites, inoceramid bivalves and stable carbon isotopes. *Cretaceous Research*, 26(3):460-487.
- Hajikazemi E. Al-Aasm I. S. and Coniglio M. 2010. Subaerial exposure and meteoric diagenesis of the Cenomanian-Turonian Upper Sarvak Formation, southwestern Iran, Geological Society Special Publication, 330: 253-272.
- Hong S. K. and Lee Y. I. 2012. Evaluation of atmospheric carbon dioxide concentrations during the Cretaceous. *Earth and Planetary Science Letters*, 327-328: 23-28.
- James G. and Wynd J. 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49(12):2182-2245.
- Jarvis I. Gale A. S. Jenkyns H. C. and Pearce M. A. 2006. Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $\delta^{13}\text{C}$ carbonate reference curve for the Cenomanian-Campanian (99.6-70.6 Ma). *Geological Magazine*, 143(05):561-608.
- Jarvis I. Lignum J. S. Gröcke D. R. Jenkyns H. C. and Pearce M. A. 2011. Black shale deposition, atmospheric CO₂ drawdown, and cooling during the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event. *Paleoceanography*, 26(3):1-17.
- Jati M. Grosheeny D. Ferry S. Masrouy M. Aoutem M. Icame N. Gauthier-Lafaye F. and Desmares D. 2010. The Cenomanian-Turonian boundary event on the Moroccan Atlantic margin (Agadir basin): Stable isotope and sequence stratigraphy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296(1): 151-164.
- Jenkyns H. C. 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3):1-30.
- Keller G. Adatte T. Berner Z. Chellai E. H. and Stueben D. 2008. Oceanic events and biotic effects of the Cenomanian-Turonian anoxic event, Tarfaya Basin, Morocco. *Cretaceous Research*, 29(5-6):976-994.
- Keller G. Berner Z. Adatte T. and Stueben D. 2004. Cenomanian - Turonian and $\delta^{13}\text{C}$, and $\delta^{18}\text{O}$, sea level and salinity variations at Pueblo, Colorado. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 211(1): 19-43.
- Lini A. Weissert H. and Erba E. 1992. The Valanginian

- carbon isotope event: a first episode of greenhouse climate conditions during the Cretaceous. *Terra Nova*, 4(3): 374-384.
- Lohmann K. C. 1988. Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. *Paleokarst*, p. 58-80.
- Melinte-Dobrinescu M. C. and Bojar A.-V. 2008. Biostratigraphic and isotopic record of the Cenomanian–Turonian deposits in the Ohaba-Ponor section (SW Hațeg, Romania): *Cretaceous Research*, 29(5):1024-1034.
- Menegatti A. P. Weissert H. Brown R. S. Tyson R. V. Farrimond P. Strasser A. and Caron M. 1998. High-resolution $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy through the early Aptian 'Livello Selli' of the Alpine Tethys: *Paleoceanography*, 13(5): 530-545.
- Meyer K. M. and Kump L. R. 2008. Oceanic euxinia in Earth history: Causes and consequences, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36:251-288.
- Mitchell S. F. Ball J. D. Crowley S. F. Marshall J. D. Paul C. R. Veltkamp C. J. and Samir A. 1997. Isotope data from Cretaceous chalks and foraminifera: Environmental or diagenetic signals?: *Geology*, 25(8):691-694.
- Navidtalab A. Rahimpour-Bonab H. Nazari-Badii A. and Sarfi M. 2014. Challenges in deep basin sequence stratigraphy: A case study from the Early-Middle Cretaceous of SW Zagros Facies, 60(1):195-215.
- Paul C. Lamolda M. Mitchell S. Vaziri M. Gorostidi A. and Marshall J. 1999. The Cenomanian–Turonian boundary at Eastbourne (Sussex, UK): a proposed European reference section: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 150(1):83-121.
- Pearce M. A. Jarvis I. and Tocher B. A. 2009 The Cenomanian-Turonian boundary event, OAE2 and palaeoenvironmental change in epicontinental seas: New insights from the dinocyst and geochemical records: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 280(1-2): 207-234.
- Pearson P. N. Ditchfield P. W. Singano J. Harcourt-Brown K. G. Nicholas C. J. Olsson R. K. Shackleton N. J. and Hall M. A. 2001. Warm tropical sea surface temperatures in the Late Cretaceous and Eocene epochs. *Nature*, 413(6855):481-487.
- Pratt L. Arthur M. Dean W. and Scholle P. 1993. Paleooceanographic cycles and events during the Late Cretaceous in the Western Interior Seaway of North America, *Evolution of the Western Interior Basin*, Geol. Ass. Canada, Spec. Pap., 39:333-354.
- Premoli Silva I. and Verga D. 2004. Practical manual of Cretaceous planktonic foraminifera: International school on planktonic foraminifera, 3(0):283.
- Rahimpour-Bonab H. Mehrabi H. Enayati-Bidgoli A. H. and Omidvar M. 2012. Coupled imprints of tropical climate and recurring emergence on reservoir evolution of a mid Cretaceous carbonate ramp, Zagros Basin, southwest Iran. *Cretaceous Research*, 37:15-34.
- Rahimpour-Bonab H. Mehrabi H. Navidtalab A. Omidvar M. Enayati-Bidgoli A. H. Sonei R., Sajjadi F. Amiri-Bakhtyar H. Arzani N. and Izadi-Mazidi E. 2013. Palaeo-exposure surfaces in Cenomanian - Santonian carbonate reservoirs in the Dezful embayment, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 36(4): 335-362.
- Rais P. Louis-Schmid B. Bernasconi S. M. and Weissert H. 2007. Palaeoceanographic and palaeoclimatic reorganization around the Middle-Late Jurassic transition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 251(3-4): 527-546.
- Robinson S. A. Heimhofer U. Hesselbo S. P. and Petrizzo M. R. 2017. Mesozoic climates and oceans—a tribute to Hugh Jenkyns and Helmut Weissert. *Sedimentology*, 64(1):1-15.
- Sakai S. and Kano A. 2001. Original oxygen isotopic composition of planktic foraminifera preserved in diagenetically altered Pleistocene shallow-marine carbonates. *Marine Geology*, 172(3):197-204.
- Sarfi M. Ghasemi-Nejad E. Mahanipour A. Yazdi-Moghadam M. and Sharifi M. 2014. Integrated biostratigraphy and geochemistry of the lower Cretaceous Radiolarian Flood Zone of the base of the Garau Formation, northwest of Zagros Mountains, Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, p. 1-11.
- Schlanger S. O. Arthur M. A. Jenkyns H. C. and Scholle P. A. 1987. The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion, *Geological Society Special Publication*, 26: 371-399.
- Scholle P. A. and Arthur M. A. 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *AAPG Bulletin*, 64(1): 67-87.
- Schrag D. P. 1999. Effects of diagenesis on the isotopic record of late Paleogene tropical sea surface temperatures: *Chemical Geology*, 161(1): 215-224.
- Takashima R. Nishi H. Hayashi K. Okada H. Kawahata H. Yamanaka T. Fernando A. G. and Mampuku M. 2009. Litho- bio- and chemostratigraphy across the Cenomanian/Turonian boundary (OAE 2) in the Vocontian Basin of southeastern France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273(1): 61-74.
- Tsikos H. Jenkyns H. C. Walsworth-Bell B. Petrizzo M. R. Forster A. Kolonic S. Erba E. Premoli Silva I. Baas M. Wagner T. and Sinninghe Damsté J. S. 2004. Carbon-isotope stratigraphy recorded by the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event: Correlation and implications based on three key localities. *Journal of the Geological Society*, 161(4): 711-719.
- Vincent B. van Buchem F. S. P. Bulot L. G. Jalali M. Swennen R. Hosseini A. S. and Baghbani D. 2015. Depositional sequences, diagenesis and structural control of the Albian to Turonian carbonate platform systems in coastal Fars (SW Iran). *Marine and Petroleum Geology*, 63:46-67.
- Voigt S. Friedrich O. Norris R. D. and Schönfeld J. 2010. Campanian–Maastrichtian carbon isotope

- stratigraphy: shelf-ocean correlation between the European shelf sea and the tropical Pacific Ocean. *Newsletters on Stratigraphy*, 44(1): 57-72.
- Weissert H. 1989. C-Isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change: A case study from the Early Cretaceous. *Surveys in Geophysics*, 10(1):1-61.
- Weissert H. and Erba E. 2004. Volcanism, CO₂ and palaeoclimate: A Late Jurassic-Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. *Journal of the Geological Society*, 161(4):695-702.
- Wilson P. A. Norris R. D. and Cooper M. J. 2002. Testing the Cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerara Rise. *Geology*, 30(7): 607-610.
- Wohlfend S. Hart M. and Weissert H. 2015. Ocean current intensification during the Cretaceous oceanic anoxic event 2—evidence from the northern Tethys. *Terra Nova*, 27(2):147-155.
- Wynd J. 1965. Biofacies of Iranian oil consortium agreement area: IOOC Rep.

چینه‌نگاری زیستی و ایزوتوپی گذر سنومانین - تورونین و تغییرات وابسته به رویداد

بی‌اکسیژنی اقیانوسی ۲ در برش هلول در غرب کرمانشاه

مهدی صرفی، استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، ایران*

امین نویدطلب، استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، ایران

ابراهیم قاسمی‌نژاد، استاد، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، ایران

محسن یزدی مقدم، کارشناس ارشد، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت تهران، ایران

چکیده

بررسی توالی رسوبی بازه زمانی آشکوب‌های سنومانین - تورونین در برش هلول واقع در ناحیه زمین‌شناسی لرستان و غرب کرمانشاه، با استفاده از مطالعات زیست چینه‌نگاری و ریز دیرینه‌شناسی فرامینفرهای پلانکتون به شناسایی بیوزون‌های *Rotalipora cushmani*، *Whiteinella archaeocretacea* و *Helvetoglobotruncana helvetica* منجر شد. بیوزون *Whiteinella archaeocretacea* معرف مرز آشکوب‌های سنومانین و تورونین است و توسعه این بیوزون در برش چینه‌ای هلول، رسوب‌گذاری پیوسته در این بازه زمانی را نشان می‌دهد؛ هرچند که افزایش اعتبار این نتیجه، باید به‌وسیله نمونه‌برداری دقیق‌تر ارزیابی شود. در بازه بیوزون مذکور، فرامینفرهای پلانکتونیک با حجرات طویل‌شده همچون *Muricohedbergella simplex* نسبتاً فراوان هستند. مطالعات ایزوتوپی انجام‌شده در این مطالعه نشان داده است که در بخش انتهایی بیوزون *Rotalipora cushmani* تا بخش زیرین بیوزون *Helvetoglobotruncana helvetica* یک روند افزایشی - کاهشی با دو چکاد مثبت مشخص در نسبت ایزوتوپی پایدار کربن در قبل و پس از زون *Whiteinella archaeocretacea* توسعه یافته است. این روند را می‌شود معادل چکادهای افزایشی ناشی از رویداد بی‌اکسیژنی اقیانوسی ۲ در حوضه نوتیس در نظر گرفت.

واژه‌های کلیدی: زیست چینه‌نگاری، فرامینفرهای پلانکتونیک، ایزوتوپ کربن، گذر سنومانین - تورونین، رخداد بی‌اکسیژنی اقیانوسی

مقدمه

et al. 2011; Du Vivier et al. 2015; Forster et al. 2007; Hong (and Lee 2012; Jarvis et al. 2011; Meyer and Kump 2008

به نظر می‌رسد تاکنون پژوهش چشمگیری در حاشیه جنوبی اقیانوس نوتیس (Neo-Tethys) انجام نشده است. این رویدادها به آسانی به وسیله چینه‌نگاری ایزوتوپ کربن شناسایی می‌شوند (Jarvis et al. 2006; Weissert 1989) بنابراین، تغییرات ایزوتوپ کربن با دامنه زیاد نیز برای جداکردن بازه‌های چینه‌شناختی در موزویک به کار می‌رود.

در این پژوهش تلاش می‌شود بازه چینه‌ای رویداد بی‌اکسیژنی ۲ در ابتدا با استفاده از فرامینفرهای پلانکتونیک شناسایی و سپس به وسیله تغییرات نسبت‌های ایزوتوپی راست‌آزمایی شوند. برای این کار، در ابتدا به کمک پژوهش‌های فسیل‌شناسی اولیه کل توالی بررسی شده است که ضخامتی در حدود ۳۰۰ متر دارد و پس از آن، با تعیین بازه چینه‌ای هدف، آزمایش‌های ایزوتوپی پایدار کربن - اکسیژن بر روی آن انجام شده‌اند.

جایگاه زمین‌شناسی و چینه‌شناسی

منطقه مدنظر، در ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی باینگان قرار گرفته و برش چینه‌شناسی هلول در غرب کرمانشاه، با ضخامتی در حدود ۳۰۰ متر، رخنمونی از سازندهای گرو، سروک و ایلام را در بر گرفته است. به دلیل سنگ‌شناسی آهکی همسان سازندهای گرو و سروک در این منطقه، تفکیک این دو سازند از هم چندان ساده نیست؛ هرچند با توجه به تعیین سن انجام‌شده و بررسی‌های سنگ‌شناسی محدوده بین نمونه‌های شماره ۲۲۴ الی ۲۳۰ به بخش‌های فوقانی سازند گرو نسبت داده شده است. در این واحد، آهک‌های آرژیلی و متوسط لایه توسعه یافته و بخش‌های فوقانی شامل نمونه‌های ۲۳۰ تا ۲۴۰ با در نظر گرفتن سنگ‌شناسی آهک، به نسبت ضخیم لایه و نبود توسعه، آهک آرژیلی به سازند سروک نسبت داده شده است. به طور کلی، منطقه مدنظر، بخشی از منطقه زمین‌شناسی لرستان محسوب می‌شود. در ناحیه لرستان برخلاف خوزستان و فارس، رخساره‌های دریای باز بیشتر

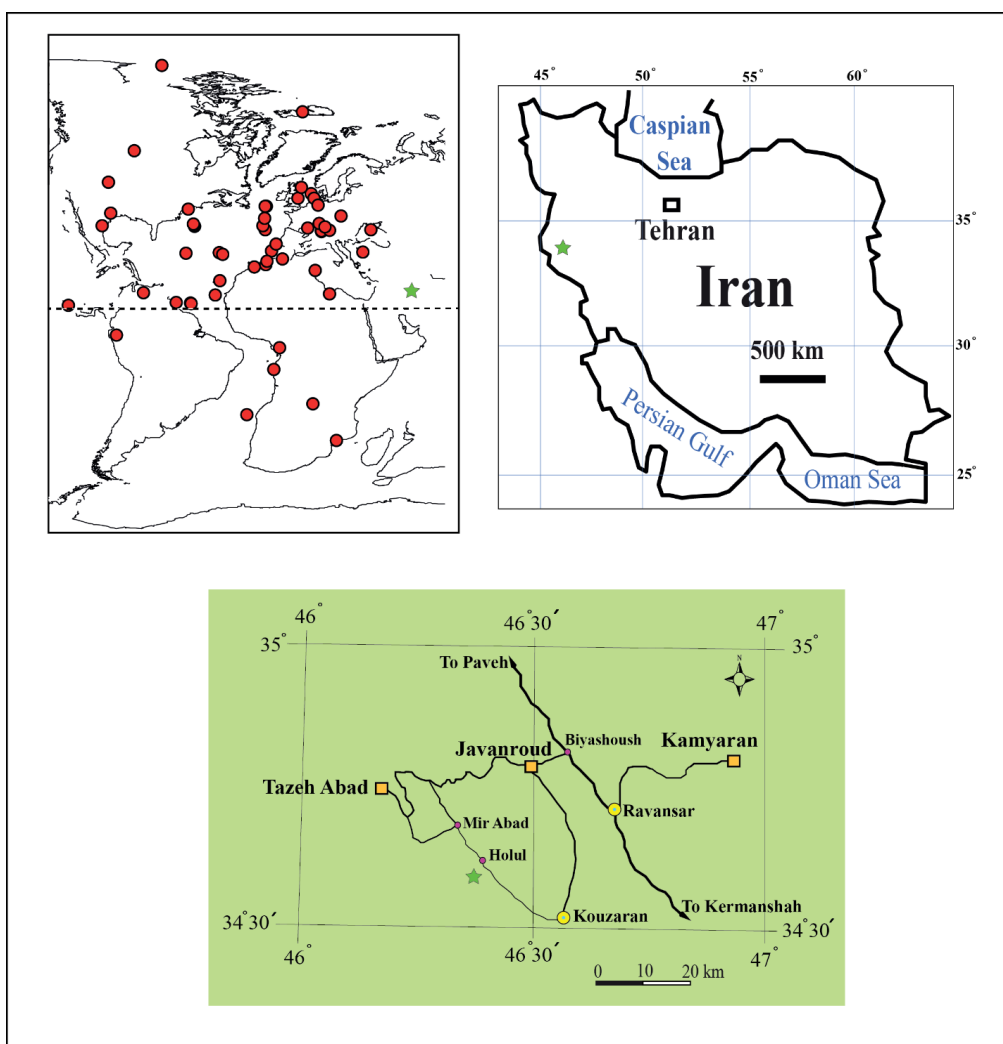
زمین‌شناسان در گذر تاریخ زمین، همواره به تغییرات آب‌وهوایی توجه کرده‌اند و به این موضوع علاقه داشته‌اند. در سال‌های اخیر یکی از موضوعات مهیج در آب‌وهواشناسی دیرینه رویدادهای بی‌اکسیژنی اقیانوسی (Oceanic Anoxic Events: OAEs) است که این امر را به طور گسترده‌ای ارزیابی کرده‌اند. اقیانوس‌های ژوراسیک بالایی و کرتاسه و نگاهت‌های آب‌وهوایی چندین تغییر آشکار چرخه جهانی کربن را نشان می‌دهند. چندین چکاد (Excursion) مثبت و منفی برجسته در نمودار ایزوتوپ کربن کربنات‌ها و مواد آلی دریایی دیده می‌شود (Keller et al. 2008; Lini et al. 1992; Menegatti et al. 1998; Rais et al. 2007) که یافتن و شناسایی این الگوها در کنار رسوب‌شناسی کلاسیک و زیست‌چینه‌نگاری به ابزارهای به‌روز شده مانند آنالیزهای ایزوتوپ‌های پایدار و عنصری نیاز دارد.

در دو دهه اخیر، تغییرات پدیده تکرارشونده وضعیت بی‌اکسیژنی اقیانوسی در کرتاسه، سیل انبوهی از پژوهش‌های رسوب‌شناختی، ژئوشیمیایی و دیرینه‌شناسی را به خود معطوف داشته است. برجسته‌ترین رویداد بی‌اکسیژنی اقیانوسی در کرتاسه، رویداد بونارلی (Bonarelli) یا OAE2 نامیده می‌شود که در توالی‌های رسوبی سراسر زمین شناسایی شده است (Jarvis et al. 2006; Jenkyns 2010; Schlanger et al. 2004; Scholle and Arthur 1980; Tsikos et al. 1987).

«شیل‌های سیاه» از ویژگی‌های بارز رویدادهای بی‌اکسیژنی اقیانوسی در حوضه‌های پلاژیک هستند. در برخی موارد، این شیل‌ها به صورت سنگ منشأ نفت عمل کرده‌اند و گاهی نیز به دلیل محتوای زیاد مواد آلی به شکل منابع هیدروکربن‌های نامتعارف، برداشت می‌شوند (Arthur & Schlanger 1979). شیل‌های تیره OAE2 و آنومالی‌های آن در مرز سنومانین - تورونین در برش‌های چینه‌ای حوضه‌های پلاژیک زیادی از نوتیس شمالی و پیش - اطلس و همچنین، دریا‌های برقاره‌ای با عرض‌های بالا شناسایی شده‌اند (Blättler

رخدادهای زیستی و حوادث پالئوکلوژیکی، از جمله رخدادهای بی‌اکسیژنی اقیانوسی را فراهم کرده است. برش بررسی شده در شمال روستای دره مران علیا از یال شمالی تاقدیس شیخ‌صله برداشت شده است. برای دسترسی به این ناحیه، در مسیر جوان‌رود - تازه‌آباد (ثلاث باباجانی) جاده فرعی (خاکی) روستای هولول - میرآباد را طی می‌کنیم که کل مسیر، از سه‌راهی تا برش مدنظر، حدود ۳۵ کیلومتر فاصله دارد (شکل ۱). در این تنگه گسله، شیب لایه‌ها از ۳۵ به ۶۰ درجه می‌رسد.

توسعه یافته‌اند (James and Wynd 1965; Navidtalab et al. 2014; Sarfi et al. 2014). به صورت کلی در رخساره‌ها و ضخامت واحدهای سنگی ناحیه لرستان، تفاوت‌های چشمگیری با سایر مناطق زاگرس، همچون خوزستان و فارس مشاهده می‌شود؛ به طوری که رخساره‌های کم‌ژرفای سازندهای فهلیان، گدون، داریان، کژدمی، سروک و ایلام، به رخساره‌های دریای باز سازندهای گرو، سروک و ایلام تبدیل شده‌اند (James and Wynd 1965). این وضعیت کم‌وبیش تا بسته شدن نوتیس ادامه دارد. گسترش رخساره‌های دریای باز در لرستان و گسترش پیوسته رسوبات، امکان مطالعه بسیاری از



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی برش هولول، محل برش با ستاره مشخص شده است. جایگاه برش مطالعه شده در محدوده تیس و رویدادهای شناخته شده بی‌اکسیژنی اقیانوسی ۲ نمایش داده شده است (برگرفته با تغییرات از Robinson et al. 2017).

مواد و روش‌ها

هر نمونه وزن شده است. مقادیر نسبت ایزوتوپی به دست آمده، نسبت به استاندارد جهانی VPDB به صورت بخش در هزار یا پرمیل (‰) ارائه می‌شود.

جدول ۱- مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن نمونه‌های برش هولول

شماره نمونه	وزن نمونه (میکروگرم)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
۲۴۰	۲۲۵	۱/۶۷	-۶/۵۷
۲۳۸	۲۰۷	۱/۲۷	-۶/۶۸
۲۳۷	۱۹۳	۱/۰۶	-۶/۱۸
۲۳۵	۱۸۴	۱/۶۴	-۶/۴۳
۲۳۴	۱۹۰	۱/۴۹	-۶/۷۱
۲۳۲	۲۰۰	۱/۴۲	-۶/۹۷
۲۳۱	۲۰۷	۱/۲۱	-۶/۵۱
۲۳۰	۱۹۳	۰/۹۴	-۶/۴۵
۲۲۸	۲۱۳	۱/۸	-۷/۴۷
۲۲۷	۲۰۵	۱/۶۴	-۶/۶۴
۲۲۶	۱۹۰	۰/۷۲	-۵/۸۱
۲۲۵	۱۹۰	۰/۸۷	-۵/۹۶
۲۲۴	۲۰۰	۱/۱۳	-۶/۰۷

نتایج و تفسیر

چینه‌نگاری زیستی

برای تعیین سن نسبی در برش هولول، تعداد ۶۰ نمونه جمع‌آوری شده در امتداد این برش، به‌طور اولیه بررسی شده‌اند. نتایج حاصل از این مطالعه، توسعه زون‌های شماره ۲۰، ۲۷، ۲۸، ۳۲، ۳۳ و ۳۹ الگوی چینه‌نگاری زیستی و ایند

(Wynd 1965) را نشان می‌دهد که به ترتیب عبارت‌اند از:

Rotalipora-Radiolaria assemblage Zone#20,
Globotruncana helvetica-Clavhedbergella-
Hedbergella Assemblage Zone#27, *Globotruncana*
schneegansi-Globotruncana sigali Assemblage
 Zone#28, *Globotruncana concavata/ventricosa*
carinata Assemblage Zone# 32, *Globotruncana*
elevata elevata Zone#33, *Globotruncana stuarti-*
Pseudotextularia varians Assemblage Zone#39.

نتایج حاصل شده از مطالعات فرامینفرای پلانکتونیک

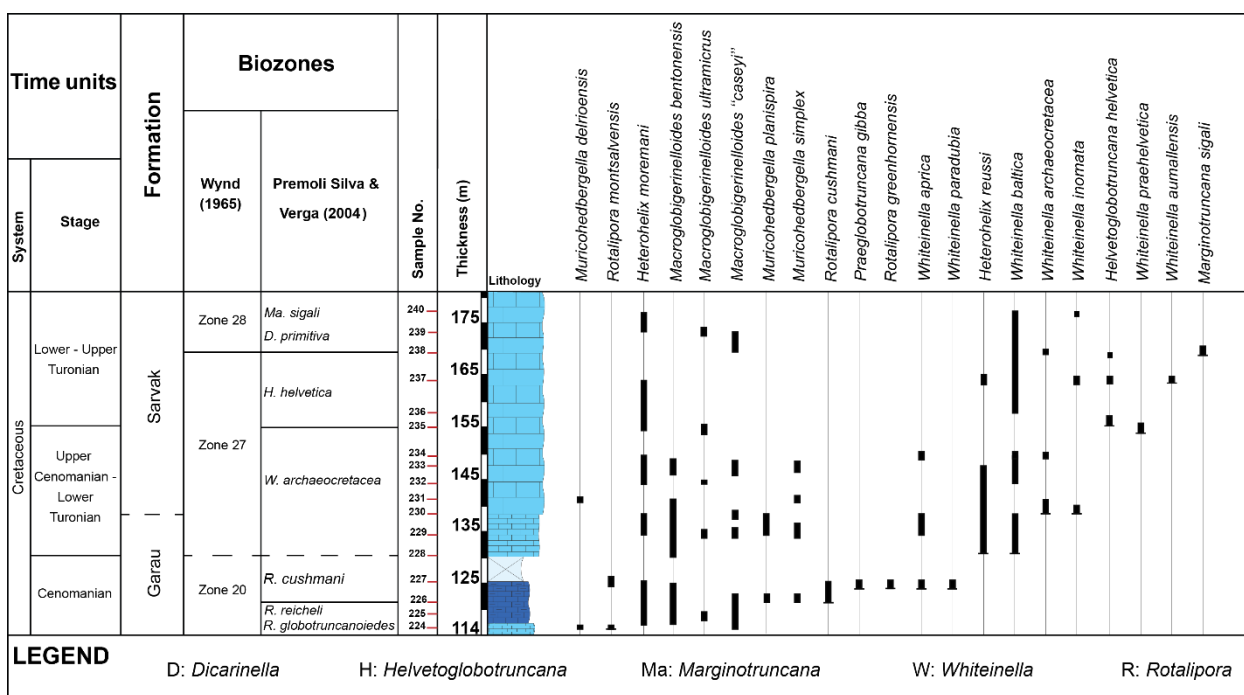
براساس الگوی چینه‌نگاری زیستی و ایند، امکان بررسی‌های دقیق‌تر گذر آشکوب‌های سنوماین - تورونین را فراهم کرده

برای بررسی رخدادهای گذر آشکوب‌های سنوماین - تورونین و تعیین سن، در ابتدا ۶۰ نمونه سنگی با فاصله تقریبی ۳ متر در امتداد برش چینه‌شناسی هولول برداشت شده و از کلیه نمونه‌های جمع‌آوری شده، مقاطع نازک تهیه شده است. محتوای فرامینفرهای پلانکتونیک به‌وسیله میکروسکوپ بررسی شده‌اند و از نمونه‌های فرامینفری موجود در مقاطع نازک، عکس‌برداری شده است. باتوجه‌به سنگ‌شناسی سخت نمونه‌های جمع‌آوری شده و وجودنداشتن گسترش میان لایه‌های شیلی و مارن در برش هولول، امکان جدایش فرامینفرهای پلانکتونیک به‌صورت ایزوله فراهم نبود و مطالعات فسیل‌شناسی فرامینفرای پلانکتون بر مبنای مقاطع نازک انجام شده است. تعیین سن نسبی اولیه براساس الگوی چینه‌نگاری زیستی و ایند (Wynd, 1965) انجام شده و سپس بررسی‌های تکمیلی در محدوده گذر آشکوب‌های سنوماین - تورونین، بر مبنای الگوی بیوزوناسیون فرامینفرای پلانکتونیک به‌روزشده پرمولی سیلوا و ورگا (Premoli Silva and Verga 2004) انجام شده‌اند.

تعداد ۱۳ نمونه، در دانشگاه هانوفر با مته تنگستن کار باید ۱ تا ۰/۵ میلیمتری نمونه‌برداری شده‌اند و برای تمیزکردن مته، پس از هربار نمونه‌برداری از هوای فشرده استفاده شده است. نمونه‌ها به‌وسیله دستگاه تمام‌اتوماتیک Finnigan Delta V TC/EA carbonat device که به طیف‌سنج جرمی Advantage Isotope Ratio وصل بود، با فسفریک اسید (H_3PO_4) در دمای ۶۸ تا ۷۰ درجه سانتیگراد واکنش داده شده‌اند. گاز کربن دی‌اکسید آزاد شده، برای اندازه‌گیری نسبت ایزوتوپی به‌طور خودکار به طیف‌سنج منتقل شده است. تکرار آنالیز دو رفرنس کربناته، دقت اندازه‌گیری نمونه‌ها را برای $\delta^{13}\text{C}$ ، ۰/۰۳‰ و برای $\delta^{18}\text{O}$ ، ۰/۰۶‰ نشان داده است. استانداردهای NBS ۱۸ و ۱۹ برای اندازه‌گیری نمونه‌ها به کار برده شده‌اند. باتوجه‌به اینکه بیش از ۷۰٪ ترکیب کانیایی نمونه‌ها کربناته بوده، مقداری نزدیک به ۲۰۰ میکروگرم برای

است که در بخش‌های بالایی زون شماره ۲۰ و زون شماره ۲۷ قرار می‌گیرند. باتوجه به لزوم وجود چارچوب زیست چینه‌نگاری دقیق‌تر برای مطالعه حادثه بی‌اکسیژنی اقیانوسی، ۲ محدوده مشخص شده، به‌طور دقیق‌تری سنجیده شده‌اند. برای زیست چینه‌نگاری دقیق‌تر با استفاده از فرامینیفرای پلانکتونیک، از الگوی به‌روزشده پرمولی سیلوا و ورگا (Premoli Silva and Verga

استفاده شده است. در این محدوده، تعداد ۲۱ گونه مربوط به ۹ جنس از فرامینیفرای پلانکتونیک شناسایی شده‌اند. پس از شناسایی و تعیین محدوده گسترش جنس‌ها و گونه‌ها (شکل ۲) تعداد ۳ بیوزون با استفاده از الگوی چینه‌نگاری زیستی پرمولی سیلوا و ورگا به این شرح در محدوده گذر آشکوب‌های سنوماین و تورونین برش هلول شناسایی شده‌اند.



شکل ۲- ستون زیست چینه‌نگاری برش مطالعه‌شده و گسترش فرامینیفرای پلانکتونیک شاخص.

مارن است. براساس گسترش گونه‌های شاخص در نمونه‌های شماره ۲۲۶ الی ۲۲۸ بیوزون مذکور شناسایی شده است. این بیوزون، ضخامتی معادل ۹ متر را در بر گرفته و این فرامینیفرای پلانکتونیک در این بیوزون سنجیده شده‌اند (Plate 1, 2):

Macroglobigerinelloides bentonensis,
Muricohedbergella planispira, *Muricohedbergella simplex*,
Heterohelix moremani,
Macroglobigerinelloides "caseyi", *Rotalipora montsalvensis*,
Rotalipora cushmani, *Whiteinella aprica*,
Rotalipora greenhornensis, *Praeglobotruncana gibba*,
Whiteinella paradubia, *Heterohelix reussi*, *Whiteinella baltica*.

1) *Rotalipora cushmani* Zone

این بیوزون از نوع تمام‌گستره (Total Range Zone) است و مرزهای زیرین و فوقانی آن، با ظهور و انقراض گونه *Rotalipora cushmani* مطابقت دارد و در مرز فوقانی این بیوزون، تمام گونه‌های مربوط به جنس *Rotalipora* منقرض می‌شوند. براساس الگوی زیست چینه‌نگاری پرمولی سیلوا و ورگا این بیوزون سن سنوماین میانی و فوقانی را نشان می‌دهد. بیوزون مذکور معادل بخش‌های بالایی زون شماره ۲۰ و ایند (Rotalipora - Radiolaria assemblage zone#20) است. در برش هلول بخش چشمگیری از ضخامت بیوزون مذکور پوشیده و احتمالاً حاصل توسعه میان لایه‌های شیلی و

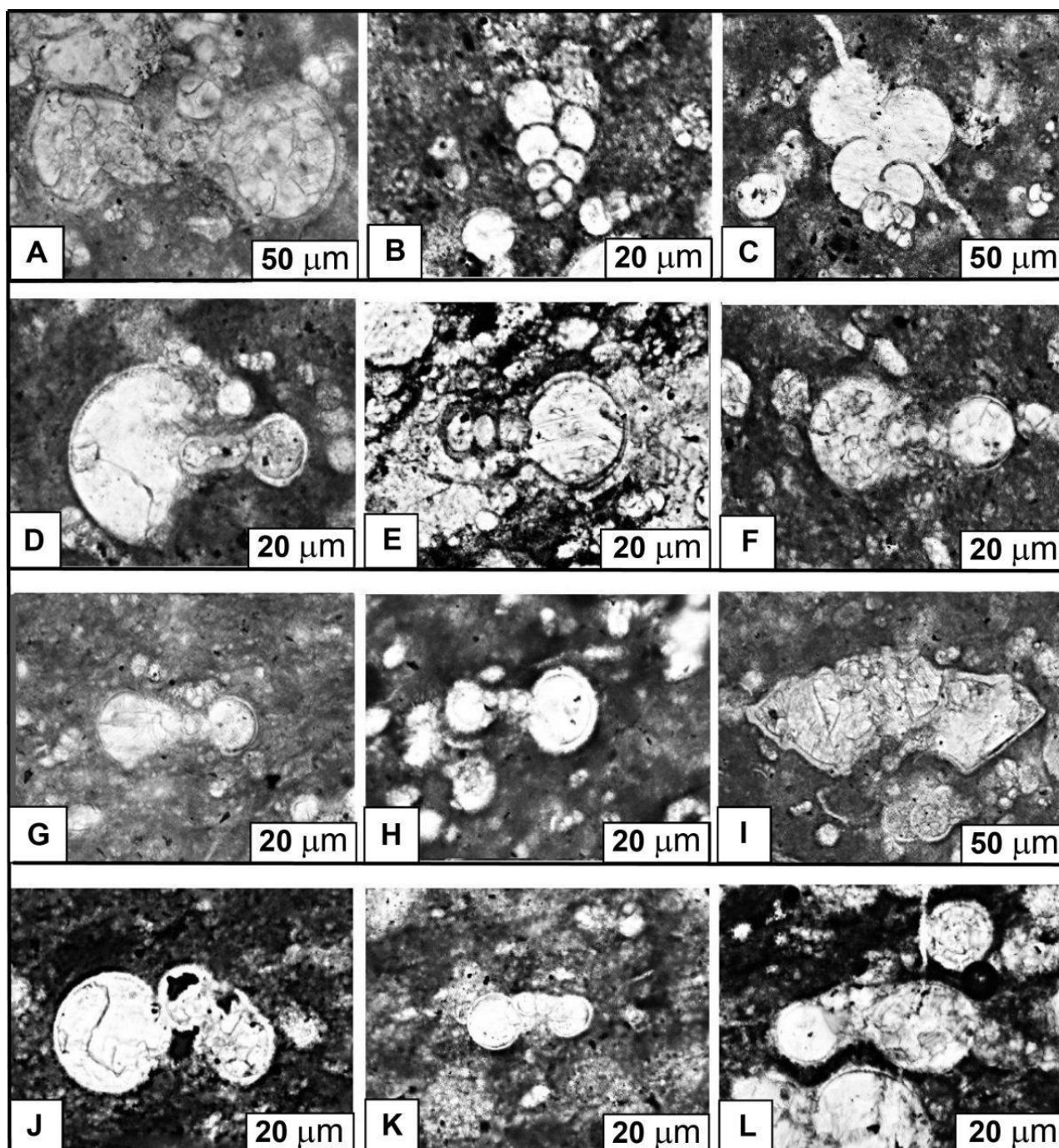


Plate 1- A, *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli 1945); B, *Heterohelix moremani* (Cushman 1938); C, *Heterohelix reussi* (Cushman 1938), D, E, *Macroglobigerinelloides bentonensis* (Morrow 1934); F, G, *Macroglobigerinelloides "caseyi"* (Bolli, Loeblich, and Tappan 1957); H, *Macroglobigerinelloides ultramicrus* (Subbotina 1949); I, *Marginotruncana sigali* (Reichel 1950); J, *Muricohedbergella delrioensis* (Carsey 1926); K, *Muricohedbergella planispira* (Tappan 1940); L, *Muricohedbergella simplex* (Morrow 1934). A, B: sample 235; C: sample 230; D: sample 229; E, F: sample 225; G, J: sample 224; H, I: sample 239; K: sample 226; L: sample 231.

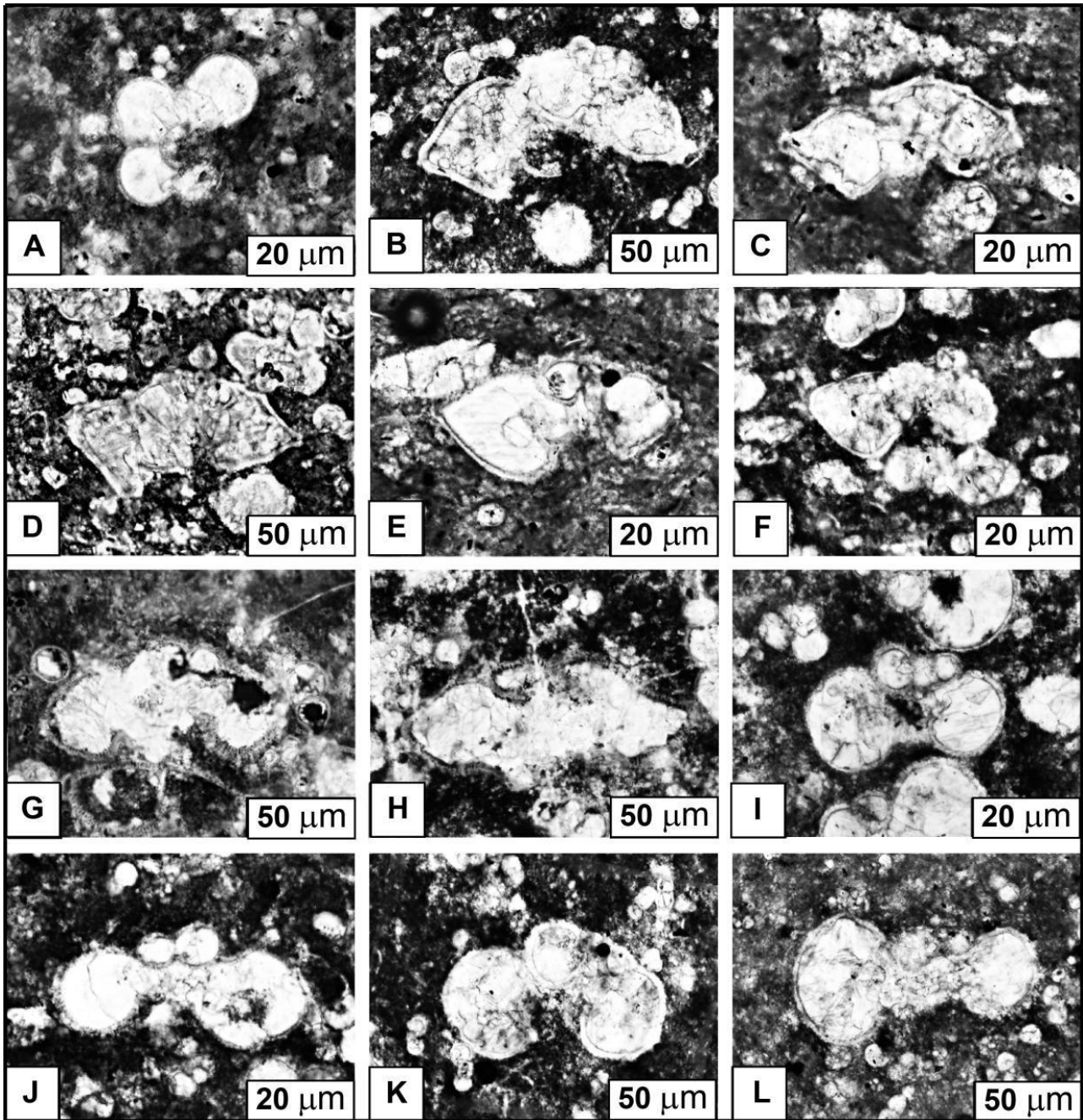


Plate 2- A, *Muricohedbergella simplex* (Morrow 1934); B, *Praeglobotruncana gibba* Klaus 1960; C, *Rotalipora cushmani* (Morrow 1934); D, *Rotalipora greenhornensis* (Morrow 1934); E, *Rotalipora montsalvensis* (Mornod 1949); F, *Whiteinella aprica* (Loeblich and Tappan 1961); G, *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno 1967; H, *Whiteinella aumallensis* (Sigal 1952); I, *Whiteinella baltica* Douglas and Rankin 1969; J, *Whiteinella inornata* (Bolli 1957); K, *Whiteinella paradubia* (Sigal 1952); L, *Whiteinella praehelvetica* (Trujillo 1960). A: sample 233; B-E, K: sample 227; F, J: sample 230; G: sample 238; H: sample 237; I: sample 229; K: sample 235.

archaeocretacea در حد فاصل بین دو افق زیستی انقراض گونه *Rotalipora cushmani* در قاعده و ظهور گونه *Helvetoglobotruncana helvetica* در رأس تعریف شده

2) *Whiteinella archaeocretacea* Zone

این زون زیستی از نوع گستره‌بخشی (Partial Range Zone) است که براساس گستره گونه *Whiteinella*

شاخص مشاهده‌شده در این بیوزون، به این شرح است
(Plate 1, 2):

Whiteinella aumallensis, *Marginotruncana sigali*,
Helvetoglobotruncana helvetica,
Macroglobigerinelloides ultramicrus, *Heterohelix*
moremani, *Macroglobigerinelloides "caseyi"*,
Heterohelix reussi, *Whiteinella baltica*, *Whiteinella*
inornata, *Whiteinella archaeocretacea*, *Whiteinella*
prae-helvetica.

ارزیابی دیاژنز در اطلاعات ایزوتوپی

بررسی نقش و شدت دیاژنز در پژوهش‌های ژئوشیمیایی کربنات‌ها بسیار اهمیت دارد که برای بازسازی اقلیم، اقیانوس‌شناسی و چینه‌نگاری شیمیایی به کار می‌روند؛ زیرا این پدیده، تغییرات گسترده بیشتری در ویژگی‌های رسوبات و سنگ‌های کربناته‌شده ایجاد می‌کند و ترکیب ژئوشیمیایی آنها را تغییر می‌دهد.

برای ارزیابی دیاژنز، افزون بر بررسی‌های میکروسکوپی از داده‌های ایزوتوپی پایدار کربن و اکسیژن نیز بهره گرفته می‌شود. برای تعیین نمونه‌هایی با ترکیب اولیه، باید نمونه‌هایی انتخاب شوند که از نظر ترکیب ایزوتوپی با آب دریای زمان خود بیشترین همسانی را دارند. بازه ارائه‌شده مقادیر دریایی اولیه کرتاسه در پژوهش‌های مختلف، برای $\delta^{13}C$ و برای $\delta^{18}O$ ، $1/1\%$ تا 6% است (Hajikazemi et al. 2010). اطلاعات ایزوتوپ کربن این برش، در این بازه‌ها جای می‌گیرند؛ بنابراین، باید این اطلاعات را بدون تغییر یا با تغییر اندک در نظر گرفت. بیشتر داده‌های ایزوتوپ اکسیژن، کمتر از مقدار آستانه 6% هستند. شاید بتوان این کاهش در اطلاعات ایزوتوپی اکسیژن را به دیاژنز جوی یا دفنی نسبت داد که این مسئله، نسبت به بازه ارائه‌شده دیده می‌شود.

یکی از ویژگی‌های مهم دیاژنز جوی، الگوی ال (یا جی) وارونه است (Lohmann 1988) اما رسم نمودار همپایه (cros plot) ایزوتوپ‌های کربن - اکسیژن (شکل ۳) چنین الگویی را نشان نمی‌دهد. نبود نمونه‌هایی که هم از نظر ایزوتوپ اکسیژن و هم از لحاظ ایزوتوپ کربن تغییر کرده باشند، نبود

است. جدایش دقیق آشکوب‌های سنومانین و تورونین، بر مبنای الگوهای موجود فرامینفرای پلانکتونیک امکان‌پذیر نیست (Premoli Silva and Verga 2004). بیوزون *Whiteinella archaeocretacea* شاخص حد فوقانی آشکوب سنومانین و حد زیرین آشکوب تورونین است. به دلیل رخداد بی‌اکسیژنی اقیانوسی ۲، در بیشتر موارد، تنوع فرامینفرای پلانکتونیک در این بیوزون چندان زیاد نیست. یکی از نشانه‌های عملکرد رخداد بی‌اکسیژنی فراوانی نسبی فرامینفرای پلانکتونیک با حجرات طولیل‌شده همچون *Muricohedbergella simplex* است (Coccioni et al. 2006). بیوزون یادشده، معادل بخش‌های زیرین و میانی زون شماره ۲۷ و ایند *(Globotruncana helvetica-Claviohedbergella-Hedbergella Assemblage Zone#27)* و در برش مدنظر، ضخامت آن برابر ۲۵ متر اندازه‌گیری شده است. فرامینفرای پلانکتونیک شاخص شناسایی شده در این بیوزون، به این شرح هستند (Plate 1, 2):

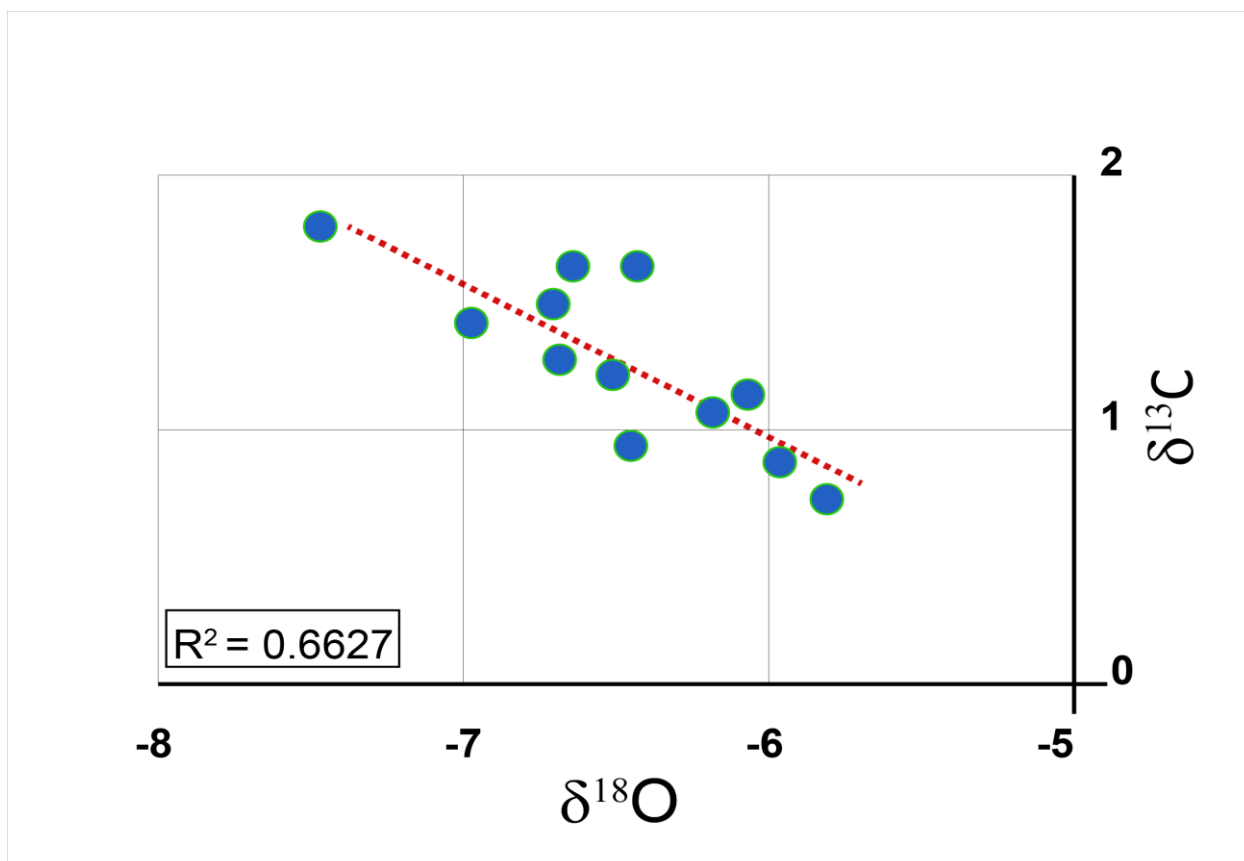
Macroglobigerinelloides bentonensis,
Muricohedbergella planispira, *Macroglobigerinelloides*
ultramicrus, *Muricohedbergella simplex*,
Muricohedbergella delrioensis, *Heterohelix moremani*,
Macroglobigerinelloides "caseyi", *Whiteinella aprica*,
Heterohelix reussi, *Whiteinella baltica*, *Whiteinella*
inornata, *Whiteinella archaeocretacea*, *Whiteinella*
prae-helvetica.

3) *Helvetoglobotruncana helvetica* Zone

این بیوزون نیز از نوع تمام‌گستره محسوب می‌شود و براساس محدوده بین ظهور و انقراض گونه *Helvetoglobotruncana helvetica* تعریف شده است. در محدوده این زون زیستی فرامینفرای پلانکتونیک به نسبت بزرگ‌تر دوباره ظاهر می‌شوند که آنها در طی حادثه بی‌اکسیژنی اقیانوسی ۲ به‌طور شدیدی کاهش یافته بودند. براساس الگوی چینه‌نگاری زیستی پرمولی سیلوا و ورگا این بیوزون شاخص تورونین زیرین و میانی است. زون زیستی ذکرشده با بخش‌های فوقانی زون شماره ۲۷ و ایند مطابقت دارد و در برش مدنظر، ضخامت آن برابر با ۱۴ متر است. فرامینفرای پلانکتونیک

سیمان دفنی کم‌ژرفا تا ژرف وجود دارد (Plate 1, 2). که بخش کمی از کاهش مقدار $\delta^{18}\text{O}$ احتمالاً ناشی از این پدیده است (Allan and Wiggins 1993). با وجود این مسائل، بافت‌های وکستونی و مادستونی که بیشتر از ماتریکس اولیه پدید آمده‌اند، نقش این سیمان‌ها را در کاهش $\delta^{18}\text{O}$ کل سنگ بسیار کم می‌کند.

دیاژنز جوی را در این نمونه‌ها تأیید می‌کند؛ زیرا نمونه‌هایی که در سیستم باز دیاژنز جوی به وسیله ترکیب ایزوتوپی مخزن آب جوی تغییر کرده‌اند، این وضعیت را به خوبی بر روی نمودار جی وارونه نشان می‌دهند. پیش از این، مطالعات میکروسکوپی نیز نبود دیاژنز جوی را در این نمونه‌ها تأیید کرده بود؛ اما شواهدی برای پرشدگی حجره‌های فسیل‌ها با



شکل ۳- نمودار همپایه ایزوتوپ کربن - اکسیژن نمونه‌ها. نبود الگوی جی (ال) وارونه در این داده‌ها، نشانگر عدم رخداد دیاژنز جوی است.

ناشی از واکنش با آب‌های جوی زیرزمینی یا فرآیند انحلال - تبلور را در دیاژنز دفنی با دمای زیاد نشان می‌دهد (Mitchell et al. 1997; Sakai and Kano 2001). با توجه به هم‌تغییری منفی بین $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ نمونه‌ها (۰/۶۶) (شکل ۴) نسبت دادن مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ به تغییرات دیاژنزی دشوار است؛ یعنی با در نظر گرفتن اینکه با افزایش میزان $\delta^{13}\text{C}$ ، میزان $\delta^{18}\text{O}$ کاهش می‌یابد، نسبت دادن کامل مقادیر ایزوتوپی اکسیژن به وضعیت دیاژنزی چندان آسان نیست. در دیاژنز جوی در وضعیت گرم

ایزوتوپ اکسیژن با چنین نسبت‌هایی و حتی کمتر از آن، تا ۱۲‰-، در شیل‌های کربناته و پوسته‌های فرامینفرهای همین بازه زمانی در حوضه نوتیس و پیش - اطلس نیز به فراوانی دیده می‌شود (Jarvis et al. 2011; Keller et al. 2008; Pearson et al. 2001; Pratt et al. 1993). $\delta^{18}\text{O}$ فرامینفرهای پلانکتون ممکن است در دیاژنز افزایش یابد (Pearson et al. 2001; Schrag 1999). اما مقادیر کم ایزوتوپ اکسیژن و هم‌تغییری آن با نسبت ایزوتوپ کربن، بیشتر دیاژنز پایانی

و مرطوب، با افزایش شدت دیاژنز، میزان دلتای اکسیژن و کربن باهم کاهش می‌یابند یا مقدار دلتای اکسیژن بیشتر از کربن کاهش می‌یابد. در دیاژنز دفنی نیز با افزایش شدت دیاژنز، به دلیل افزایش دما مقدار دلتای اکسیژن کاهش می‌یابد؛ اما به دلیل بی‌اثر بودن دما بر روی دلتای کربن، مقدار آن یا بی‌تغییر باقی می‌ماند یا تغییر آن بسیار اندک خواهد بود. با توجه به این مطالب، هم‌تغییری منفی معمولاً در چنین وضعیت دیاژنزی رخ نمی‌دهد؛ پس شاید بتوان این تغییرات را به تغییرات سطح نسبی آب دریا، شوری و آب‌وهوا، مانند تغییرات دمایی (Keller et al. 2004) نسبت داد. این تغییرات، به‌ویژه شامل تغییراتی هستند که در زمان رویداد بی‌اکسیژنی اقیانوسی ۲، به دلیل گرم‌شدن هوا به کاهش دلتای اکسیژن، و به دلیل دفن مواد آلی به افزایش دلتای کربن منجر شده‌اند (Jarvis et al. 2006; Jarvis et al. 2011).

در $\delta 18O$ نمونه‌های ۲۲۷ و ۲۲۸ تغییر کاهشی چشمگیری دیده می‌شود که نسبت به سایر مقادیر، برجسته‌تر است. این بازه کاهشی با بیشترین مقادیر $\delta 13C$ همراه هم‌زمان است (شکل ۴) یعنی این دو روندی برخلاف همدیگر را نشان می‌دهند که چنین روندهایی در فرایندهای دیاژنزی رایج نیست. در دیاژنز جوی هر دو $\delta 18O$ و $\delta 13C$ روندهای کاهشی همخوانی را نشان می‌دهند (Allan and Matthews 1988; Lohmann 1982) مگر در دیاژنز جوی زیر ناپوستگی‌ها در آب‌وهوای گرم و خشک که به تبخیر زیاد و پیدایش کالیچ منجر می‌شود. در چنین وضعیتی به دلیل تبخیر زیاد، $\delta 18O$ افزایش و $\delta 13C$ نیز کاهش می‌یابد یا بدون تغییر می‌ماند (Allan & Matthews 1982; Christ et al. 2012) اما در برش مدنظر پژوهش، الگوی وارونه‌ای ثبت شده است. از نظر دما در کرتاسه، از بریازین تا آپتین وضعیت گلخانه‌ای خنک، از آلبین تا آغاز کامپانین وضعیت گلخانه‌ای گرم و از کامپانین تا ماستریشتین وضعیت گلخانه‌ای خنک بر زمین حکم فرما بوده است (Hong & Lee 2012; Wilson et al. 2002) بنابراین، در میانه کرتاسه، آب‌وهوای گرم و مرطوب چیرگی داشته است. چنین وضعیتی بیشتر بارش فراوان و سیستم دیاژنزی باز

(Brand and Veizer 1981) را به کربنات‌ها دیکته می‌کند و انتظار می‌رود سیستم‌های کارستی و دیاژنز مرتبط با آن مانند برشی‌شدن، پیدایش حفره‌های انجالی فراوان و سیمان‌های متیوریک جوی به فراوانی یافت شوند (Rahimpour-Bonab et al., 2013) که در اینجا دیده نشده است. در این وضعیت، در رخنمون‌های زیرجوی $\delta 13C$ کربنات‌ها (وابسته به افق خاک) ۲ تا ۴% کاهش می‌یابد. $\delta 18O$ نیز متناسب با شدت دیاژنز و بازبودن سیستم دیاژنزی کاهش می‌یابد؛ بنابراین، $\delta 18O$ و $\delta 13C$ هم کاهش آشکاری را نشان می‌دهند. در زیر این مرزها با افزایش ژرفا و کاهش اثر دیاژنز، مقدار $\delta 18O$ و $\delta 13C$ به تدریج افزایش می‌یابد تا به مقدار اولیه خود برسند (Allan & Matthews 1982; Christ et al. 2012) و چنین وضعیتی در نمونه‌های برش هلول دیده نمی‌شود؛ بنابراین، چنین نتیجه گرفته می‌شود که این نمونه‌ها دیاژنز متیوریک را تجربه نکرده‌اند. درزمینه دیاژنز دفنی با توجه به اینکه حجره‌های فسیل‌ها با سیمان دفنی پر شده‌اند، اثر این دیاژنز بر زمینه میکرایتی نیز چندان دور از ذهن نیست. این نوع دیاژنز، در بیشتر اوقات بر مقدار $\delta 13C$ تأثیر ندارد و بیشتر $\delta 18O$ را تغییر می‌دهد. با مقایسه $\delta 18O$ نمونه‌ها با سایر برش‌های نوتیس، $\delta 18O$ نمونه‌ها در برخی موارد بیشتر، در بیشتر موارد برابر، و در موارد اندکی منفی‌تر از سایر برش‌هاست؛ بنابراین، اثر دیاژنز دفنی نیز چشمگیر نیست تا این امر، از توانایی نگاهت $\delta 18O$ این برش برای چینه‌نگاری شیمیایی جلوگیری کند.

چینه‌نگاری ایزوتوپ پایدار کربن - اکسیژن و مقایسه آن با

تغییرات جهانی

بیشترین و کمترین مقدار $\delta 13C$ ثبت شده در نمونه‌های مدنظر، به ترتیب $1/8\%$ و $0/72\%$ است. نگاهت ایزوتوپ کربن نمونه‌های بالک کربنات (شکل ۴) در بالای زیست‌زون *Rotalipora cushmani* (۲۲۷) تغییر افزایشی چشمگیری را نشان می‌دهند که به بیشترین مقدار خود در این برش، یعنی $1/8\%$ می‌رسد (نمونه ۲۲۸). پس از آن، در میانه زیست‌زون *Whiteinella archaeocretacea* (نمونه ۲۳۰) یک تغییر

(et al., 2011; Weissert and Erba, 2004; Wohlwend et al., 2015). در OAE 2، ۳ چکاد کوچک مقیاس a، b، و c در داخل بازه افزایشی بزرگ‌مقیاسی بر روی نگاشت ایزوتوپ کربن جای گرفته‌اند (Jarvis et al., 2006; Jarvis et al., 2011; Pearce et al., 2009; Takashima et al., 2009). در این میان، در برش هلول، چکادهای a در بالای زیست‌زون *Rotalipora cushmani* و c در آغاز زیست‌زون *Helvetoglobotruncana helvetica* تا حد زیادی قابل شناسایی هستند (شکل ۴) اما چکاد b چندان مشخص نیست؛ درحالی‌که انتظار می‌رود به‌صورت افزایشی آشکار در $\delta^{13}\text{C}$ در میانه‌های زیست‌زون *Whiteinella archaeocretacea* دیده شود. در عوض، شاید بتوان تغییر اندک شیب افزایشی نمودار را با تردید به این چکاد نسبت داد. در این برش، تعداد نمونه‌های آزمایش‌شده برای ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن محدود هستند و همچنین، فاصله نمونه‌برداری زیاد است؛ با این حال با مقایسه نگاشت کربن برش بررسی‌شده با نگاشت نوتتیس (شکل ۴) همسانی زیادی بین این دو دیده می‌شود و به همین دلیل، می‌شود تا اندازه زیادی درباره رخداد OAE 2 نظر داد. با وجود این مسائل، شناسایی اجزای کامل و محل دقیق این رویداد در توالی چینه‌ای برش ارزیابی‌شده، همچنان، پژوهش‌های ایزوتوپی کربن و اکسیژن را با فواصل کمتر طلب می‌کند؛ درحالی‌که برخی پژوهش‌ها در بخش‌هایی از فارس ساحلی (در امتداد گسل کازرون) و فروبار دزفول، نشان می‌دهد این مناطق، در گذر سنومانین/تورونین، به ناپیوستگی جوی دچار شده‌اند و توالی‌های مربوط به این گذار هم به فرسایش و خاک‌زایی، انحلال و کارستی‌شدن و بوکسیت‌زایی دچار شده‌اند (Rahimpour-Bonab et al. 2012; Rahimpour-Bonab et al. 2013; Vincent et al. 2015). با در نظر گرفتن این مطالب، می‌شود گذر سنومانین/تورونین را در لرستان، به‌صورت یکی از نگاشت‌های معدود حفظ‌شده در زاگرس دانست.

در مقایسه بین دو برش (Eastbourne, Pont d'Issole) شمال باختری اروپا (Jarvis et al. 2011; Pearce et al. 2009) و برش هلول، کاهشی تقریباً ۲٪ در اطلاعات تمام طول برش

کاهشی مشخص در $\delta^{13}\text{C}$ ، مقدار آن را به ۰/۹۴٪ می‌رساند. این زیست‌زون، بخش بالایی سنومانین و بخش اندکی از تورونین آغازین را نشان می‌دهد؛ بنابراین، مرز سنومانین/تورونین در این زون جای می‌گیرد. از اینجا، روند افزایشی $\delta^{13}\text{C}$ آغاز می‌شود که در آغاز زیست‌زون *Helvetoglobotruncana helvetica* در نمونه ۲۳۵ به بیشترین مقدار خود، یعنی ۱/۶۴٪ می‌رسد. از این نمونه به بعد، $\delta^{13}\text{C}$ روند کاهشی خود را آغاز می‌کند و در بالای زون *Helvetoglobotruncana helvetica* به ۱/۰۶٪ می‌رسد تا اینکه در زون *Marginotruncana sigali* دوباره روندی افزایشی پیدا می‌کند.

بیشینه و کمینه مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ (شکل ۴) در برش هلول، به ترتیب ۵/۸۱٪- و ۷/۴۷٪- هستند. با در نظر گرفتن خط ۶/۵٪ به صورت میانگین، روندی کاهشی از پایین به بالای زیست‌زون *Rotalipora cushmani* دیده می‌شود که کمینه آن در بالای این زون در نمونه ۲۲۸ جای می‌گیرد و با افزایش $\delta^{13}\text{C}$ در همین بازه زمانی هم‌ارز است. روند کاهشی دیگری نیز از میانه زیست‌زون *Whiteinella archaeocretacea* آغاز می‌شود و در نمونه ۲۳۲ به کمترین مقدار خود می‌رسد و سپس دوباره با روندی تدریجی به مقادیر میانگین باز می‌گردد که با روند افزایشی $\delta^{13}\text{C}$ هم‌زمان است.

نگاشت رویداد بی‌اکسیژنی ۲ (OAE2) و تطابق چینه‌نگاری

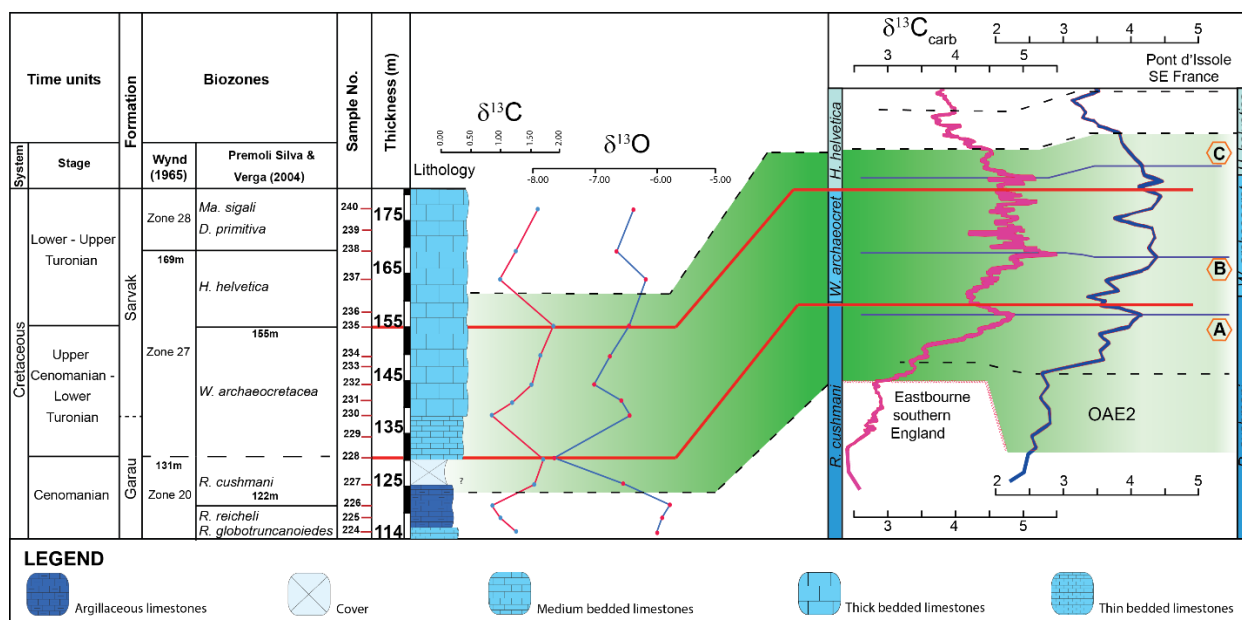
شیمیایی

نگاشت ایزوتوپ کربن این برش، دو افزایش آشکار در بالای زیست‌زون *Rotalipora cushmani* و آغاز زیست‌زون *Helvetoglobotruncana helvetica* و تغییری جزئی در بالای زیست‌زون *Whiteinella archaeocretacea* (بین نمونه‌های ۲۳۲ تا ۲۳۴) را نشان می‌دهد. از انتهای زیست‌زون *Rotalipora cushmani* تا آغاز زیست‌زون *Helvetoglobotruncana helvetica* در سرتاسر حوضه اقیانوس، نوتتیس به شکل بازه زمانی رویداد، مرز سنومانین/تورونین (CTB event) یا همان رویداد بی‌اکسیژنی ۲ در نظر گرفته می‌شود (Jarvis et al. 2004; Erba, 2004).

کربنات‌های پلاژیک برای نشان‌دادن تغییرات میانگین دمای آب سطح اقیانوس‌ها (SST) استفاده می‌شود (Clarke and Jenkyns 1999) و همخوانی خوب بین روندهای $\delta^{18}\text{O}$ نمونه‌های سنگ و نمونه‌های فرامینیفرای پلانکتون درون همین رسوبات، این پیشنهاد را تأیید می‌کند (Voigt et al. 2010). مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در دو برش (Eastbourne, Pont d'Issole) شمال باختری اروپا (Jarvis et al. 2011) همانند و بین ۳٪- تا ۴٪- و در شمال آلمان (Gröbern) (Voigt et al. 2010) و کبیرکوه ۲ تا ۳٪ کمتر است و این موضوع، دیاژنز دفنی را نشان می‌دهد (Jarvis et al. 2011). شاید تفسیر اطلاعات ایزوتوپ اکسیژن در این برش، به دلیل کم‌بودن داده‌ها فاصله زیاد نمونه‌برداری‌ها و تغییرات دمایی ناشی از دیاژنز دفنی کمی نامطمئن باشد. ایزوتوپ اکسیژن ماتریکس در طی تغییرات رسوبات و وضعیت دیاژنز آسان‌تر از کربن تغییر می‌کند؛ بنابراین، در اینجا از تفسیر این اطلاعات برای شناسایی تغییرات دمایی خودداری می‌شود.

دیده می‌شود (شکل ۴) اما، برش‌های زیادی در سرتاسر حوضه نوتیس، برای $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ مقداری مشابه با برش بررسی‌شده را ثبت کرده‌اند (Jati et al. 2010; Keller et al. 2008; Keller et al. 2004; Melinte-Dobrinescu and Bojar 2008). همچنین، تعداد اندکی از برش‌ها در شمال باختری حوضه نوتیس مقادیر بیشتر از ۲٪ پرمیل را به ثبت رسانده‌اند (Gale et al. 2005; Jarvis et al. 2011; Paul et al. 1999). بنابراین، این تفاوت در مقدار ایزوتوپ کربن ناشی از تفاوت در حوضه رسوبی است. پدیده جهانی بی‌اکسیژنی اقیانوسی ۲ در رسوبات برش هلول به ثبت رسیده است و این امر نشان می‌دهد که این حوضه با دریا‌های آزاد ارتباط داشته است؛ اما احتمالاً این ارتباط، کامل و آزاد نیست و آب‌های این حوضه به‌طور کامل گردش نداشته‌اند.

نسبت ایزوتوپی اکسیژن در برش هلول، دو کاهش عمده نشان می‌دهد که یکی هم‌زمان با چکاد a ایزوتوپ کربن و دیگری هم‌زمان با چکادهای b و c ایزوتوپ کربن دیده می‌شود. تغییرات زمانی ترکیب ایزوتوپ پایدار اکسیژن



شکل ۴- تطابق داده‌های ایزوتوپی کربن و اکسیژن با ستون چینه‌شناسی و زیست‌زون‌های شناسایی‌شده. در یک روند افزایشی کلی، دو چکاد افزایشی مشخص در زیر و روی زیست‌زون *Whiteinella archaeocretacea* را می‌توان به رویداد جهانی بی‌اکسیژنی اقیانوسی ۲ نسبت داد.

نتیجه

آزمایش نمونه‌ها را بر عهده داشتند، نیز به‌طور ویژه تشکر می‌کنم. در نهایت، از آقای مهندس مهرداد ناقوسی هم برای همکاری در این پژوهش سپاسگزارم.

در این پژوهش، با استفاده از مطالعات فرامینفرهای پلانکتونیک، محدوده گذر آشکوب‌های سنومانین - توروین تعیین شده و ۳ بیوزون *Whiteinella*, *Rotalipora cushmani* و *archaeocretacea* *Helvetoglobotruncana helvetica* بر مبنای الگوی چینه‌نگاری زیستی پرمولی سیلوا و ورگا در این بازه تفکیک شده‌اند. بیوزون *Whiteinella archaeocretacea* معادل مرز سنومانین - توروین در نظر گرفته شده که معادل زمانی رویداد بی‌اکسیژنی اقیانوسی ۲ است. همچنین، در محدوده گسترش این بیوزون، فرامینفرهایی با حجرات کشیده‌شده، همچون *Muricohedbergella simplex* نسبتاً فراوان هستند. آنالیزهای ایزوتوپ پایدار کربن ۲ چکاد افزایشی را نشان می‌دهند که چکادهای a در بالای زیست‌زون *Rotalipora cushmani* و c در آغاز زیست‌زون *Helvetoglobotruncana helvetica* شناسایی می‌شوند؛ اما به‌جای چکاد b که انتظار می‌رود به‌صورت یک افزایش آشکار در $\delta^{13}C$ در زیست‌زون *Whiteinella archaeocretacea* باشد، تغییر اندکی در شیب افزایشی نمودار دیده می‌شود. در مجموع، عملکرد رخداد بی‌اکسیژنی ۲ در ناحیه زمین‌شناسی لرستان، به‌خوبی به‌وسیله روند افزایشی نسبت ایزوتوپ پایدار کربن، نشان داده می‌شود. با توجه به گسترش نیافتن رویداد مرز سنومانین - توروین در بخش‌هایی از فروبار دزفول و فارس، مطابق نتایج این پژوهش، در ناحیه زمین‌شناسی لرستان، این مرز پیوستگی رسوبی را نشان می‌دهد و هدف مطالعات آینده برای بررسی رویداد بی‌اکسیژنی ۲ و فرآیندهای همراه آن، همین موضوع است.

تشکر و قدردانی

از داوران محترم برای بررسی دقیق و پیشنهادات سازنده و از دانشگاه دامغان و دانشگاه هانوفر، به‌دلیل فراهم کردن امکانات لازم برای این پژوهش، قدردانی می‌کنم. همچنین، کریستیانه ونزکه، کاتارینا النا اشمیت، و اشتفان هوک که آماده‌سازی و

References

- Allan J. and Matthews R. 1982. Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, 29(6): 797-817.
- Allan J. R. and Wiggins W. D. 1993. Dolomite Reservoirs: Geochemical Techniques for Evaluating Origin and Distribution. AAPG Short Course Note Ser. 36: 170.
- Arthur M. A. and Schlanger S. O. 1979. Cretaceous. AAPG bulletin, 63(6):870-885.
- Blättler C. L. Jenkyns H. C. Reynard L. M. and Henderson G. M. 2011. Significant increases in global weathering during Oceanic Anoxic Events 1a and 2 indicated by calcium isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 309(1): 77-88.
- Brand U. and Veizer J. 1981. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system - 2: stable isotopes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51(3): 987-998.
- Christ N. Immenhauser A. Amour F. Mutti M. Tomás, S. Agar S. M. Alway R. and Kabiri L. 2012. Characterization and interpretation of discontinuity surfaces in a Jurassic ramp setting (High Atlas, Morocco). *Sedimentology*, 59(1): 249-290.
- Clarke L. J. and Jenkyns H. C. 1999. New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere. *Geology*, 27(8):699-702.
- Coccioni R. Luciani V. and Marsili A. 2006. Cretaceous oceanic anoxic events and radially elongated chambered planktonic foraminifera: paleoecological and paleoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 235(1):66-92.
- Du Vivier A. D. C. Jacobson A. D. Lehn G. O. Selby D. Hurtgen M. T. and Sageman B. B. 2015. Ca isotope stratigraphy across the Cenomanian-Turonian OAE 2: Links between volcanism, seawater geochemistry, and the carbonate fractionation factor. *Earth and Planetary Science Letters*, 416: 121-131.
- Erba E. 2004. Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. *Marine Micropaleontology*, 52(1-4):85-106.
- Forster A. Schouten S. Moriya K. Wilson P. A. and Damsté J. S. S. 2007. Tropical warming and intermittent cooling during the

- Palaeoclimatology, Palaeoecology, 211(1): 19-43.
- Lini A. Weissert H. and Erba E. 1992. The Valanginian carbon isotope event: a first episode of greenhouse climate conditions during the Cretaceous. *Terra Nova*, 4(3): 374-384.
- Lohmann K. C. 1988. Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. *Paleokarst*, p. 58-80.
- Melinte-Dobrinescu M. C. and Bojar A.-V. 2008. Biostratigraphic and isotopic record of the Cenomanian-Turonian deposits in the Ohaba-Ponor section (SW Hațeg, Romania): *Cretaceous Research*, 29(5):1024-1034.
- Menegatti A. P. Weissert H. Brown R. S. Tyson R. V. Farrimond P. Strasser A. and Caron M. 1998. High-resolution $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy through the early Aptian 'Livello Selli' of the Alpine Tethys: *Paleoceanography*, 13(5): 530-545.
- Meyer K. M. and Kump L. R. 2008. Oceanic euxinia in Earth history: Causes and consequences, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36:251-288.
- Mitchell S. F. Ball J. D. Crowley S. F. Marshall J. D. Paul C. R. Veltkamp C. J. and Samir A. 1997. Isotope data from Cretaceous chalks and foraminifera: Environmental or diagenetic signals?: *Geology*, 25(8):691-694.
- Navidtalab A. Rahimpour-Bonab H. Nazari-Badii A. and Sarfi M. 2014. Challenges in deep basin sequence stratigraphy: A case study from the Early-Middle Cretaceous of SW Zagros Facies, 60(1):195-215.
- Paul C. Lamolda M. Mitchell S. Vaziri M. Gorostidi A. and Marshall J. 1999. The Cenomanian-Turonian boundary at Eastbourne (Sussex, UK): a proposed European reference section: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 150(1):83-121.
- Pearce M. A. Jarvis I. and Tocher B. A. 2009 The Cenomanian-Turonian boundary event, OAE2 and palaeoenvironmental change in epicontinental seas: New insights from the dinocyst and geochemical records : *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 280(1-2): 207-234.
- Pearson P. N. Ditchfield P. W. Singano J. Harcourt-Brown K. G. Nicholas C. J. Olsson R. K. Shackleton N. J. and Hall M. A. 2001. Warm tropical sea surface temperatures in the Late Cretaceous and Eocene epochs. *Nature*, 413(6855):481-487.
- Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event 2: Sea surface temperature records from the equatorial Atlantic. *Paleoceanography*, 22(1):1-14.
- Gale A. S. Kennedy W. J. Voigt S. and Walaszczyk I. 2005. Stratigraphy of the Upper Cenomanian-Lower Turonian Chalk succession at Eastbourne, Sussex, UK: Ammonites, inoceramid bivalves and stable carbon isotopes. *Cretaceous Research*, 26(3):460-487.
- Hajikazemi E. Al-Aasm I. S. and Coniglio M. 2010. Subaerial exposure and meteoric diagenesis of the Cenomanian-Turonian Upper Sarvak Formation, southwestern Iran, *Geological Society Special Publication*, 330: 253-272.
- Hong S. K. and Lee Y. I. 2012. Evaluation of atmospheric carbon dioxide concentrations during the Cretaceous. *Earth and Planetary Science Letters*, 327-328: 23-28.
- James G. and Wynd J. 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49(12):2182-2245.
- Jarvis I. Gale A. S. Jenkyns H. C. and Pearce M. A. 2006. Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $\delta^{13}\text{C}$ carbonate reference curve for the Cenomanian-Campanian (99.6-70.6 Ma). *Geological Magazine*, 143(05):561-608.
- Jarvis I. Lignum J. S. Gröcke D. R. Jenkyns H. C. and Pearce M. A. 2011. Black shale deposition, atmospheric CO₂ drawdown, and cooling during the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event. *Paleoceanography*, 26(3):1-17.
- Jati M. Grosheny D. Ferry S. Masrouf M. Aoutem M. Icame N. Gauthier-Lafaye F. and Desmares D. 2010. The Cenomanian-Turonian boundary event on the Moroccan Atlantic margin (Agadir basin): Stable isotope and sequence stratigraphy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296(1): 151-164.
- Jenkyns H. C. 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3):1-30.
- Keller G. Adatte T. Berner Z. Chellai E. H. and Stueben D. 2008. Oceanic events and biotic effects of the Cenomanian-Turonian anoxic event, Tarfaya Basin, Morocco. *Cretaceous Research*, 29(5-6):976-994.
- Keller G. Berner Z. Adatte T. and Stueben D. 2004. Cenomanian - Turonian and $\delta^{13}\text{C}$, and $\delta^{18}\text{O}$, sea level and salinity variations at Pueblo, Colorado. *Palaeogeography,*

- petroleum exploration tool. AAPG Bulletin, 64(1): 67-87.
- Schrag D. P. 1999. Effects of diagenesis on the isotopic record of late Paleogene tropical sea surface temperatures: *Chemical Geology*, 161(1): 215-224.
- Takashima R. Nishi H. Hayashi K. Okada H. Kawahata H. Yamanaka T. Fernando A. G. and Mampuku M. 2009. Litho- bio-and chemostratigraphy across the Cenomanian/Turonian boundary (OAE 2) in the Vocontian Basin of southeastern France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273(1): 61-74.
- Tsikos H. Jenkyns H. C. Walsworth-Bell B. Petrizzo M. R. Forster A. Kolonic S. Erba E. Premoli Silva I. Baas M. Wagner T. and Sinninghe Damsté J. S. 2004. Carbon-isotope stratigraphy recorded by the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event: Correlation and implications based on three key localities. *Journal of the Geological Society*, 161(4): 711-719.
- Vincent B. van Buchem F. S. P. Bulot L. G. Jalali M. Swennen R. Hosseini A. S. and Baghban D. 2015. Depositional sequences, diagenesis and structural control of the Albian to Turonian carbonate platform systems in coastal Fars (SW Iran). *Marine and Petroleum Geology*, 63:46-67.
- Voigt S. Friedrich O. Norris R. D. and Schönfeld J. 2010. Campanian–Maastrichtian carbon isotope stratigraphy: shelf-ocean correlation between the European shelf sea and the tropical Pacific Ocean. *Newsletters on Stratigraphy*, 44(1): 57-72.
- Weissert H. 1989. C-Isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change: A case study from the Early Cretaceous. *Surveys in Geophysics*, 10(1):1-61.
- Weissert H. and Erba E. 2004. Volcanism, CO₂ and palaeoclimate: A Late Jurassic-Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. *Journal of the Geological Society*, 161(4):695-702.
- Wilson P. A. Norris R. D. and Cooper M. J. 2002. Testing the Cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerara Rise. *Geology*, 30(7): 607-610.
- Wohlwend S. Hart M. and Weissert H. 2015. Ocean current intensification during the Cretaceous oceanic anoxic event 2—evidence from the northern Tethys. *Terra Nova*, 27(2):147-155.
- Wynd J. 1965. Biofacies of Iranian oil consortium agreement area: IOOC Rep.
- Pratt L. Arthur M. Dean W. and Scholle P. 1993. Paleo-oceanographic cycles and events during the Late Cretaceous in the Western Interior Seaway of North America, Evolution of the Western Interior Basin, Geol. Ass. Canada, Spec. Pap., 39:333-354.
- Premoli Silva I. and Verga D. 2004. Practical manual of Cretaceous planktonic foraminifera: International school on planktonic foraminifera, 3(0):283.
- Rahimpour-Bonab H. Mehrabi H. Enayati-Bidgoli A. H. and Omidvar M. 2012. Coupled imprints of tropical climate and recurring emergence on reservoir evolution of a mid Cretaceous carbonate ramp, Zagros Basin, southwest Iran. *Cretaceous Research*, 37:15-34.
- Rahimpour-Bonab H. Mehrabi H. Navidtalab A. Omidvar M. Enayati-Bidgoli A. H. Sonei R., Sajjadi F. Amiri-Bakhtyar H. Arzani N. and Izadi-Mazidi E. 2013. Palaeo-exposure surfaces in Cenomanian - Santonian carbonate reservoirs in the dezful embayment, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 36(4): 335-362.
- Rais P. Louis-Schmid B. Bernasconi S. M. and Weissert H. 2007. Palaeoceanographic and palaeoclimatic reorganization around the Middle-Late Jurassic transition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 251(3-4): 527-546.
- Robinson S. A. Heimhofer U. Hesselbo S. P. and Petrizzo M. R. 2017. Mesozoic climates and oceans—a tribute to Hugh Jenkyns and Helmut Weissert. *Sedimentology*, 64(1):1-15.
- Sakai S. and Kano A. 2001. Original oxygen isotopic composition of planktic foraminifers preserved in diagenetically altered Pleistocene shallow-marine carbonates. *Marine Geology*, 172(3):197-204.
- Sarfi M. Ghasemi-Nejad E. Mahanipour A. Yazdi-Moghadam M. and Sharifi M. 2014. Integrated biostratigraphy and geochemistry of the lower Cretaceous Radiolarian Flood Zone of the base of the Garau Formation, northwest of Zagros Mountains, Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, p. 1-11.
- Schlanger S. O. Arthur M. A. Jenkyns H. C. and Scholle P. A. 1987. The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}C$ excursion, Geological Society Special Publication, 26: 371-399.
- Scholle P. A. and Arthur M. A. 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and

