

چینه نگاری شیمیایی نهشته‌های سازند قم با تأکید بر نقش آن در تعیین درجه حرارت دیرینه در برش دوبرادر، جنوب شرق قم

جهانبخش دانشیان^{۱*}، لیلا رضانی دانا^۲

۱- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

۲- دانشجوی دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

*پست الکترونیک: daneshian@khu.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۶/۹/۲۲

تاریخ دریافت: ۹۵/۳/۱۸

چکیده

برای بررسی تغییرات رفتار ژئوشیمیایی عناصر در طول برش چینه شناسی دوبرادر واقع در جنوب شرق شهر قم، ۳۰ نمونه بر مبنای مرزهای چینه‌ای منطبق بر تغییرات عضوهای سازند قم برداشت شد. پس از تجزیه شیمیایی با روش ICP AES، تغییرات عناصر Sr, Mn, Zn, Na, Fe, Mg, Ca و نسبت Mg/Ca نمونه‌ها مورد بررسی قرار گرفت. تغییرات رفتار ژئوشیمیایی این عناصر با تغییرات تنوع روزن‌داران کف‌زی و شناور نیز مورد مقایسه و بررسی قرار گرفت. رفتار عناصر در طول برش مورد مطالعه نشان دهنده تغییرات زیاد در ابتدای برش (در محدوده زمانی اکتانین) و تغییرات کمتر در قسمت بالای برش (در محدوده زمانی بوردیگالین) است. همین وضعیت در میزان تنوع روزن‌داران نیز مشاهده شد که گویای شرایط محیط دیرینه در زمان اکتانین تا بوردیگالین است. نوسانات مقدار عناصر به ویژه عنصر Mg و نسبت Mg/Ca به همراه تغییرات تنوع روزن‌داران دلیلی بر تغییرات دمای دیرینه محیط است. افزایش غلظت عنصر Mg و افزایش نسبت Mg/Ca در بیشتر نمونه‌ها هماهنگ با افزایش تنوع روزن‌داران بوده و هر دو نشان دهنده بالا رفتن دمای دیرینه در حوضه رسوبی قم می‌باشند. این شواهد نشان می‌دهد در برش دوبرادر در زمان اکتانین، شرایط محیط گرمتر از بوردیگالین بوده است.

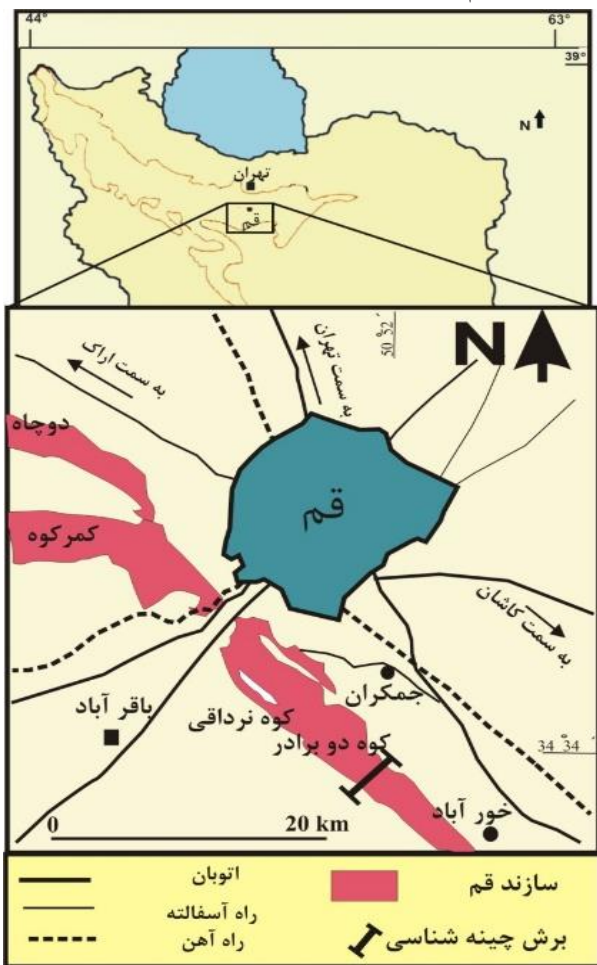
واژه‌های کلیدی: چینه نگاری شیمیایی؛ درجه حرارت دیرینه؛ سازند قم؛ ناحیه الگو.

مقدمه

و تطابق مورد استفاده گیرد. ترکیب ژئوشیمیایی رسوبات کربناته نشانه تغییرات شیمیایی اتفاق افتاده در آب دریاست و این تغییرات در بخش‌های اسکلتی جانداران ثبت می‌شود (Faridman, 1969). امروزه از الگوی تغییرات غلظت عناصر فرعی در رسوبات کربناته آب‌های سرد و گرم عهد حاضر، به عنوان معیاری برای تشخیص معادل‌های دیرینه‌شان استفاده می‌شود (آدابی، ۱۳۸۳). با بررسی ژئوشیمی دریاها قدیمی می‌توان از عناصر برای بررسی ورود مواد تخریبی و شرایط محیط اقیانوسی و تغییرات

چینه نگاری شیمیایی شاخه‌ای از علم چینه نگاری است که تغییرات شیمیایی واحدهای رسوبی در یک توالی را مورد بررسی قرار می‌دهد. با شناسایی و مشخص کردن ویژگی‌های ژئوشیمیایی می‌توان توالی‌های رسوبی را به زیر واحدهای چینه‌ای تقسیم و از آن‌ها در تطابق واحدهای رسوبی در محدوده جغرافیایی وسیع استفاده کرد (Rodrigues, 2005). به باور Jenkins et al. (2002) چینه‌نگاری شیمیایی گاه می‌تواند با قدرت تفکیک بسیار بالا و حتی بیش از چینه‌نگاری زیستی در زون بندی چینه‌ها

سازند قرار دارد، برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی نهشته‌ها و مقایسه آن‌ها با محتوای روزن‌داران موجود انتخاب شد تا بتوان به اطلاعات دقیق‌تر در زمینه چینه نگاری شیمیایی و خصوصیات محیطی مانند تغییرات درجه حرارت محیط دیرینه سازند قم دست یافت. لازم به ذکر است دسترسی به برش دوبرادر از طریق راه آسفالت تهران به قم و جاده فرعی قم - جمکران میسر است (شکل ۱).



شکل ۱: نقشه راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه (برگرفته از امامی، ۱۳۷۰؛ امامی، ۱۳۷۱)

زمین شناسی عمومی

نهشته‌های مورد مطالعه در جنوب قم عمدتاً از سنگ‌های آهکی کم عمق و مارن و مربوط به دریای کم عمق تشکیل شده‌اند. اولین بار Dozy (1944) این نهشته‌ها را به علت بیرون زدگی خوب آن‌ها در اطراف شهر قم سازند قم نامید و سرانجام به طور رسمی در ۱۹۵۹ با این عنوان، نام‌گذاری

آب و هوای گذشته استفاده کرد (Zhao & Zheng, 2014). سنگ‌های کربناته محیط‌های دریایی اغلب شامل کلسیت Mg پایین، کلسیت Mg بالا و آراگونیت است که فراوانی آن‌ها در محیط ثابت نیست و تغییرات آن‌ها وابسته به عوامل محیطی مانند دما، درجه شوری، فشار دی‌اکسید کربن و نسبت Mg به Ca محیط است (Rao, 1996). کسایبی نجفی (۱۳۷۲) با اشاره به این نکته که غلظت عناصر موجود در رسوبات کربناته تحت تأثیر آب موجود در محیط است و ویژگی‌های شیمیایی کانی یا رسوب را در زمان تشکیل نشان می‌دهد، عناصر Sr، Na، Mn، Fe، Ca و Sr را در سازند قم بررسی کرد و مشخص نمود که غلظت عناصر در سنگ‌های کربناته تا حد زیادی از ریزرخساره تبعیت می‌کنند. او بیان کرد که رخساره‌هایی که در زمان رسوب گذاری بیشترین مقدار Mg و Sr را داشته‌اند به علت انحلال شدید کانی‌های ناپایدار آراگونیت و کلسیت منیزیم‌دار امروزه کمترین میزان این عناصر را نشان می‌دهند. وی در برش‌های چینه شناسی خورآباد، کمرکوه و نرداقي، غلظت عناصر و تغییرات آن را مورد بررسی قرار داده و نشان داد که غلظت این عناصر از رأس برش چینه‌شناسی به طرف بخش میانی کاهش می‌یابد و سپس به طرف قاعده مجدداً افزایش می‌یابد که کاهش عناصر در بخش میانی به علت انحلال شدید کانی‌های ناپایدار نظیر آراگونیت و کلسیت منیزیم‌دار کربناته و رسوب فازهای پایدارتر است. Okhravi (1999) نیز در مطالعه عضو f سازند قم در همین نواحی تمرکز عناصر فرعی و کمیاب را در ارتباط با رخساره ذکر نمود و تأثیر فعالیتهای آتش‌فشانی را در منطقه بر روی مقادیر عناصر مؤثر دانست. بنابراین، همان‌طور که مشخص شد تاکنون مطالعه چندانی بر روی ویژگی‌های ژئوشیمیایی نهشته‌های سازند قم انجام نشده است. به همین منظور برش دوبرادر که از نظر زمین‌شناسی ساختاری در بخش شمالی پهنه ایران مرکزی و در ناحیه الگوی این

۱۳۷۰). Gansser (1955) این نهشته‌ها را سازند قرمز زیرین نامید. در ادامه با وقوع رخداد ساوین پس از دوره رسوب گذاری کولابی - قاره‌ای در الیگوسن پیشین، بالا آمدگی سطح آب دریاها سبب شد تا یک بار دیگر بخشی از سرزمین ایران در زیر پوششی از آب دریا قرار گیرد و به ته‌نشست رسوبات قم منجر شود (امامی، ۱۳۷۰؛ رحیم‌زاده، ۱۳۷۳). در پایان زمان بوردیگالین با عملکرد خشکی زایی استیرین، دریا سرزمین‌های پوشیده از آب را ترک نمود، اما احتمالاً گودی‌ها و حوضه‌های باقیمانده همچنان به رسوب گذاری خود ادامه داده‌اند و باعث نهشت رسوبات آواری قرمز رنگ سازند قرمز رنگ بالایی با ضخامت زیاد شد (رحیم‌زاده، ۱۳۷۳). از طرفی شکل‌گیری واحد تکتونیکی ایران مرکزی از ورقه ایران نتیجه فروانش و برخورد ورقه عربی و آفریقا به ورقه ایران بوده که در پی آن در زمان میوسن، راه آبی تیس بسته شد. این رخداد تحت عنوان رخداد پایان تیس^۱ نامیده می‌شود (Reuter et al., 2009). البته در مورد زمان دقیق بسته شدن بحث و اختلاف نظر وجود دارد، به طوری که Adams et al. (1983) آن را اکتانین و Rogl & Steininger (1984) به بوردیگالین نسبت داده‌اند. در اثر این برخورد حوضه جلوی کمان (حوضه اصفهان - سیرجان) و حوضه پشت کمان (حوضه قم) در روی ورقه ایران در حاشیه شمال شرق دریای تیس تشکیل شده است. در هر دو حوضه رسوب گذاری، رسوبات دریایی سازند قم در زمان الیگوسن آغاز و تا میوسن پیشین ادامه یافته است (Daneshian & Schuster & Wielandt, 1999؛ Reuter et al., 2009؛ Ramezani Dana, 2007؛ Sedighi et al., 2011, 2013, 2015؛ Daneshian et al., 2012).

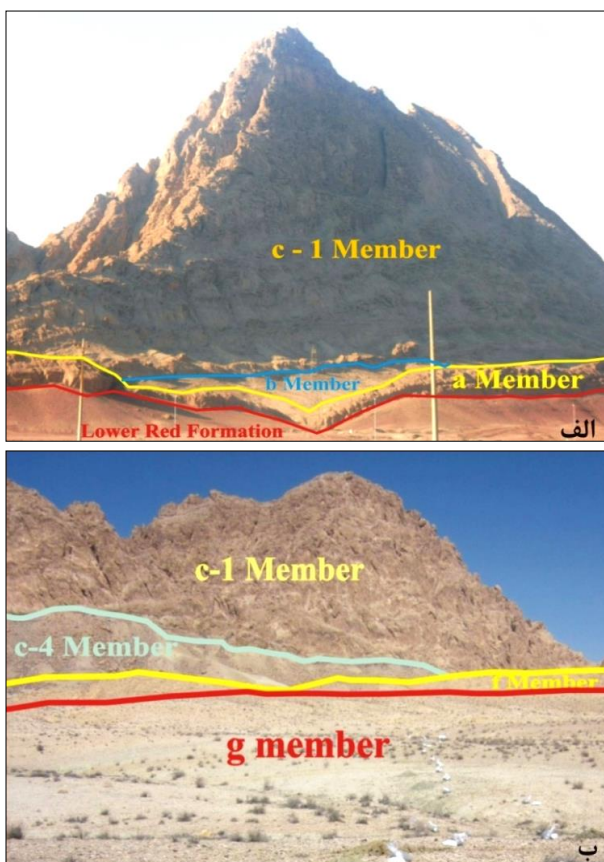
شد. روند گسترش این نهشته‌ها در پهنه ایران مرکزی شمال غربی - جنوب شرقی می‌باشد (رحیم‌زاده، ۱۳۷۳). تنوع ویژگی‌های رخساره‌ای و تغییرات جانبی قابل ملاحظه در این سازند سبب شده تاکنون برای این سازند برش الگویی معرفی نشود و تنها ارتفاعات جنوبی دشت قم به واسطه ضخامت قابل توجه و رخمون‌های خوب به عنوان ناحیه الگو انتخاب شده است (Stocklin & Bozorgnia, 1966؛ Hadavi et al., 2010؛ Setudehnia, 1971). تنوع فراوان واحدهای سنگ چینه‌ای سازند قم به تقسیم بندی این سازند به واحدهای کوچک تری منجر شد به طوری که Furrer & Soder (1955) نهشته‌های سازند قم را به بخش‌های a تا f تقسیم کردند و سن را الیگومیوسن ذکر کردند. Furrer & Soder (1955) سازند قم را در شرق شوراب مطالعه و بخش a (سنگ آهک قاعده‌ای)، بخش b (مارن ماسه‌ای)، بخش c (تناوب مارن و سنگ آهک)، بخش d (گچ)، بخش e (مارن سبز - خاکستری) و بخش f (سنگ آهک رأسی) را در آن تفکیک کرد. او بعد از معرفی عضو f، بخش g را به عنوان قاعده سازند قرمز بالایی معرفی نمود، در حالی که باغبانی و همکاران (۱۳۷۵) در برش دو برادر، علاوه بر تفکیک ده عضو a تا g، بیان کردند که نهشته‌های بخش g با ناپیوستگی همشیب توسط توالی سازند قرمز بالایی پوشانده می‌شوند (Stocklin & Bozorgnia, 1966؛ Setudehnia, 1971؛ آقناباتی، ۱۳۸۹).

به منظور آگاهی از وضعیت جغرافیای دیرینه حوضه قم، توجه به عملکرد مراحل کوه‌زایی و خشکی‌زایی از اهمیت قابل توجهی برخوردار است. مطالعات نشان داده است که در پایان ائوسن و آغاز الیگوسن بر اثر کوه‌زایی پیرنن، کوه‌های ایران به ویژه در ایران مرکزی شکل گرفتند و در بین این کوه‌ها، حوضه‌ها و محیط‌های رسوبی به وجود آمدند که فرسایش مناطق خشکی مجاور به رسوب گذاری نهشته‌های قاره‌ای قرمز رنگ منجر شد (درویش‌زاده،

روش مطالعه

پس از برداشت نمونه‌های سنگی بر اساس شواهد چینه‌شناسی نمونه‌ها تا زیر ۶۰ میکرون پودر و برای تجزیه به مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران ارسال و غلظت عناصر اصلی و فرعی به روش ICP-AES^۲ تعیین شد. ضخامت توالی رسوبی مورد مطالعه در برش دوبرادر ۱۳۲۸ متر است و به طور کلی از سنگ آهک، سنگ آهک ماسه‌ای، سنگ آهک رسی، مارن، مارن ماسه‌ای، شیل، شیل آهکی، کنگلومرا، رس، ماسه سنگ، مارن گچ‌دار و گچ تشکیل شده و شامل عضوهای a، b، c-1، c-2، c-3، c-4، d، e، f و عضو g است (شکل ۲). از برش چینه‌شناسی دوبرادر به طور سیستماتیک ۶۷۶ نمونه با فواصل تقریبی ۰/۵ تا ۳ متر برداشت شد و مطالعات زیست چینه‌ای آن‌ها انجام و فونای روزن‌داران به دقت مورد مطالعه قرار گرفت. از این تعداد، ۳۰ نمونه به منظور بررسی تغییرات غلظت عناصر و با توجه به هدف مطالعه که بررسی تغییرات درجه حرارت دیرینه در برش مورد مطالعه بوده به صورت هوشمند انتخاب شدند که مبنای آن مرزهای چینه‌ای منطبق بر مرز عضوهای سازند قم و ویژگیهای زمان چینه‌ای بوده است. بدین ترتیب از میان ۶۷۶ نمونه برداشت شده، چهار نمونه از عضو a، پنج نمونه از عضو b، سه نمونه از عضو c-1، سه نمونه از عضو c-2، یک نمونه از عضو c-3، دو نمونه از عضو c-4، سه نمونه از عضو e، چهار نمونه از عضو f و پنج نمونه از عضو g انتخاب و مورد تجزیه قرار گرفت. پس از تجزیه شیمیایی (جدول ۱) تغییرات غلظت عناصر Sr، Zn، Na، Mn، Mg و Fe مورد بررسی قرار گرفت. همچنین علاوه بر بررسی تغییرات این عناصر، نسبت Mg/Ca و تغییرات تنوع روزن‌داران کفزی و شناور نیز بررسی شد. تنوع روزن‌داران از شمارش تعداد نوع گونه‌های روزن‌داران موجود در هر نمونه به دست آمد که

متفاوت از تعداد گونه‌ها یا فراوانی است. سپس از بین تنوع گونه‌های کفزی، فرم‌های کفزی با پوسته هیالین، آگلوتینه و پورسلانوز جداگانه تعیین شدند. مطالعه رابطه تغییرات فونای روزن‌داران کفزی و شناور در مقایسه با تغییرات عناصر اصلی و فرعی در طول برش دوبرادر و در امتداد مرزهای سنگ شناسی و عضوهای سازند قم اطلاعات با ارزشی را برای بازسازی شرایط محیط دیرینه در سازند قم در اختیار قرار می‌دهد که در این مقاله برای تعیین تغییرات دمای محیط از آن‌ها استفاده شده است.



شکل ۲: توالی مورد مطالعه از سازند قم در برش دوبرادر

نتایج

با نگاهی اجمالی به نمودارهای شکل ۳ و ۴ که بر اساس مقادیر به دست آمده از نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی شامل Zn، Na، Mn، Mg، Fe و Ca ارائه شده (جدول ۱) و نیز نمودار تغییرات تنوع گونه‌های روزن‌داران

2-Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectroscopy

کفزی در نمونه‌های تجزیه شده (جدول ۲)، می‌توان تغییرات شدید و مشخص تمام عناصر ذکر شده و همچنین فونای روزن‌داران در بخش پایینی برش در حدفاصل عضوهای a تا انتهای عضو e را مشاهده نمود. در بخش بالایی برش و در عضوهای f و g تغییرات روند آرام داشته و با شیب نسبتاً کمی ادامه می‌یابد. همین وضعیت در فونای روزن‌داران نیز دیده شده و با روند تغییرات عناصر هماهنگی نشان می‌دهند. همچنین بیشترین نرخ تغییرات عناصر را در بخش قاعده‌ای سازند قم و تقریباً در مرز عضو b و c-1 به ویژه در عنصر Mn و در گذر از مرز عضو d به عضو e و به طور شاخص در عنصر Sr مشاهده می‌شود. در مرز عضو b به عضو c-1 همه عناصر به غیر از Mn کاهش چشمگیری نشان می‌دهند، اما در مرز بین عضوهای d به e عناصر روند افزایشی داشته، اما Mn، Na و Sr کاهش را نشان می‌دهند به طوری که بیشترین تغییر کاهشی و افت در مقدار Sr است. همچنین روزن‌داران به خصوص، فرم‌های کفزی در مرز عضوهای d و e تغییر افزایشی مشخص را نشان می‌دهند به طوری که روزن‌داران کفزی به ویژه فرم‌های هیالین و پورسلانوز در مرز عبور از عضو d به e افزایش چشمگیری نشان داده و نمودار پراکندگی آن‌ها نقطه اوج بزرگی نشان می‌دهد. این افزایش مقدار روزن‌داران کفزی در انتهای عضو b و عضو c-4 نیز تقریباً همان روند افزایشی را دارد. در ادامه روند تغییرات غلظت عناصر و ارتباط آن‌ها با تغییرات روزن‌داران از قاعده برش (عضو a) تا انتهای برش (عضو g) توضیح داده می‌شود. در جدول ۳ به طور خلاصه تغییرات بررسی و ارائه شده است. در ابتدای برش، در قاعده و در عضو a (شکل ۳) عناصر Ca و Mn روند افزایشی نشان داده و بقیه عناصر به سمت عضو b روند کاهشی نشان می‌دهد و نسبت Mg/Ca با توجه به تغییر کاهشی عنصر Mg روند کاهشی دارد. تغییرات تنوع فونا در این عضو ثابت نبوده و روند

کاهشی و افزایشی دارد. در عضو b (شکل ۳) از قاعده به سمت عضو c-1، عنصر Ca به طور کلی روند کاهشی را نمایش می‌دهد، اما بقیه عناصر روند افزایشی دارند. در بین عناصر، Mn در ابتدا روند افزایشی داشته، اما در انتهای برش کاهش می‌یابد. Sr وضعیت عکس دارد و در ابتدا روند کاهشی داشته و در انتهای عضو b شروع به افزایش می‌کند. در این عضو تنوع روزن‌داران تغییرات مثبت و منفی داشته و کم و زیاد می‌شوند. در بین فونا، فرم‌های کفزی به ویژه فرم‌های با پوسته هیالین در ابتدا افزایش داشته سپس کاهش می‌یابند. تغییرات عناصر و فونا در عضو c-1 (شکل ۳) به این صورت است که در ابتدای این عضو تنها عناصر Ca و Mn روند افزایشی دارند و بقیه عناصر از گذر مرز عضو b به c-1 کاهش نشان می‌دهند. این وضعیت کاهشی در تنوع فونای روزن‌داران شناور هم دیده می‌شود، اما تنوع فونای روزن‌داران کفزی با Ca و Mn هماهنگ بوده و در قاعده c-1 افزایش می‌یابد (شکل ۳ و جدول ۳). روند افزایشی عناصر در میانه عضو c-1 مربوط به عناصر Mg و Sr است به طوری که افزایش Sr چشمگیر می‌باشد و بیشترین کاهش و افت در Mn دیده می‌شود. تنوع روزن‌داران کفزی و شناور نمونه شماره ۲۴۰ افزایش نشان می‌دهد. بررسی مقدار Ca، Sr و Zn در گذر از مرز عضو c-1 به c-2 (شکل ۳) کاهش نشان می‌دهند، اما عناصر Mg، Fe، Mn و Na روند افزایشی دارند؛ هرچند این روند در عناصر با کاهش همراه است، اما عنصر Mn تا انتهای این عضو روند افزایشی دارد. همچنین روند کاهش مقدار Ca و Sr در انتها تغییر کرده و بر مقادیر این عناصر افزوده می‌شود. در مرز c-1 به c-2 تنوع روزن‌داران به ویژه فرم‌های کفزی با پوسته هیالین و پورسلانوز کاهش نشان می‌دهد و تا انتهای عضو c-2 تنوع کفزی‌ها و تنوع فرم‌های شناور تغییر چندانی ندارد. در عضو c-3 (شکل ۳) عناصر Sr، Zn، Mn و Ca افزایش یافته و باقی عناصر یعنی Fe، Mg، Na و نسبت عنصر Mg به Ca

عضو c-4 بر تنوع روزن داران کفزی به خصوص در فرم‌های با پوسته هیالین به طور قابل توجهی افزوده می‌شود (شکل ۳ و جدول ۳).

(Mg/Ca) کاهش می‌یابد. در این عضو روزن داران در ابتدا از نظر تنوع تغییر کمی نسبت به عضو c-2 نشان می‌دهند و تقریباً دارای همان مقادیر قبلی بوده، اما در انتها و در مرز با

جدول ۱: مقدار عناصر فرعی و اصلی و میانگین آن‌ها در نمونه‌های مورد بررسی در عضوهای برش دوبرادر

Sample No.	Element	Ca %	Mg %	Fe %	Mn ppm	Na %	Zn ppm	Sr ppm
1	DB- 1	30.1	0.5	1.3	1200	0.49	59	431
2	DB-2	34.2	0.5	1.3	1200	0.5	61	372
3	DB-30	35.8	0.4	0.4	1400	0.19	< 10	285
4	DB-53	29.7	0.8	1.9	2100	0.44	32	559
5	DB-54	33.7	0.9	0.8	360	0.24	47	1150
6	DB-75	9.9	1.8	3.1	490	1.14	75	1183
7	DB-99	9.4	2.1	3.8	550	0.83	113	317
8	DB-133	11.7	1.9	3.4	550	0.9	297	806
9	DB-152	6	3.6	4.2	250	2.34	351	1664
10	DB-154	30.4	0.8	1.6	1900	0.43	55	670
11	DB-240	33.6	0.8	0.6	340	0.18	< 10	1514
12	DB-293	36	0.8	0.8	670	0.2	100	1129
13	DB-294	11.6	5	2.8	770	0.68	43	340
14	DB-306	8.9	3.1	4.3	950	1.05	97	320
15	DB-314	11.1	3.4	3.9	1010	0.77	62	308
16	DB-316	32.3	0.8	0.9	1200	0.36	83	420
17	DB-344	14.5	1.9	2.3	280	0.49	46	1242
18	DB-359	9.2	2.7	3.9	360	1.22	70	291
19	DB-361	28.2	0.5	0.9	860	0.55	< 10	13603
20	DB-381	29.2	1.2	1.1	570	0.27	36	3027
21	DB-392	29.6	1.2	1.3	260	0.39	55	1030
22	DB-394	32.1	0.9	0.7	160	0.38	< 10	699
23	DB-480	30.9	1	0.9	130	0.35	24	2100
24	DB-529	24	1.3	1.15	96	0.27	48	2174
25	DB-564	25.7	0.8	1	110	0.4	11	2055
26	DB-566	29.3	0.7	0.8	140	0.34	17	8781
27	DB_592	9.4	1.5	0.8	313	0.6	48	1082
28	DB- 629	14.6	1.9	0.9	528	1.9	100	689
29	DB-675	7.59	2.06	4.72	456	1.61	110	741
30	DB-676	19.7	1.05	2.74	536	0.75	76	503

فرم‌های با پوسته هیالین، پورسلانوز و آگلوتینه در فرم‌های کفزی و روزن داران شناور می‌باشد. در گذر از عضو d به عضو e (شکل ۴) بیشترین و شاخص‌ترین تغییر مربوط به افزایش ناگهانی عنصر Sr است. در این مرز افزایش ناگهانی Sr هم‌راستا و هماهنگ با افزایش مقدار عنصر Ca و Mn می‌باشد، اما افزایش این عنصر به صورت یک آنومالی بزرگ و مشخص، یک تغییر بسیار شاخص محسوب می‌شود که از نظر مقدار، قابل مقایسه با مقدار افزایشی Mn و Ca نمی‌باشد. عضو تبخیری d فاقد فونای روزن داران است. در شروع عضو e (شکل ۴)

در گذر از مرز عضو c-3 به عضو c-4 (شکل ۳) و در میانه عضو c-4 عناصر Sr، Mg، Na و Fe و نسبت Mg/Ca افزایش می‌یابد. عنصر Ca در عضو c-4 دارای روند کاهشی بوده و به سمت عضو d روند کاهشی آن ادامه یافته و به حداقل می‌رسد. عناصر Mn و Zn نیز روند کاهشی داشته، اما در انتها و در مرز عضو d دوباره کمی افزایش نشان می‌دهد. عنصر Sr همانند تغییرات Mg/Ca پس از افزایش در میانه عضو c-4 در مرز با عضو d کاهش یافته و مانند Ca به حداقل می‌رسد. تغییرات تنوع فونای روزن داران نیز دارای روند کاهشی بوده و این کاهش شامل تمامی

جدول ۲: تنوع گونه‌های روزن‌داران کفزی و شناور در نمونه‌های مطالعه شده در عضوهای برش دو برادر

	samples No.	Foraminifera				
		Benthic				Planktic
		Hyaline test	Porcelaneous test	Agglutinated test	Total	
1	DB- 1	1	5	0	6	0
2	DB-2	0	5	0	5	0
3	DB-30	2	2	1	5	0
4	DB-53	4	2	0	6	4
5	DB-54	8	0	0	8	3
6	DB-75	9	0	1	10	5
7	DB-99	3	0	1	4	2
8	DB-133	9	0	2	11	1
9	DB-152	3	0	1	4	2
10	DB-154	5	0	0	5	0
11	DB-240	6	0	0	6	2
12	DB-293	1	1	0	2	0
13	DB-294	3	0	0	3	0
14	DB-306	0	0	0	0	1
15	DB-314	0	0	0	0	1
16	DB-316	9	0	0	9	1
17	DB-344	6	2	2	10	5
18	DB-359	4	0	0	4	3
19	DB-361	3	0	0	3	3
20	DB-381	16	2	2	20	9
21	DB-392	4	0	0	4	5
22	DB-394	4	0	0	4	4
23	DB-480	13	2	3	18	5
24	DB-529	9	2	2	13	5
25	DB-564	4	0	0	4	4
26	DB-566	5	1	2	8	6
27	DB 592	4	1	0	5	2
28	DB- 629	0	5	0	5	1
29	DB-675	0	2	0	2	0
30	DB-676	0	3	0	3	0

صورت افزایشی نشان می‌دهد، به طوری که هم تنوع فرم‌های کفزی، به ویژه روزن‌داران با پوسته هیالین و هم تنوع روزن‌داران شناور افزایش می‌یابد. در ابتدای سنگ آهک‌های عضو f (شکل ۴) و در نمونه ۳۹۴ همه عناصر به غیر از Ca و Na کاهش نشان می‌دهند. Ca در این عضو دوباره با عنصر Mg دارای همبستگی منفی است.

نسبت Mg/Ca نیز از قاعده عضو f تا مرز عضو g دارای نوسان بوده و در انتهای این عضو کاهش نشان می‌دهد. در عضو f تغییرات شکل منحنی مقادیر عناصر، به غیر از Sr تقریباً یکنواخت بوده و شیب منحنی‌ها اندک می‌باشد. Fe تنها عنصری است که در انتهای عضو f منحنی با روند تغییرات مشخص و شدید دارد. Mg هم دارای الگوی تغییرات مشابه با Fe است. تنوع روزن‌داران

و آغاز زمان بوردیگالین برای اولین بار در طول برش چینه‌شناسی مقدار Mg در مقایسه با Ca، صرف نظر از افزایش ناگهانی در قاعده، همبستگی مثبت دارد، اگرچه در ابتدای برش و در تمام نمونه‌ها مقادیر این دو عنصر متضاد و تغییرات آن‌ها کاملاً مخالف یکدیگر است. این دو عنصر در عضو e تغییرات مشابهی را در جهت افزایش نشان داده‌اند. Fe و Zn نیز در عضو e دارای مقادیری هستند که نسبت به نمونه و مرز قبل روند افزایشی را نشان می‌دهد، اما Sr و Mn دارای همبستگی مثبت هستند و مقادیر آن‌ها نسبت به نمونه قبل روند کاهشی دارد. Na در این عضو در ابتدا دارای روند کاهشی بوده و در انتهای عضو e و در قاعده عضو f مقدار آن افزایش می‌یابد. تنوع فونای روزن‌داران در این عضو تغییرات شاخص و بارزی را به

بررسی نمودار میزان Ca در شکل های ۳ و ۴ از ابتدای برش و عضو a تا انتها و عضو g نشان دهنده افزایش مقدار این عنصر در عضو a، c-1، f و e و کاهش نسبی آن در عضوهای d، b و c-2 می باشد. میانگین این عنصر در طول برش همبستگی منفی با عنصر Mg نشان می دهد و تغییرات آن با تغییرات معکوس عنصر Mg همراه است به طوری که در بیشتر نمونه ها با افزایش میزان Ca، میزان درصد Mg کاهش می یابد. تغییرات این عنصر در طول برش می تواند در تفسیر تغییر دمای دیرینه مفید باشد به طوری که میزان عنصر Ca با میزان افزایش درجه حرارت رابطه عکس دارد و بالا بودن مقادیر آن نشان از پایین بودن دمای محیط است. تغییرات عنصر Ca با تغییرات تنوع روزن داران دارای هماهنگی نسبی بوده و در بخش هایی مانند عضو a، c-1، c-2، c-3، e، f و g دارای هماهنگی و همخوانی و در عضوهای b و c-4 دارای همبستگی منفی بوده و ناهماهنگی نشان می دهد.

Mg: مقدار Mg در عضو a کمترین و در عضو c-2 بیشترین است (شکل ۳). میزان Mg با عوامل محیطی مانند دما، شوری و PH تحت تأثیر قرار می گیرد. البته باید توجه داشت فرآیند انحلال نسبت Mg/Ca را کاهش داده و درجه حرارت پایین تری را نشان می دهد (Triparti et al., 2003). Mg به همراه Ca می تواند ابزار مفیدی برای بررسی دیاژنز سنگ های قدیمی باشد (Fantle & Higgins, 2014). در دمای پایین تر نسبت Mg/Ca کاهش می یابد (Powell et al., 2009). مقدار Mg در کلسیت با کاهش دما کاهش می یابد و مقدارش در آب های گرم دریا مانع تشکیل کلسیت کم منیزیم شده و کربنات کلسیم به صورت آراگونیت یا کلسیت با منیزیم زیاد متبلور می شود (Rao & Adabi, 1992). همچنین افزایش در میزان تمرکز Mg آب دریا ضریب انتشار Sr را کاهش می دهد (Swart, 1981).

کفزی و شناور نیز در این عضو تقریباً ثابت و یکنواخت است و به سمت عضو g روند عمومی کاهش در تنوع را نشان می دهند (شکل ۴ و جدول ۳).

در عضو g و نمونه ۵۶۶ تغییر شاخص، مربوط به افزایش ناگهانی مقدار Sr است که می تواند هم راستای افزایش Mg، Ca، Fe و Na و با همبستگی مثبت با آن ها ارزیابی شود. در ادامه برش و تا انتهای آن، در طول عضو g تغییرات عمده و مشخصی در مقدار عناصر دیده نمی شود و تغییرات دارای نوسان ملایم و یکنواخت یا تغییر اندک است و عمده ترین تغییر مربوط به عنصر Sr است. در این عضو به طور کلی روند تغییرات تنوع روزن داران کفزی و شناور ثابت و یا با نوسان اندک می باشد. تنوع روزن داران کفزی در قاعده این عضو نسبت به عضو f افزایش می یابد. ثبات تنوع فونا در عضو g تا انتهای برش ادامه داشته و تنها در نمونه ۶۲۹ تنوع روزن داران با پوسته پورسلانوز با افزایش همراه بوده و سپس تا انتهای برش همراه با بقیه فرم های روزن داران روند کاهش نشان می دهند که خلاصه تغییرات عناصر در عضوهای سازند قم در این برش در جدول ۳ ارائه شده است.

بحث

تجزیه شیمیایی ۳۰ نمونه از سازند قم در برش دوبرادر و بررسی ویژگی این عناصر و تغییرات آن در طول برش چینه شناسی دوبرادر به شرح ذیل است:

Ca: عنصر Ca در این برش با مقادیری بین ۶ تا ۳۶ متغیر است که بیشترین مقدار آن مربوط به نمونه ۲۹۳ و در مرز بین عضوهای c-1 تا c-2 قرار دارد. عضو c-1 بیشترین و عضو c-2 کمترین مقدار این عنصر را نشان می دهد (شکل ۳). میزان Ca به دمای آب دریا و عرض جغرافیایی وابسته است و با افزایش دمای آب از میزان آن کاسته و با سرد شدن آب بر مقدارش افزوده می شود (آدابی، ۱۳۸۳).

جدول ۳: خلاصه تغییرات عناصر در عضوهای سازند قم در برش دو برادر

عضو a	<p>- Ca با روند افزایش و سپس کاهش</p> <p>- روند کاهش و افزایش در عناصر Mg, Fe, Na, Zn, Sr و همچنین تنوع روزن‌داران کفزی</p> <p>- افزایش عنصر Mn و تنوع روزن‌داران شناور</p>
عضو b	<p>- کاهش در مقدار عنصر Ca</p> <p>- روند افزایش در مقدار عناصر Mg, Fe, Zn, Na و نسبت Mg/Ca</p> <p>- در ابتدا روند افزایش و سپس کاهش در مقدار Mn</p> <p>- روند کاهش و افزایش در مقدار Sr و همین روند در تنوع روزن‌داران شناور</p> <p>- تنوع فرم‌های کفزی با نوسانات افزایش - کاهش همراه است که این نوسانات تا حدودی با عنصر Mn همخوانی دارد.</p>
عضو c-1	<p>- افزایش مقدار عنصر Ca</p> <p>- Mn با روند افزایشی، کاهشی و سپس افزایش</p> <p>- روند کاهش و افزایشی عناصر Fe, Na, Zn</p> <p>- تغییر کاهشی در ابتدا و تقریباً یکنواخت و ثابت عنصر Mg و نسبت Mg/Ca</p> <p>- روند کاهشی، افزایشی و سپس کاهشی عنصر Sr و همین روند در تنوع روزن‌داران شناور</p> <p>- روند افزایشی و کاهشی در تنوع روزن‌داران کفزی</p>
عضو c-2	<p>- روند کاهشی در تنوع روزن‌داران</p> <p>- روند کاهشی و سپس افزایشی در مقدار عناصر Ca, Sr, Zn</p> <p>- روند افزایش در مقدار عنصر Mn</p> <p>- روند افزایشی و کاهشی در مقدار عناصر Mg, Fe, Na و مقدار نسبت Mg/Ca</p>
عضو c-3	<p>- روند افزایشی در مقدار عناصر Ca, Mn, Zn, Sr</p> <p>- کاهش در مقدار عناصر Na, Mg, Fe و نسبت مقادیر Mg/Ca</p> <p>- تغییرات تنوع تقریباً ثابت روزن‌داران نسبت به عضو c-2</p>
عضو c-4	<p>- روند کاهشی در مقدار عناصر Ca, Sr</p> <p>- روند افزایشی در مقادیر عناصر Mg, Fe, Na و نسبت عناصر Mg/Ca</p> <p>- کاهش و سپس افزایش در مقدار عناصر Mn, Zn</p> <p>- افزایش و کاهش در مقدار تغییرات تنوع روزن‌داران کفزی و شناور</p>
عضو d	<p>- روند افزایش در مقادیر عناصر Ca, Mn, Sr</p> <p>- روند کاهش در مقادیر عناصر Mg, Fe, Na, Zn, Mg, Ca</p>
عضو e	<p>- عنصر Ca دارای روند تقریباً بدون تغییر</p> <p>- روند افزایشی نسبت عنصر Mg/Ca و همچنین مقادیر عناصر Fe, Mg, Zn</p> <p>- روند کاهشی در مقدار عناصر Mn, Sr</p> <p>- عنصر Na دارای روند کاهشی و سپس افزایشی</p> <p>- روند افزایشی و سپس کاهشی در تغییرات تنوع روزن‌داران کفزی و شناور</p>
عضو f	<p>- روندی کاهشی در مقادیر عناصر Mn, Zn و نسبت Mg/Ca و همچنین روزن‌داران شناور با نوسانات تقریباً یکنواخت</p> <p>- روند تغییرات تقریباً یکنواخت عناصر با روند افزایش جزئی و کاهش عنصر Ca</p> <p>- عنصر Na دارای روند نوسانات تقریباً آرام با روند افزایشی، کاهشی و سپس افزایشی</p> <p>- مقدار عنصر Sr دارای روند کلی افزایشی</p> <p>- روند تغییرات تقریباً یکنواخت کاهشی، افزایشی و سپس کاهشی در مقدار عناصر Fe, Mg</p> <p>- روند افزایشی و سپس کاهشی قابل توجه در تغییرات تنوع روزن‌داران کفزی با پوسته هیالین</p>
عضو g	<p>- نوسانات آرام و یکنواخت افزایشی، کاهشی و سپس افزایشی در مقدار عناصر Ca, Mn</p> <p>- روند کلی افزایش و کاهش در مقدار عناصر Sr, Zn, Fe</p> <p>- روند یکنواخت و آرام کاهش و سپس افزایش در مقدار عناصر Mg, Na و نیز نسبت Mg/Ca</p> <p>- روند آرام کاهشی در تغییرات تنوع روزن‌داران کفزی با پوسته هیالین و روزن‌داران شناور و افزایش نسبی در روزن‌داران کفزی پورسلانوز</p>

Mg در کلسیت‌های دریایی علاوه بر دما به میزان فشار دی‌اکسید کربن در اتمسفر و تمرکز یون‌های سولفات $(SO_4)_2$ در آب دریا نیز وابسته است و مقدار آن با افزایش

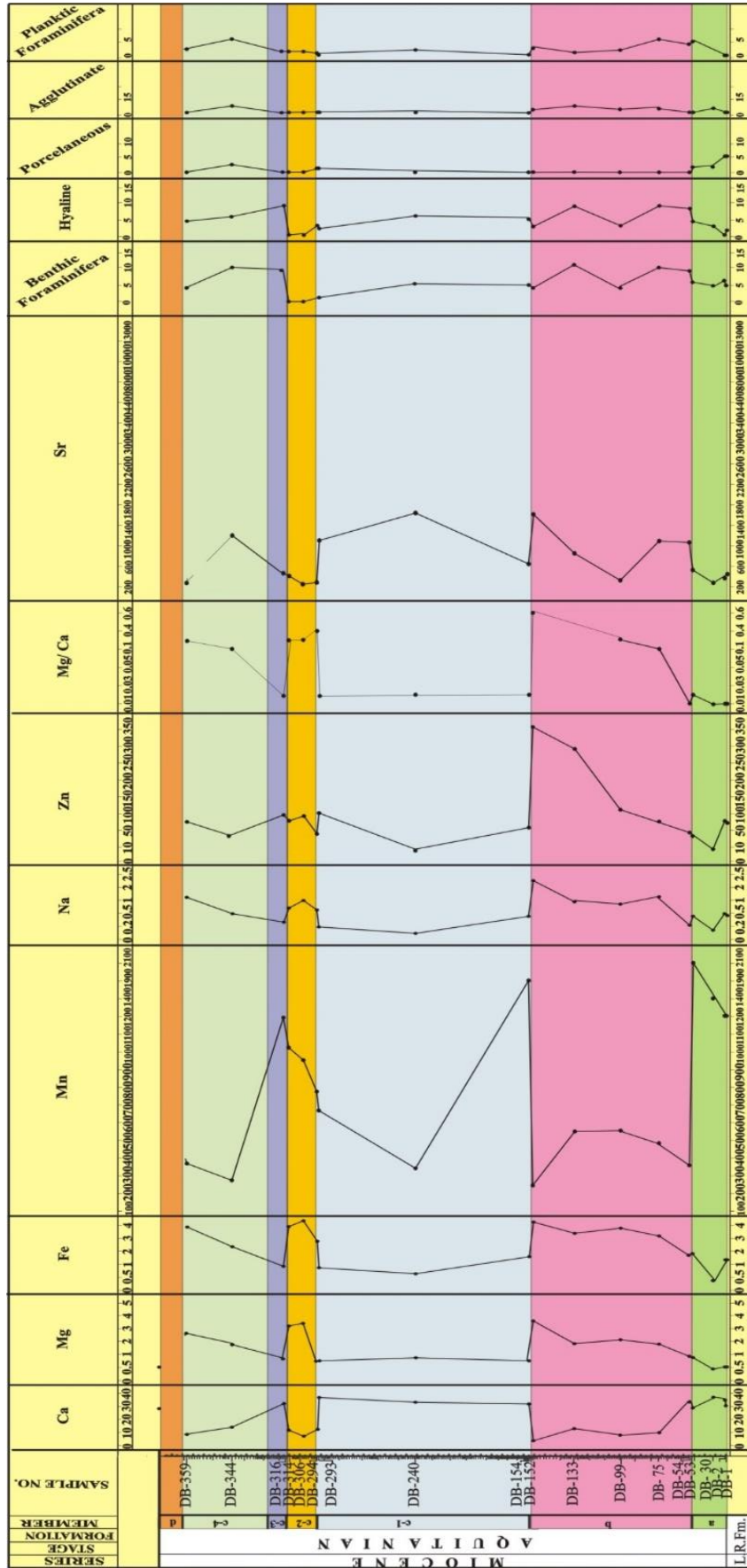
مطالعات نشان داده مهم‌ترین کانی کربناته در سنگ‌های کربناتی، کلسیت دارای Mg زیاد می‌باشد و کلسیت کم Mg و آراگونیت به مقدار کمتری وجود دارند. تغییرات

دما و یا کاهش میزان فشار دی اکسید کربن در کلسیت افزایش می‌یابد. همچنین مقدار Mg با کاهش عمق آب در کلسیت افزایش می‌یابد (آدابی، ۱۳۸۳). تغییرات نسبت Mg/Ca می‌تواند برای بازسازی درجه حرارت محیط دیرینه و تغییرات آن مفید بوده و استفاده شود (Powell *et al.*, 2006; Rosenthal *et al.*, 2009). کسایبی نجفی (۱۳۷۲) میزان عنصر Mg را در نهشته‌های سازند قم در برش‌های چینه‌شناسی خورآباد، کمرکوه و نرداقی مشابه و مقادیر آن را مساوی ذکر کرده که در هر سه برش از طرف حاشیه حوضه به طرف هسته ریف مقدار این عنصر کاهش یافته و سپس به طرف لاگون مجدداً اندکی افزایش نشان می‌دهد. با توجه به شکل‌های ۳ و ۴ می‌توان مشاهده کرد که میزان این عنصر در عضو a و سنگ آهک‌های عضو c-1 کمترین مقدار و در عضو b، c-2، c-3 و c-4 در انتهای برش و در عضو g مقدار بالا را نشان می‌دهد. Mg در قاعده توالی ضمن داشتن همبستگی منفی با عنصر Ca دارای همبستگی مثبت با عناصر Fe، Na و Zn و به ویژه در قسمت قاعده برش و در عضوهای a تا c-3 می‌باشد. در برش دو برادر این عنصر دارای همبستگی منفی با عنصر Ca در طول برش بوده و تغییرات آن به صورت معکوس نسبت به Ca می‌باشد. در این برش نیز مانند برش‌های چینه‌شناسی خورآباد، کمرکوه و نرداقی مقدار آن در رأس کم و به سمت قاعده افزایش می‌یابد، اما این تغییرات دمایی روند ثابتی نداشته و به طور متوالی نوسان نشان داده و کم و زیاد می‌شوند. تنوع روزن‌داران به ویژه فرم‌های کفزی رابطه مستقیم با افزایش دمای آب و گرم شدن آن دارد و مقدار تنوع آن‌ها زیاد می‌شود. این مقدار با میزان عنصر Mg رابطه مستقیم داشته و با افزایش Mg میزان تنوع روزن‌داران افزایش می‌یابد. تغییرات نسبت Mg/Ca در طول برش مورد مطالعه در ارتباط مستقیم با میزان تغییرات عنصر Mg می‌باشد و کاهش و افزایش Mg به بالا و پایین آمدن

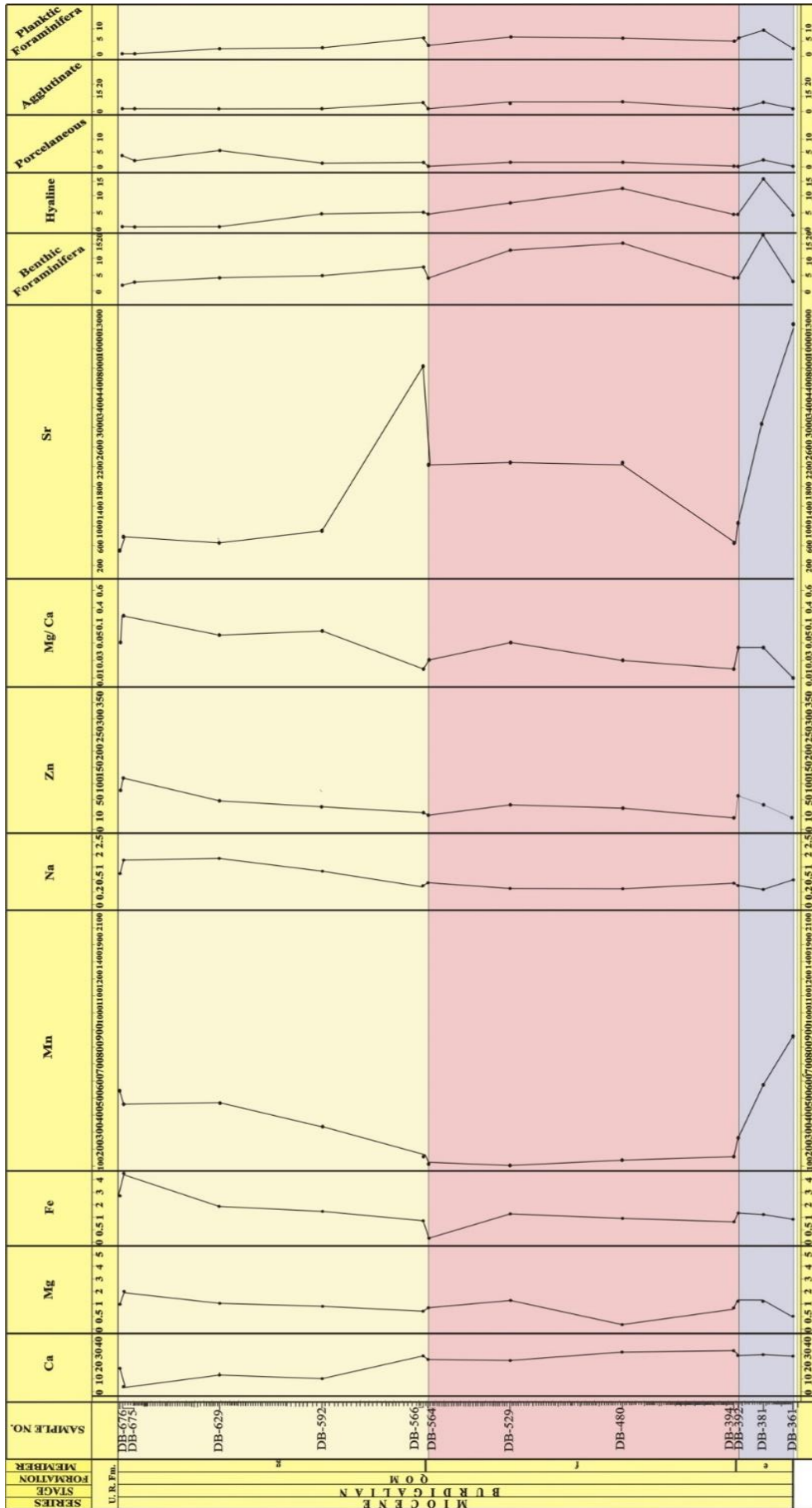
این نسبت منجر می‌گردد. در شکل ۳ روند تغییرات این عنصر و نسبت Mg/Ca نشان داده شده است. به طور مثال این نسبت در قاعده برش دو برادر و در عضو a مقدار بسیار کمی را نشان می‌دهد. در عضو b این نسبت با بالا رفتن مقدار Mg، روند افزایشی داشته و در مرز عضو c-1 به حداکثر مقدار خود می‌رسد. نسبت Mg/Ca با تغییرات تنوع روزن‌داران نیز در طول برش همبستگی مثبت و منفی دارد به طوری که در عضو a، c-4، e و f این نسبت همبستگی مثبت نشان داده و کاهش مقدار آن با کاهش تنوع روزن‌داران همراه است. نسبت Mg/Ca در ابتدای عضو g با تنوع روزن‌داران هماهنگی نشان نمی‌دهد، اما به سمت انتهای برش این دارای همخوانی بوده و با یکدیگر هماهنگی دارند.

Fe: تغییرات این عنصر شبیه عنصر Mg بوده و با آن همبستگی مثبت دارد. در عضو c-2 مقدار آن بیشترین و در عضو f کم‌ترین درصد را دارد. اطلاعات بسیار کمی در مورد مقدار Fe موجود در کربنات‌های دریا‌های کم عمق آب‌های گرم عهد حاضر وجود دارد، ولی به نظر می‌رسد در سنگ آهک‌ها با افزایش تأثیر دیاژنز متشوریکه مقادیر Fe با افزایش Mn افزایش یابد (آدابی، ۱۳۸۳).

همچنین مقدار عنصر Fe در محیط لاگون نسبت به آب دریا بیشتر است (Friedman, 1969). Fe از عناصری است که در شبکه کلسیتی جانشین عنصر Ca می‌شود و برای تعیین شرایط اکسیدی و احیایی محیط رسوبی مورد استفاده قرار می‌گیرد. مقدار آن در آب دریا کم، ولی در آب‌های زیرزمینی بالا است. مقدار Fe در سازند قم و در برش چینه‌شناسی کمرکوه با برش چینه‌شناسی نرداقی شباهت دارد و به سمت قاعده افزایش شدید نشان می‌دهد (کسایبی نجفی، ۱۳۷۲). همان‌طور که در نمودار شکل‌های ۳ و ۴ مشخص است این عنصر دارای کمترین مقدار در عضوهای



شکل ۳: تغییرات غلظت عناصر و تنوع روزن‌داران کفزی و شناور بر اساس تعداد تنوع گونه‌ها در عضوهای a تا d برش دو برادر



شکل ۴: تغییرات غلظت عناصر و تنوع روزن‌داران کف‌زی و شناور بر اساس تعداد تنوع گونه‌ها در عضوهای e تا g برش دوپاراد

مطالعه روی مرجان‌های زمان پلیستوسن منطقه باربادوس مشخص کرده است افزایش مقدار Mn و Mg حاصل تغییر شکل آراگونیت به کلسیت است که در این فرآیند مقدار Sr کاهش یافته و مقدار Zn تقریباً به شکل اولیه خود باقی می‌ماند. بررسی تغییرات این عناصر می‌تواند برای بررسی تغییرات تبلور دوباره کلسیت و ایجاد سیمان کلسیتی در طی تکامل سنگ آهک‌ها نیز به کار رود. در این حالت احتمالاً کلسیت‌های بعدی باید فاقد Sr و Mg و غنی از Zn و Mn باشند. همچنین بهتر است مطالعات تغییرات عناصر Mg و Sr همراه با عناصر Zn و Mn انجام شود چرا که این عناصر دوظرفیتی هستند و می‌توانند به آسانی در شبکه بلوری کلسیت جانشین شوند (Pingitore, 1978). Winefield *et al.* (1996) افزایش نسبتاً زیاد میزان عنصر Mn در محیط دریایی باز را به فراوانی اسکلت‌هایی با ترکیبات کلسیت پر منیزیم نظیر قطعات کرینئیدی و نیز شرایط احیایی موجود در این محیط نسبت داده اند. Abbas Ali (2012) با مطالعه تغییرات عنصر Mn در رخساره سنگ‌های کربناته کم عمق میوسن پیشین عراق نشان داد که مقدار Mn در آب‌های کم عمق پایین است و حضور آن نشان دهنده فاز اصلی کربنات‌ها به ویژه آراگونیت می‌باشد و این عنصر تمایل به تمرکز در رسوبات مناطق عمیق دارد. این عنصر به علت شکل اتمی خود تمایل به جانشینی در ساختمان رمبوهدرال کلسیت دارد و فرآیند دیاژنز به ویژه دولومیتی شدن تغییر جدی در محتوای اصلی Mn نمی‌نماید. همچنین نسبت بالای Mn در بعضی از سطوح چینه شناسی می‌تواند مرتبط با دوره‌های هوازدگی شدید باشد (Abbas Ali, 2012). کسای نجفی (۱۳۷۲) در مطالعه سازند قم ذکر می‌کند که مقدار Mn از سمت حاشیه حوضه به طرف رخساره ریفی کاهش می‌یابد و سپس از هسته ریف به طرف لاگون مجدداً افزایش نشان می‌دهد. وی به تغییرات Mn در مقطع خورآباد نیز اشاره و بیان

a, c-1, e و f و بیشترین مقدار در عضوهای b, c-2 و c-4 است. بررسی تغییرات عنصر Fe در برش دو برادر با تغییرات ذکر شده در برش‌های مورد مطالعه توسط کسای نجفی (۱۳۷۲) هماهنگی داشته و در دو برادر نیز مقدارش در سمت قاعده برش دارای افزایش است. مقایسه تغییرات عناصر با تغییرات تنوع روزن‌داران از قاعده برش دو برادر به رأس نشان می‌دهد که مقدار این عنصر در عضو a در ابتدا کم و سپس روند افزایشی نشان می‌دهد که با تغییرات تنوع روزن‌داران هماهنگی دارد. Fe تا قاعده عضو c-1 روند افزایش خود را ادامه می‌دهد که با نوسانات کاهش - افزایش تنوع روزن‌داران هماهنگی ندارد. عدم هماهنگی تغییرات عنصر Fe در ادامه عضوهای c-1, c-2, c-3, e و g نیز ادامه یافته و کاهش آن برابر با افزایش تنوع و افزایش آن با کاهش تنوع روزن‌داران همراه است. در عضو c-4 مقدار Fe روند افزایشی دارد که تنها در قاعده این عضو با تنوع افزایش روزن‌داران همخوانی دارد. در عضو f هماهنگی و همبستگی نسبی بین مقدار این عنصر با تنوع روزن‌داران دیده می‌شود.

Mn و Zn: مقدار Mn در عضو a بیشترین و در عضو f کمترین است (شکل ۳ و ۴). رفتار انتشاری عنصر Zn و Mn می‌تواند آن‌ها را به ردیاب‌هایی مهم در بررسی فرآیندهای دیاژنتیکی سنگ‌های آهکی تبدیل نماید (Pingitore, 1978). مقدار عنصر Mn در کربنات‌ها با افزایش تأثیر دیاژنز متئوریکی زیاد می‌شود و تمرکز Mn در کلسیت با افزایش میزان سرعت رسوب‌گذاری کاهش می‌یابد (Pingitore *et al.*, 1988). به علاوه در شرایط اکسیدان در محیط‌های بالای حد جذر و مدی Mn قادر به وارد شدن در شبکه کربنات کلسیم نبوده و در نتیجه مقدار آن پایین می‌آید. در حالی که در شرایط احیا ممکن است مقدار آن به ۱۰۰ درصد هم برسد.

هیالین، پورسلانوز و آگلوتینه اشاره نمود.

Na: این عنصر در عضو c-1 کم‌ترین و در عضو b بیشترین مقدار است (شکل ۳). این عنصر دارای ضریب توزیع کمتر از ۱ می‌باشد و میزان آن در رسوبات کربناته به درجه شوری، کانی شناسی و عمق آب بستگی داشته و در آب‌های متئوریکی تمرکز پایینی دارد. به همین علت در سنگ‌هایی که تحت تأثیر دیاژنز قرار می‌گیرند مقدار پایینی دارد (آدابی، ۱۳۸۳). انواع مختلف رخساره‌های مربوط به کربنات‌های حاشیه‌ای و ریفی را می‌توان از میزان Na موجود در کربنات‌ها تشخیص داد. منبع تأمین این عنصر کلرید Na حاصل از شورابه‌های دولومیتی در طی رشد بلورهای دولومیت می‌باشد و مقدار این Na در شبکه بلوری دولومیت‌ها وابسته به شوری محیط‌های تشکیل‌دهنده دولومیت است. معمولاً مقدار Na در بلورهای دولومیتی ریزبلور مربوط به مناطق سوپراتایدال از دولومیت‌های مراحل آخر درشت بلور دیاژنزی و یا دولومیت‌های هیدروترمال بیشتر است (Fritz & Katz, 1972). امرایی (۱۳۸۴) با مطالعه کربنات‌های سازند قم عنوان نموده افزایش میزان Na به دلیل تأثیر آب‌های جوی بر روی بخش‌های تبخیری سازند قرمز بالایی و حمل یون‌های Na به قسمت‌های پایین‌تر می‌باشد. او کاهش میزان Na نسبت به عناصر Mn و Fe را ناشی از تأثیر آب‌های شیرین بر کربنات‌های این سازند تعیین کرد. مقدار این عنصر در رخساره‌های کربناته ریفی سازند قم نسبت به رخساره لاگون کاهش نشان می‌دهد. شکل‌های ۳ و ۴ تغییرات این عنصر را نشان داده و بیانگر آن است که کمترین مقدار این عنصر در عضوهای a، f و c-1 و بیشترین مقدار آن در مرز عضو b با c-2 و انتهای عضو g می‌باشد. مقایسه تغییرات عنصر Na با تغییرات تنوع روزن‌داران نشان می‌دهد که در عضو a مقادیر Na روند کاهشی - افزایشی داشته و تغییرات آن با تنوع روزن‌داران رابطه تقریباً عکس نشان می‌دهد.

نموده که از رأس ستون چینه‌شناسی به سمت بخش میانی کاهش و دوباره به طرف قاعده افزایش می‌یابد. این وضعیت در نهشته‌های سازند قم در برش دوبرادر نیز مشهود است و مقدار Mn در سنگ آهک‌های ریفی عضو f دارای حداقل مقدار بوده و به سمت قاعده برش مقدار آن افزایش نشان می‌دهد و در عضو a دارای حداکثر مقدار است. کسای نجفی (۱۳۷۲) نتیجه‌گیری کرد که افزایش نسبی Mn به علت رسوب رس، آتش‌فشان‌های زیردریایی یا قرار گرفتن در شرایط سخت جوی است و با توجه به تأثیر فعالیت آتش‌فشانی در مقاطع مورد مطالعه می‌تواند بر روی انتشار Mn تأثیر داشته باشد.

با توجه به نمودار شکل‌های ۳ و ۴، منحنی عنصر Mn دارای بیشترین افزایش در عضوهای a (مرز a با b)، c-1 (مرز b با c-1)، c-2 و c-3 می‌باشد. این منحنی کمترین مقدار را در عضو f نشان می‌دهد. مقدار این عنصر در این عضو از سازند قم شبیه به عناصر Na و Zn بوده و با تغییرات این عنصر در منطقه خورآباد در مطالعه کسای نجفی (۱۳۷۲) شباهت و هماهنگی نشان می‌دهد. مقایسه مقادیر این عنصر با تغییرات تنوع روزن‌داران نشان می‌دهد که مقادیر Mn دارای ناهماهنگی نسبی با تنوع روزن‌داران تمام عضوها می‌باشد، به این ترتیب که افزایش و کاهش مقدار آن با افزایش و کاهش تنوع روزن‌داران روند معکوس داشته و فاقد همخوانی قابل توجه است. عنصر Zn در عضو f کمترین و در عضو b بیشترین مقدار را دارد. روند تغییرات عنصر Zn در برش دوبرادر در شکل‌های ۳ و ۴ نشان داده شده است. روند تغییرات عنصر Zn دارای همبستگی مثبت با عنصر Na بوده و شباهت قابل توجهی با آن دارد. همچنین مقایسه نمودار تغییرات فونای روزن‌داران کفزی و شناور رابطه معنادار مشخصی را با عنصر Zn نشان نمی‌دهد و تنها می‌توان به رابطه معکوس کاهش عنصر Zn در میانه عضو c-1 و افزایش فرم‌های روزن‌داران کفزی

میزان بالای Na می‌تواند به بالا بودن شوری محیط دیرینه نسبت داده شود و در برش دو برادر در عضو c-2 می‌تواند ناشی از برقراری شرایط قاره‌ای و کم عمق شدن حوضه قم در نظر گرفته شود. افزایش این مقدار در عضو g نیز می‌تواند به نفوذ یون‌های Na از واحدهای بالایی تحت تأثیر آب‌های جوی نسبت داده شود. همچنین قابل ذکر است نتیجه تغییرات عنصر Na در این برش با مطالعات کسایی نجفی (۱۳۷۲) در برش‌های نرداقی و خورآباد، هماهنگی دارد.

Sr: در عضو c-3 کمترین و در عضو c-4 بیشترین مقدار است. بررسی داده‌های مربوط به ضریب انتشار یون Sr در کانی‌های آراگونیت و کلسیت در درجه حرارت‌های پایین ما را قادر به تعیین میزان تمرکز Sr در کانی‌ها و سنگ‌های کربناته به صورت نسبت Sr به Ca آب‌هایی می‌نماید که این کانی‌ها از آن تشکیل شده‌اند (Kinsman, 1969). ضریب انتشار Sr در آراگونیت‌ها تابعی از درجه حرارت است (Morse & Mackenzie, 1990; Kinsman, 1969) و میزان آن به شوری و فعالیت‌های زیستی نیز وابسته است (Flugle, 2004). مقدار Sr ارتباط مستقیمی نیز با ترکیب کانی‌شناسی کربنات‌ها دارد به طوری که مقدار آن با افزایش آراگونیت افزایش و با افزایش کلسیت کاهش می‌یابد (Rao & Adabi, 1992). همچنین فراوانی آن در محیط لاگون، بخش میانی و در جلوی ریف متفاوت است (Flugle, 2004). مطالعه Viezer & Demovic (1974) در ارتباط با میزان انتشار Sr در سنگ‌های کربناته مزوزوئیک و بررسی بیش از ۱۲۰۰ نمونه نشان داد که توزیع عنصر Sr وابسته و تحت کنترل رخساره می‌باشد، به طوری که تمرکز مقادیر بالای آن مربوط به محیط‌های پیرسالین، سنگ‌های تیره و سنگ‌های بخش‌های عمیق حوضه است در حالی که مقدار کم آن در ارتباط با محیط‌های لیتورال، نریتیک و

آهک‌های آلی^۳ مناطق باتیال کم عمق می‌باشد. کسایی نجفی (۱۳۷۲) در مطالعه میزان Sr رسوبات دریایی کم عمق سنگ آهک عضو f سازند قم، مقادیر بالای Sr را مربوط به نمونه‌های دارای کلسیت‌های اولیه و آراگونیت‌های با Sr بالا ذکر کرده در حالی که گروه‌های با Sr کم توسط کلسیت منیزیم‌دار (آراگونیت‌های با Sr کم) تشکیل می‌شوند. او بالا بودن میزان Sr را در ریزرخساره ریفی با محفوظ ماندن مقادیر بالایی از Sr به علت عدم دسترسی به آب‌های جوی کافی در برخی از نمونه‌ها مرتبط دانسته است. بررسی نمودار تغییرات Sr در شکل‌های ۳ و ۴ نشان می‌دهد که مقدار این عنصر دارای بیشترین حد در عضو e و قاعده عضو g و کمترین مقدار برای عضوهای a و c-2 است. نمودار روند تغییرات این عنصر در طول برش دو برادر از آهنگ مشخصی تبعیت نمی‌کند، اما می‌توان به این مورد اشاره کرد که نوسانات تغییرات این عنصر در طول برش زیاد بوده و نظم مشخصی را ندارد به طوری که بیشترین تغییرات مربوط به تغییر مثبت در میانه عضو c-1 و عضو e و قاعده عضو g می‌باشد. مقایسه نمودار تغییرات این عنصر با بقیه عناصر نشان می‌دهد این عنصر تاحدی همبستگی مثبت با عنصر Na در قاعده برش و در عضوهای a و b دارد. در ادامه می‌توان هماهنگی مثبت و نسبی بین کاهش مقادیر این عنصر در عضوهای c-3 و c-4 با عنصر Ca را مشاهده نمود. همچنین این عنصر همبستگی مثبتی نیز با افزایش مقادیر خود در مقایسه با افزایش مقدار Mn در عضو e نشان می‌دهد و تا انتهای برش شباهت و هماهنگی خاصی بین روند تغییرات این عنصر با بقیه عناصر دیده می‌شود. مقایسه با نمودار تغییرات روزن‌داران نشان دهنده هماهنگی نسبی بین روند افزایش و کاهش تنوع روزن‌داران کفزی با میزان Sr است به طوری که در

انتهای برش، متفاوت است.

بر این اساس در طول برش چینه‌شناسی دوبرادر از قاعده به رأس با توجه به تغییرات عناصر در مقایسه با تغییرات تنوع روزن‌داران، مشخص شد که در عضو a تنوع روزن‌داران به طور کلی کم بوده و با توجه به این که بین افزایش تنوع روزن‌داران و بالا بودن درجه حرارت رابطه مستقیمی وجود دارد (Murry, 1991؛ Schnitker, 1994؛ Phipps *et al.*, 2010؛ Yasuhara & Danovaro, 2014؛ Nabavi, *et al.*, 2014)، این امر اشاره به کم بودن نسبی دما در این بخش نسبت به سایر عضوهای سازند قم در برش دو برادر دارد. این درجه حرارت با مقدار قابل توجه عنصر Ca که افزایش آن نشان دهنده کاهش دمای محیط است، تأیید می‌شود. در عضو b تنوع روزن‌داران به ویژه شکل‌های کفزی دارای نوسانات شدید و قابل توجه است. این تغییرات نشان از نوسانات دمای هوا در این عضو داشته و به طور کلی تنوع زیاد روزن‌داران کفزی از افزایش نسبی دما حکایت دارد. در عضو c-1 تنوع روزن‌داران کفزی در ابتدا افزایش یافته و سپس کاهش را نشان می‌دهد که احتمالاً دلیلی بر گرم شدن دما در ابتدا سپس سرد شدن نسبی و یا کاهش درجه حرارت است. در عضو c-2 نیز روند کاهش تنوع روزن‌داران کفزی ادامه می‌یابد، اما میزان Mg بالا است که این نبود هماهنگی ناشی از نوع رخساره عضو c-2 و شرایط قاره‌ای آن و در نتیجه افت در مقدار و حفظ‌شدگی روزن‌داران کفزی است. در عضو c-3 تنوع روزن‌داران کفزی افزایش نشان می‌دهد که دلیلی بر افزایش دمای محیط و شرایط مناسب برای تنوع روزن‌داران است. با وجود این که انتظار می‌رود Mg افزایش یابد، اما Ca افزایش و Mg کاهش نشان می‌دهد که این وضعیت شاید ناشی از تغییر ثانویه مقادیر Ca و Mg در سنگ آهک‌های این عضو در طی دیازنز باشد. در عضو c-4 تنوع روزن‌داران کفزی در ابتدا روند افزایشی داشته، اما در

قاعده و عضو a با کاهش نسبی این عنصر در نمونه ۳۰ میزان تنوع فرم‌های کفزی نیز کاهش یافته و سپس با افزایش میزان Sr تنوع این فرم‌ها نیز اضافه و روند نمودار مثبت می‌گردد. بررسی و مقایسه این تغییرات در کنار مقایسه میزان تغییرات عنصر Ca به غیر از عضوهای a و b تاحدی از هماهنگی مثبت برخوردار است. در واقع با مقایسه منحنی تغییرات Ca، افزایش مقدار آن در قاعده برش و در عضو a و کاهش آن در عضو b همبستگی منفی با روند تغییرات تنوع روزن‌داران کفزی نشان می‌دهد، اما در عضو c-1 با افزایش مقدار Ca در میزان تنوع روزن‌داران نیز افزایش دیده می‌شود. این روند با میزان Sr نیز همبستگی مثبت دارد. در عضو c-2 و c-3 روند کاهش میزان Ca با Sr و روزن‌داران کفزی هماهنگی و انطباق داشته و می‌تواند بر نبود درجه حرارت مناسب برای رسوب یون‌های Ca و ایجاد اسکلت روزن‌داران نسبت داده شود. در عضو c-4، Ca با Sr و تنوع روزن‌داران کفزی همبستگی منفی نشان داده و روند تغییرات آن منفی می‌باشد، بدین معنی که مقدار این عنصر کاهش یافته، اما مقادیر Sr و روزن‌داران افزایش نشان می‌دهد. در عضو e این عنصر با دو متغیر دیگر هماهنگی نشان داده و همانند آن‌ها مقدار افزایش را نشان می‌دهد. با افزایش عمق محیط در عضو e به نظر می‌رسد شرایط مناسب برای رسوب یون‌های Ca در کربنات‌ها و تشکیل پوسته روزن‌داران فراهم باشد. افزایش بیشتر میزان Ca در عضو f نیز با روند افزایشی تنوع در روزن‌داران و افزایش مقدار Sr همراه است. روند تغییرات نسبتاً پایدار و آرام Ca در امتداد عضو g ادامه می‌یابد که در قاعده همانند Sr پس از یک افزایش اندک روند کاهشی داشته و دارای هماهنگی نسبی با عنصر Sr و تنوع روزن‌داران است، اما Ca در انتهای برش کاهش قابل توجه نشان داده و سپس در مرز سازند قرمز بالایی افزایش می‌یابد که اندکی با تغییرات عنصر Sr با روند کاهشی تا

است که افزایش نسبی دما را نشان می‌دهد، اما تنوع روزن‌داران در تبعیت از این افزایش دما نبوده و به واسطه شرایط محیطی کاسته می‌شود.

نتیجه‌گیری

در این تحقیق به منظور مطالعه دمای دیرینه و تغییرات آب و هوای گذشته، تغییرات غلظت عناصر نهشته‌های سازند قم در برش دو برادر بررسی شد. به این منظور تغییرات تنوع روزن‌داران در کنار تغییرات عناصر به ویژه Mg و Ca بررسی و بر پایه نوسانات آن‌ها تغییرات درجه حرارت دیرینه حوضه قم تجزیه و تحلیل شد. بدین ترتیب تغییرات تنوع روزن‌داران در عضوهای a تا g سازند قم بررسی شدند. نتایج به دست آمده نشان داد که تنوع روزن‌داران با تغییرات عناصر Mg و Ca و نسبت این دو عنصر هماهنگی و انطباق دارد. در عضوهایی که هماهنگی وجود ندارد علت آن تأثیر و نقش عوامل ثانویه‌ای مانند دیازنز بوده که موجب تغییر مقدار این عناصر و عدم هماهنگی شده‌اند. بررسی‌ها نشان می‌دهد تغییرات عناصر و تنوع روزن‌داران دارای نوسانات قابل ملاحظه‌ای در بخش قاعده‌ای برش (عضو a تا e) بوده و در بخش بالایی (عضو f و g) این نوسانات کم و به صورت جزئی و محدود بوده است. به عبارت دیگر نوسانات و تغییرات دمایی آب و هوا در زمان اکتانین و ابتدای بوردیگالین زیاد و در بخش میانی بوردیگالین و حداکثر تا ابتدای بوردیگالین پسین کم بوده و ثبات نسبی در دما و آب و هوا نشان می‌دهد.

مرز عضو d از تنوع آن کاسته می‌شود. این نوسانات با تغییرات مقدار Mg و Ca هماهنگ بوده و گرم شدن آب و هوا را تأیید می‌کند که در پی آن تبخیری‌های عضو d نهشته می‌شوند. در مرز با عضو d تنوع روزن‌داران روند کاهشی داشته، اما Mg روند افزایش و Ca روند کاهش را ادامه می‌دهد که به نظر می‌رسد کاهش تنوع روزن‌داران در مرز عضو d بیشتر از این که تابع دما باشد وابسته به تغییرات عمق محیط رسوبی و تغییر آن به محیط تبخیری است. در عضو e تنوع روزن‌داران کف‌زی و شناور روند افزایشی نشان می‌دهد که این افزایش نشان از درجه دمای بالای محیط است و با افزایش مقدار عنصر Mg هماهنگی داشته و افزایش دما را تأیید می‌کند.

در عضو f تنوع روزن‌داران کف‌زی نوسانات زیادی نشان می‌دهد و بیانگر تغییرات درجه حرارت محیط دیرینه در طول نهشتگی عضو f است که با نوسانات میزان Mg و نسبت Mg/Ca تنها در بخش انتهایی این عضو هماهنگی نشان می‌دهد. در عضو g تنوع روزن‌داران در قاعده افزایش اندک داشته و در ادامه مقدار آن تقریباً ثابت بوده و به نظر می‌رسد دمای محیط با یک افزایش اندک به یک ثبات نسبی رسیده است، اما با توجه به کم شدن تدریجی عمق محیط در انتهای برش چینه‌شناسی و پس‌روی دریا، به نظر می‌رسد تغییرات فونا تحت تأثیر تغییرات عمق و شرایط پس‌روی آب دریا قرار داشته است. با این وجود تغییرات میزان Mg و کاهش نسبت Mg/Ca نشانگر یک کاهش نسبی دما در انتهای سازند قم و در مرز با سازند قرمز بالایی

منابع

- آدابی، م.ح.، ۱۳۸۳. ژئوشیمی رسوبی. نشر آراین زمین، ۴۴۷ ص.
- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۹. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- امامی، م.ه.، ۱۳۷۰. نقشه زمین‌شناسی قم، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
- امامی، م.ه.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی آران، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.

امرای، ج.، ۱۳۸۴. دیاژنز و ژئوشیمی بخش‌های آهکی سازند قم (a, c-1, c-3 و f) در مقاطع نرداقی بخش a، دوچاه بخش a، دوبرادر بخش‌های c-1, c-3, f و کمر کوه بخش f. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی.

باغبانی، د.، الهیاری، م.، شاکری، ع.، ۱۳۷۵. بررسی حوضه رسوبی و توان هیدروکربوری، چینه شناسی، چرخه‌های رسوبی و گسل‌های فعال نواحی تکتونیکی - رسوبی و جغرافیای دیرینه قم. طرح و پروژه اکتشافی شرکت ملی نفت ایران.

درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۰. زمین شناسی ایران. نشر دانش امروز (وابسته به مؤسسه امیرکبیر).

حیدری، ا.، محبوبی، ا.، موسوی حرمی، س.ر.، ۱۳۸۸. تفسیر تاریخچه دیاژنز سنگ‌های کربناته سازند چهل کمان (پالئوسن پسین) در غرب حوضه رسوبی کپه داغ. فصلنامه زمین شناسی ایران، ۳(۱۲): ۱۳-۲۶.

رحیم‌زاده، ف.، ۱۳۷۳. زمین شناسی ایران: الیگوسن، میوسن و پلیوسن در ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور.

کسایبی نجفی، م.، ۱۳۷۲. محیط رسوبی و دیاژنز آهک f سازند قم از طریق عناصر کمیاب. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

- Abaie, I., Ansari, H.J., Badakhshan, A., & Jaafari, A., 1964. History and development of the Alborz and Sarajeh fields of Central Iran. *Bulletin of Iranian Petroleum Institute*, 15: 561-574.
- Abbas Ali, R., 2012. Mn distribution in the carbonate fraction of shallow Marine lithofacies, lower Miocene, Wadi Fuhaimi and Anah twon (western Iraq). *Diyala Journal for Pure Science*, 8: 131-150.
- Adams, C.G., Gentry, A.W., & Whybrow, P.J., 1983. Dating the terminal Tethyan event. *Utrecht Micropaleontol Bulletin*, 30: 273-298.
- Bozorgnia, F., 1966. Qom Formation stratigraphy of the Central Basin of Iran and its intercontinental position. *Bulletin of Iranian Petroleum Institute*, 24: 69-75.
- Daneshian, J., & Ramezani Dana, L., 2007. Early Miocene benthic foraminifera and biostratigraphy of Qom Formation, Deh Namak, Central Iran. *Journal of Earth Sciences*, 29: 844-858.
- Daneshian, J., Ramezani Dana, L., & Sadler, P., 2017. A composite foraminiferal biostratigraphic sequence for the Lower Miocene deposits in the type area of the Qom Formation, central Iran, developed by constrained optimization (CONOP). *Journal of African Earth Sciences*, 125: 214-229
- Dozy, J.J., 1944. Comments on geological report No.1, by thiebaud (on Qum - Saveh area). *Geological report*, 308 p.
- Faridman, M.G., 1969. Trace elements as possible environmental indicator in carbonate sediments. *Society of Economic paleontologists & mineralogist*, 14: 193-198.
- Fantle, M.S., & Higgins, J., 2014. The effects of diagenesis and dolomitization on Ca and Mg isotopes in marine plat form Carbonates: Implications for the geochemical cycles of Ca and Mg. *Geochimica ET Geochimica Acta*, 142: 458-481.
- Flugle, E., 2004. Microfacies of carbonate rocks, analysis interpretation and application. *Springer*, 976 p.
- Fritz, P., & Katz, A., 1972. The sodium distribution of dolomit crystals. *Chemical Geology*, 10: 237-244.
- Furrer, M.A., & Soder, P.A., 1955. The Oligo-Miocene marine Formation in the Qom region (Central Iran). *Process 4th World Petroleum Congress, Rom. sect. I/A/5*, 267-277.
- Gansser, A., 1955. New aspects of the geology in Central Iran. *Process 4th World Petroleum Congress, Rom. sect. I/A/5*, 279-300.
- Graf, L., 1960. Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary rock part 2&3, minor Element Distribution. *Illinois state Geological survey circular*, 298 p.
- Jenkins, H.C., Jones, Ch.E., Grocke, D.R., Hesselbo, S.P., & Parkinson, D.N., 2002. Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography. *Journal of the Geological Society*, 159: 351-378.
- Hadavi, F., Notghi, M., & Mousazadeh, H., 2010. Burdigalian - Serravalian calcareous nannoplanktons from Qom Formation, North Center Iran. *Arabian Journal of Geoscience*, 3: 133-139.
- Kinsman, J.J., 1969. Interpretation of strontium concentration in carbonate minerals & rocks. *Journal of sedimentary petrology*, 39: 486-508.

- Mohammadi, E.A., Safari, H., Vaziri-Moghaddam, M.R., Vaziri, M., & Ghaedi, M., 2011. Microfacies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Qom Formation, South of the Kashan, Central Iran. *Carbonates Evaporates*, 26: 255-271.
- Mohammadi, E., Hasanzadeh-Dastgerdi, M., Ghaedi, M., Dehghan, R., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Baizidi, C., Vaziri, M., & Sfidari, E., 2013. The Tethyan Seaway Iranian Plate Oligo-Miocene deposits (the Qom Formation): distribution of Rupelian (Early Oligocene) and evaporate deposits as evidences for timing and trending of opening and closure of the Tethyan Seaway. *Carbonates Evaporites*, 28: 321-345.
- Mohammadi, E., Vaziri, M., & Dastanpour, M., 2015. Biostratigraphy of the nummulitids and lepidocyclinids bearing Qom Formation based on larger benthic foraminifera (Sanandaj-Sirjan fore-arc basin and Central Iran back-arc basin, Iran). *Arabian Journal of Geosciences*, 8: 403-423.
- Morse, J.W., & Mackenzie, F.T., 1990. Geochemistry of Sedimentary Carbonates: New York. *Elsevier*, 707 p.
- Okhravi, R., 1999. Trace elements study on the mixed Carbonate - pyroclastic sediments (Lower Miocene, Central Basin, Iran). *Journal of science*, 10: 706.
- Nabavi, S.M.B., Moosapanah, S.G.H.R., Rajab Zadeh, E., & Ghayyem, M., 2014. Distribution, Diversity and Abundance of Benthic Foraminifera of the Northwstern Persian Gulf. *Journal of the Persian Gulf (Marine Science)*, 5: 15-26.
- Phipps, M.D., Kaminski, M., & Aksu, A., 2010. Calcareous benthic foraminiferal biofacies along a depth transect on the southwestern Marmara shelf (Turkey). *Micropaleontology*, 56: 377-392.
- Pingitore, N.E., 1978. The behavior of Zn and Mn during carbonate diagenesis: Theory and application. *Journal of Sedimentray of Pterology*, 48: 799-814.
- Pingitore, N.E., Eastman, M.P., Sandidge, M., Oden, K., & Freiha, B., 1988. The coprecipitation of manganese (II) with calcite: an experimental study. *Marine Chemistry*, 25: 107-120.
- Powell, M.G., Bernd, R.S., & Dorrit, E.J., 2009. Tropical marine during the Late Paleozoic ice age using trace element analyses of brachiopods. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 280: 143-149.
- Rao, C.P., 1996. Modern Carbonates, tropical, temperate, polar: introduction to sedimentology and geochemistry. *Arts of Tasmania*, 206 p.
- Rao, C.P., & Adabi, M.H., 1992. Carbonate minerals, major and minor element and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia. *Marin Geology*, 103: 249-272.
- Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rogl, F., Kroh, A., Aubry, P., Wielandt-Schuster, U., & Hamedani, A., 2009. The Oligo - Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan seaway and closure of its Iranian gateways. *Journal of Earth Science*, 98: 627-650.
- Rodrigues, R., 2005. Applied Stratigraphy. *Topics in Geobiology*, 23: 165-178.
- Rogl, F., & Steininger, F.F., 1984. Neogene Paratethys, Mediterranean and Indo-Pacific Sea way. In: Brenchley, P., (ed.), Fossils and climate. *Wiley, Chister*, 171-200.
- Rosenthal, Y., Lear, C.H., Oppo, D., Braddock, W., & Linsley, B.K., 2006. Temperature and carbonate ion effects on Mg/Ca and Sr/Ca ratios in benthic foraminifera: Aragonitic species *Hoeglundina elegans*. *Paleocenography*, 21: 1-14.
- Schuster, F., & Wielandt, U., 1999. Oligocene and Early Miocene coral faunas from Iran: palaeoecology and palaeobiogeography. *International Journal of Earth Sciences*, 88: 571-581.
- Seddighi, M., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., & Ghabeishavi, A., 2012. Depositional environment and constraining factors on the facies architecture of the Qom Formation, Central Basin, Iran. *Historical Biology*, 24: 91-100.
- Stocklin, J., & Setudehnia, A., 1971. Stratigraphic Lexicon of Iran. *Geological Survey of Iran, Report*, No.18.
- Swart, P.K., 1981. The strontium, magnesium and sodium composition of recent scleractinian coral skeletons as standards for palaeoenvironmental analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 34: 115-136.

- Tripati, A.K., Delaney, M.L., ZachosAnderson, J.C., Kelly, L.D., & Elderfield, H., 2003. Tropical sea-surface temperature reconstruction for the early Paleogene using Mg/Ca ratios of planktonic foraminifera. *Paleoceanography*, 18: 25-40.
- Viezer, J., & Demovic, R., 1974. Strontim as a tool in facies analysis. *Journal Of sedimentary petrology*, 44: 93-115.
- Winefield, P.R., Nelsion, C.S., & Hodder, P.W., 1996. Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry: a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic limestones. *Carbonates and Evaporites*, 11: 19-31
- Zhao, M.Y., & Zheng, Y.F., 2014. Marine Carbonatr records of terregenous input into Paleotethyan seawater: Geochemical Constraints from Carboniferous limestones. *Geochimica ET Cosmochimica Acta*, 141: 508-531.
- Yasuhara, M., & Danovaro, R., 2014. Temperature impacts on deep-sea biodiversity. *Biological Reviews*, 91 (2): 275-287.

Chemostratigraphy of the Qom Formation by considering its influence on palaeotemperature determination in Dobaradar section, south east of Qom

Daneshian, J.^{1*}, Ramezani Dana, L.²

1- Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

2- Ph.D. in Stratigraphy and Paleontology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

* Email: daneshian@khu.ac.ir

Introduction

Chemostratigraphy is a part of stratigraphy which study chemical changes of sedimentary units in a sequence. Nowadays, the changes of elements in carbonate sediments use as a criteria for the detection of their old sediments equivalents (Adabi, 2004). Marine carbonate rocks often contain low and high magnesium calcite and aragonite which their frequency are not constant in the environment, and their changes depend on environmental factors such as temperature, salinity, carbon dioxide, pressure and the ratio of magnesium to calcium (Rao, 1996). Kasaei Najafi (1993) investigated the elements of Sr, Na, Mn, Fe, Ca from the Qom deposits in south to southeast of Qom city and determined a concentration of elements in carbonate rocks depend on the microfacies features. Okhravi (1999) considered a concentration of rare elements and their relation to the facies by studying of "f" Member in the same areas. The study area and the stratigraphic section are available through the Tehran-Qom and the cross road of Qom-Jamkaran. This area belong to Central Iran Zone which is formed by collision of Arabian-African plate to Iranian plate. Central Iran connected eastern and western Tethys (Schuster & Wielandt, 1999; Reuter *et al.*, 2009; Mohammadi *et al.*, 2011) and the Qom Formation was deposited during the final marine transgression in Central Iran Basin during the Oligo-Miocene (Daneshian & Ramezani Dana, 2007; Reuter *et al.*, 2009; Seddighi *et al.*, 2012; Mohammadi *et al.*, 2011, 2013, 2015; Daneshian *et al.*, 2017). Dozy (1944) was the first geologist that used the term of Qom Formation for marl and limestone of shallow water with high variations in facies and was not permitted to introduce a type section for this formation in southern Qom plain by having good outcrops and considerable thickness (Bozorgnia, 1966; Stocklin & Setudehnia, 1971; Hadavi *et al.*, 2010).

Methods and Materials

The sedimentary sequence of the studied section consists of a, b, c-1, c-2, c-3, c-4, d, e, f and g members with 1328 meters thickness. 676 samples, systematically, collected with approximate intervals of 0.5 to 3 meters. Among them, 30 samples were selected based on lithological characteristics and stratigraphic boundaries of the members for the purpose of investigation of elements and their changes. The specimens were powdered up to 60 microns and these specimens were analyzed by the ICP AES method for understanding the variations of Ca, Mg, Fe, Na, Zn, Mn, Sr elements, and Mg / Ca ratio. Then, the variations of the examined elements compared to the benthic and planktic foraminifera diversity. Among the diversity of benthic species, the type of test (agglutinated, hyaline and porcelaneous) were determined separately for recognition of the paleotemperature changes.

Results and Discussion

The chemical analysis of elements including Ca, Mg, Fe, Mn, Na, Zn, Sr, and changes in species diversity of benthic foraminifera indicate sharp variations of the elements in the lower part of the succession between "a" to "e" members, while in the upper parts of the section, "f" and "g" members, the variations are not very sharp. Also, the highest rate of variation for elements is observed in the base of the studied sequence, in the boundary between "b" and "c-1" members especially for Manganese, and in the boundary between "d" and "e" members for Strontium. All elements other than Manganese significantly reduced on the boundary between "b" to "c-1" members, but between "d" and "e" members, all the elements show increasing trend, except Sodium, Manganese and Strontium which indicate deduction and the greatest decreasing is belong to the Strontium. Besides, species diversity changes of the foraminifera, particularly benthic forms show a definite increase between the boundary of "d" and "e" members.

In general, the high variation of the species diversity of benthic foraminifera suggests a relative increase in temperature of the paleoenvironment. Reducing the species diversity at the boundary of "d" Member depends on changes in the depth of sedimentary environment and existing the evaporate environment.

In the "e" Member, the diversity of the benthic and planktonic foraminifera show an increasing trend that indicates a high temperature in the environment. In "g" Member, the diversity of foraminifera is low at the base, and is almost constant. It seems the temperature with a slight increase has reached to a relative stability in this part. But due to the gradual decrease in the depth of the environment at the end of the stratigraphic section and the sea level fall, appear faunal changes to be affected by changes in environment depth.

Conclusion

Study of the elements and their variations along the examined section show the high variety at the bottom (Aquitanian), and a low variety at top with Burdigalian age. This state of variations is observed in foraminiferal diversity changes and corresponds to palaeoenvironmental conditions. Fluctuations of the elements, especially Magnesium and Mg/Ca ratio with foraminifer's diversity changes are environmental indicators and show paleotemperature changes. Increasing concentration of Mg and the proportion of Mg / Ca ratio in the most samples coordinate with increment of foraminifer's diversity. Both are indicators of increasing of paleotemperature in the Qom basin. These evidences show that the Qom sedimentary basin during Burdigalian were warmer than Aquitanian in Dobaradar section. In fact, the temperature fluctuations at the Aquitanian and Burdigalian are relatively high, and in the middle part of the Burdigalian, and maximum at the beginning of the Late Burdigalian, there is a relative stable in temperature.

Keywords: Chemostratigraphy; Paleotemperature; Qom Formation; Type area.

References

- Adabi, M.H., 2004. Sedimentary geochemistry. *Arian Zamin publication*, 447 p. (in Persian)
- Bozorgnia, F., 1966. Qom Formation stratigraphy of the Central Basin of Iran and its intercontinental position. *Bulletin of Iranian Petroleum Institute*, 24: 69-75.
- Dozy, J.J., 1944. Comments on geological report No. 1, by thiebaud (on Qum-Saveh area). *Geological report*, 308 p.
- Kasaei Najafi, M., 1993. Sedimentary environment and diagenesis of "f" Member limestone of the Qom Formation with rare elements. *M.Sc. Thesis, Tehran University*.
- Hadavi, F., Notghi, M., & Mousazadeh, H., 2010. Burdigalian-Serravalian calcareous nannoplanktons from Qom Formation, North Center Iran. *Arabian Journal of Geoscience*, 3: 133-139.
- Mohammadi, E.A., Safari, H., Vaziri-Moghaddam, M.R., Vaziri, M., & Ghaedi, M., 2011. Microfacies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Qom Formation, South of the Kashan, Central Iran. *Carbonates Evaporates*, 26: 255-271.
- Mohammadi, E., Hasanzadeh-Dastgerdi, M., Ghaedi, M., Dehghan, R., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Baizidi, C., Vaziri, M., & Sfidari, E., 2013. The Tethyan Seaway Iranian Plate Oligo-Miocene deposits (the Qom Formation): distribution of Rupelian (Early Oligocene) and evaporate deposits as evidences for timing and trending of opening and closure of the Tethyan Seaway. *Carbonates Evaporites*, 28: 321-345.
- Mohammadi, E., Vaziri, M., & Dastanpour, M., 2015. Biostratigraphy of the nummulitids and lepidocyclinids bearing Qom Formation based on larger benthic foraminifera (Sanandaj-Sirjan fore-arc basin and Central Iran back-arc basin, Iran). *Arabian Journal of Geosciences*, 8: 403-423.
- Okhravi, R., 1999. Trace elements study on the mixed Carbonate-pyroclastic sediments (Lower Miocene, Central Basin, Iran). *Journal of science*, 10: 706.
- Rao, C.P., 1996. Modern Carbonates, tropical, temperate, polar: introduction to sedimentology and geochemistry. *Arts of Tasmania*, 206 p.
- Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rogl, F., Kroh, A., Aubry, P., Wielandt-Schuster, U., & Hamedani, A., 2009. The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan seaway and closure of its Iranian gateways. *Journal of Earth Science*, 98: 627-650.

- Schuster, F., & Wielandt, U., 1999. Oligocene and Early Miocene coral faunas from Iran: palaeoecology and palaeobiogeography. *International Journal of Earth Sciences*, 88: 571-581.
- Seddighi, M., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., & Ghabeishavi, A., 2012. Depositional environment and constraining factors on the facies architecture of the Qom Formation, Central Basin, Iran. *Historical Biology*, 24: 91-100.
- Stocklin, J., & Setudehnia, A., 1971. Stratigraphic Lexicon of Iran. *Geological Survey of Iran*, Report No. 18.