

چینه نگاری زیستی با تأکید بر نانوفسیل های آهکی در گذر سازند پابده به آسماری در برش خاویز، خوزستان

سعیده سنماری^{۱*} و نرگس منجری^۲

^۱گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران
^۲گروه سنجش از دور، واحد دزفول، دانشگاه آزاد اسلامی، دزفول، ایران

چکیده

نهشته های گذر سازند پابده به سازند آسماری در برش چینه شناسی خاویز واقع در شمال خاور بهبهان در این پژوهش، مورد مطالعه قرار گرفتند. در پژوهش حاضر، نهشته های بخش بالایی سازند پابده متشکل از شیل و میان لایه هایی از سنگ آهک خاکستری آریلی به ستبرای حدود ۶۶ متر و به دنبال آن نهشته های بخش زیرین سازند آسماری به ستبرای حدود ۲۱ متر شامل سنگ آهک کرم رنگ و متوسط لایه رس دار مورد بررسی قرار گرفت. در نتیجه این مطالعه، ۳۳ گونه متعلق به ۱۵ جنس از نانوفسیل های آهکی شناسایی شد. براساس حوادث زیستی ثبت شده و تجمعات فسیلی همراه، زیست زون های *Sphenolithus pseudoradians Zone*, *Ericsonia subdisticha Zone*, *Helicosphaera reticulata Zone*, *Sphenolithus predistentus Zone*, *Sphenolithus distentus Zone* تعیین شدند. زون های مورد مطالعه با زون های CNO4/CNO5 -CNE20 از زون بندی آگنینی و همکاران (Agnini et al., 2014) همخوانی دارد. براساس زون های زیستی معرفی شده، سن بخش بالایی سازند پابده در برش مورد مطالعه، پریابونین-روپلین پیشین و سن بخش زیرین سازند آسماری روپلین پسین-چاتین پیشنهاد می شود. در این مطالعه، مرز بین دو سازند پابده و سازند آسماری به طور پیوسته است که گویای رسوب گذاری پیاپی در گذر این دو سازند است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۷/۱۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۲/۱۴

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۰۱/۰۱

کلیدواژه ها:

پالئوژن

چینه نگاری زیستی

خوزستان

زاگرس

نانوفسیل های آهکی

۱- پیش نوشتار

در گذشته دریای تیس در ایران، به دلیل گسترش وسیع و ژرفای زیاد آب، در برخی مناطق از جمله خوزستان، جنوب خاور لرستان و جنوب فارس، نهشته های سازند پابده و رسوبات هم ارز آن را به جا گذاشته است (آقاباتی، ۱۳۸۵). در فارس و خوزستان، سن سازند پابده از دوره پالئوسن تا الیگوسن است. در این بین، در بازه زمانی انوسن پسین با حرکات زمین ساختی خشکی زایی، پسروی گسترده ای رخ داد. به طوری که آثار آن (زبان هایی از رسوبات آواری مانند سازند کشکان و وجود رسوبات آهکی مانند سازند شهبازان و سازند جهرم)، در برخی نقاط از پهنه های خوزستان، لرستان و فارس مشاهده می شود (شکل ۱). به دنبال این رویداد، پیشروی دریا در الیگوسن صورت گرفت، به طوری که در بخش عمده ای از نواحی زاگرس، رسوبات کربناته سازند آسماری به جای گذاشته شد (مطیعی، ۱۳۸۳). سازند آسماری، مهم ترین سنگ مخزن در حوضه زاگرس است و از این رو، نسبت به سایر سازندها، بیشتر مورد مطالعه قرار گرفته است (به عنوان مثال: امین رسولی و همکاران، ۱۳۹۱؛ دانشیان و همکاران، ۱۳۹۱؛ تیموری، ۱۳۹۲؛ زارع و همکاران، ۱۳۹۴؛ van Buchem et al., 2010؛ Mossadegh et al., 2009; Seyrafian and Hamedani, 1998; Laursen et al., 2009).

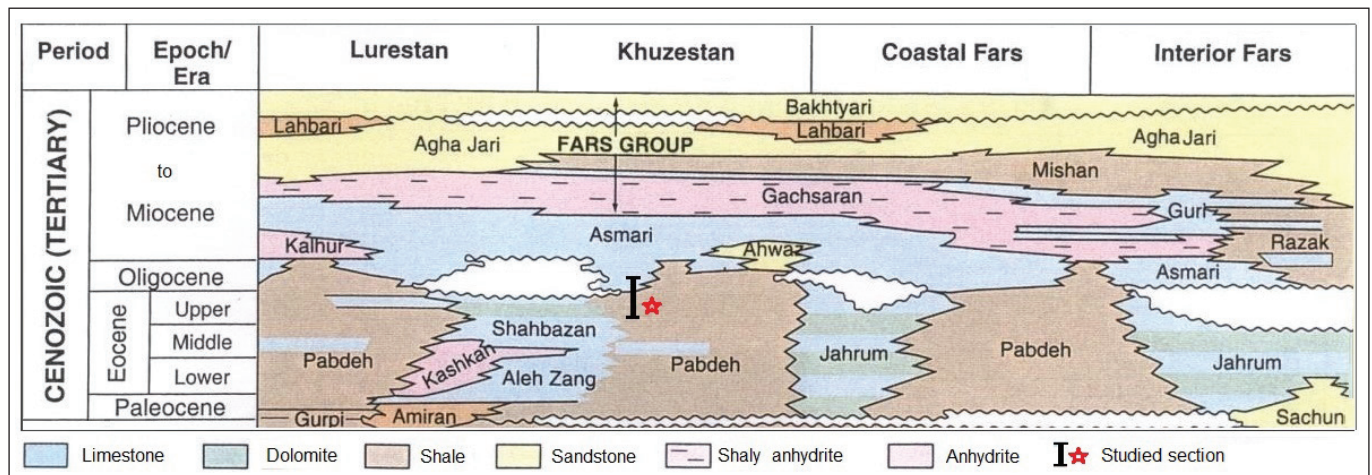
(Ehrenberg et al., 2007). برش نمونه سازند آسماری در تنگ گل ترش در دامنه جنوب باختری کوه آسماری قرار دارد و شامل ۳۱۴ متر سنگ آهک های کرم تا قهوه ای می باشد (مطیعی، ۱۳۸۳). چینه نگاری زیستی و تعیین سن این سازند بر اساس زون بندی های آدامز و بورژوا (Adams and Bourgeois, 1967) و جیمز و وایند (James and Wynd, 1965) انجام گرفته است. براساس مطالعات زیست چینه ای، این سازند به سه بخش آسماری پایینی، میانی و بالایی تقسیم می شود. البته در برش الگو بخش آسماری پایینی وجود ندارد و این بخش در قسمت های پایین تر به مارن های سازند پابده تغییر رخساره داده است (آقاباتی، ۱۳۸۵). این سازند در پهنه خوزستان و در شمال خاور بهبهان، توسط برخی از زمین شناسان به منظور زون بندی و یا با هدف معرفی میکروفسیل ها بررسی شده است. برای مثال، دانشیان و حسین زاده (۱۳۸۹) در راستای گزارش گونه *Bozorgniella qumiensis*، سازند آسماری را مطالعه نمودند. همچنین در این تحقیقات، حضور گونه هایی مانند *Eulepidina elephantina*, *Eulepidina dilatata*, *Nummulites vascus*, *Nephrolepidina marginata*, *Nephrolepidina tournoueri*, *Operculina sp.*, *Ditrupe sp.*

۱۳۸۵؛ صادقی و هداوندخانی، ۱۳۸۹؛ سنماری، ۱۳۹۷؛ سبک‌رو و همکاران، ۱۴۰۰؛ Tabatabaei et al., 2012; Behbahani et al., 2010). در پژوهش حاضر، مطالعه برش خاویز براساس اهمیت دو سازند پابده و آسماری در صنعت نفت و با هدف بررسی گروه نانوفسیل‌های آهکی، زون‌بندی، تعیین سن و تفکیک مرز سازندها انجام شده است.

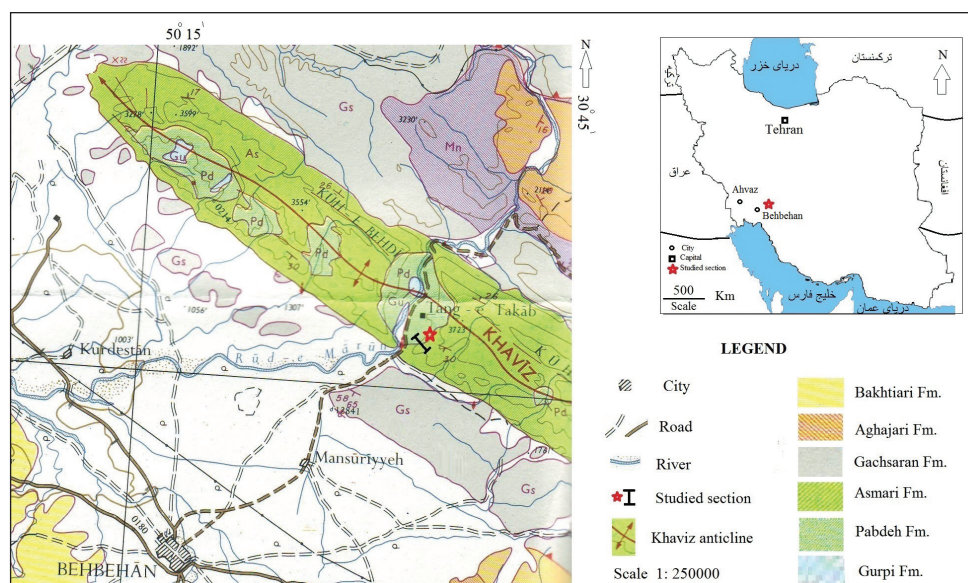
۲- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

تاق‌دیس خاویز از نظر زمین‌شناسی ناحیه‌ای، در زون زاگرس چین‌خورده و در جنوب باختر ایران قرار دارد. این تاق‌دیس با طول تقریبی ۴۲ کیلومتر و عرض متوسط ۴-۵ کیلومتر با راستای جغرافیایی شمال‌باختر-جنوب‌خاور در حدود ۲۰ کیلومتری شمال خاور بهبهان و در موقعیت جنوب تاق‌دیس بنگستان قرار گرفته است. تاق‌دیس خاویز توسط یک شکستگی عرضی قطع شده که رودخانه مارون از آن عبور می‌کند. در دو سمت رودخانه، سازندهای گورپی، پابده و آسماری رخنمون خوبی دارند. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در استان خوزستان همراه با نقشه زمین‌شناسی و نحوه پراکندگی سازندها در شکل ۲ ارائه شده است.

الیگوسن است (دانشیان و حسین‌زاده، ۱۳۸۹). طبق نظر رسی (Racey, 1994) در رسوبات الیگوسن، حضور گونه‌ای مانند *Nummulites vascus* معرف آشکوب روپلین و حضور گونه‌های متعلق به زیرجنس‌های *Eulepidina* و *Nephrolepidina* از جنس لپیدوسیکلینا بیانگر آشکوب چاتین است. این گونه‌ها با زون تجمعی شماره ۳ (*Eulepidina-Nephrolepidina-Nummulites Assemblage Zone*) از زون‌بندی آدامز و بورژوا (Adams and Bourgeois, 1967) به سن الیگوسن و همچنین زون‌های ۵۶ (*Lepidocyclina - Operculina - Ditrupa Assemblage zone*) و ۵۷ (*Nummulites intermedius - Nummulites vascus Assemblage zone*) از زون‌بندی جیمز و وایند (James and Wynd, 1965) همخوانی دارد. مطابق تعریف توماس (Thomas, 1948) این زون تجمعی می‌تواند معادل آسماری پایینی باشد. برش الگوی سازند پابده نیز در تنگ پابده واقع در شمال میدان نفتی لالی به ستریای ۷۹۸ متر مطالعه شده است (Setudehnia, 1972; James and Wynd, 1965). سازند پابده باوجود مواد آلی، همراه با گروه‌های فسیلی مختلف بیانگر نهشته شدن در ژرفاهای زیاد حوضه است که در دهه‌های اخیر به‌عنوان سنگ منشأ مواد هیدروکربنی مورد بررسی پژوهشگران قرار گرفته است (کمالی و همکاران،



شکل ۱- گسترش و تطابق چینه‌شناسی سازندها در زیرپهنه‌های مختلف حوضه زاگرس در زمان‌های زمین‌شناسی (اقتباس با کمی تغییر از جیمز و وایند (James and Wynd, 1965)). موقعیت تقریبی برش مورد مطالعه با ستاره نمایش داده شده است.



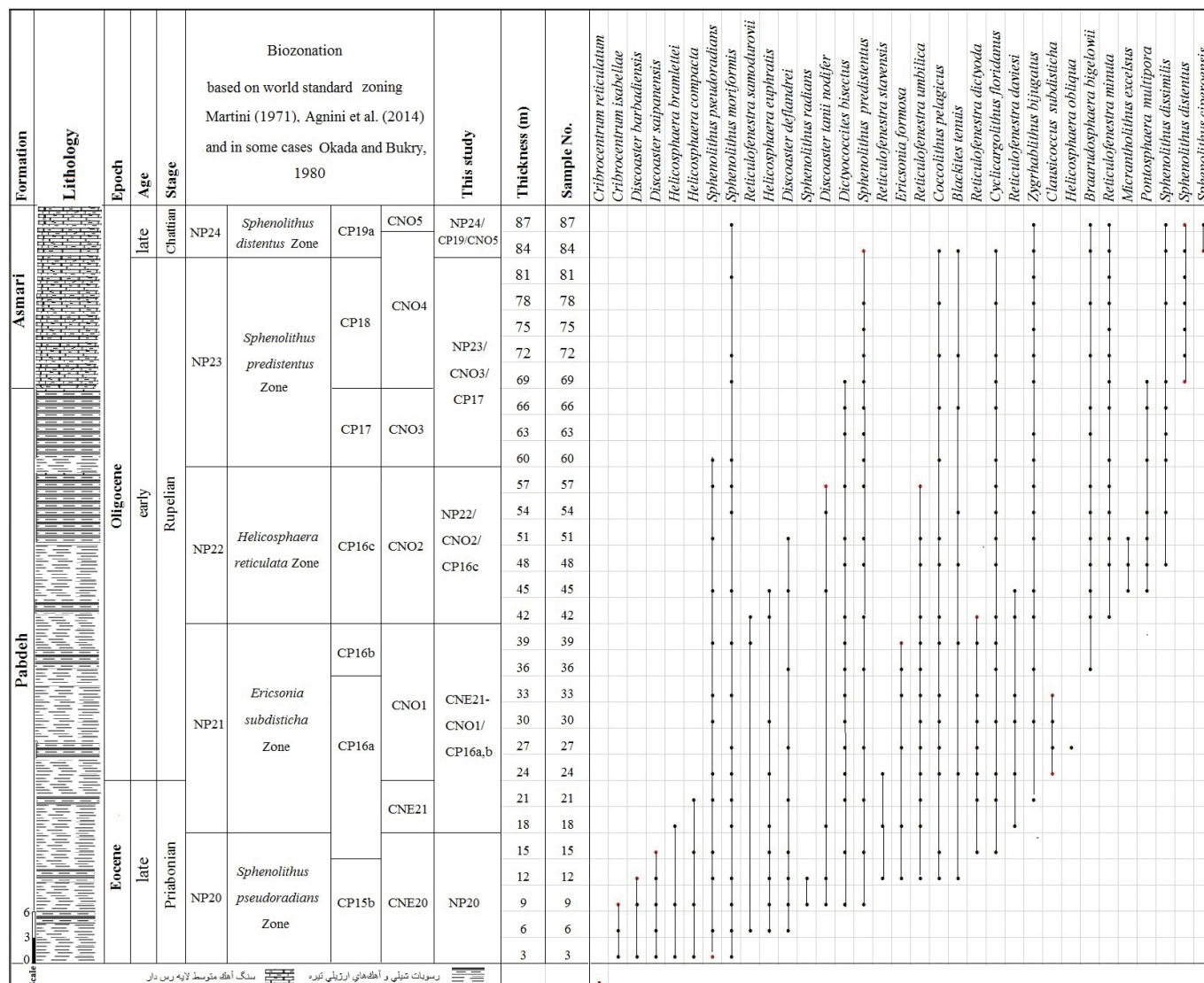
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی و موقعیت ناحیه مورد مطالعه در شمال خاور بهبهان در ایران، برش مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی با ستاره مشخص شده است (scale: 1:250000, after Evers, 1977).

۳- روش مطالعه و پژوهش

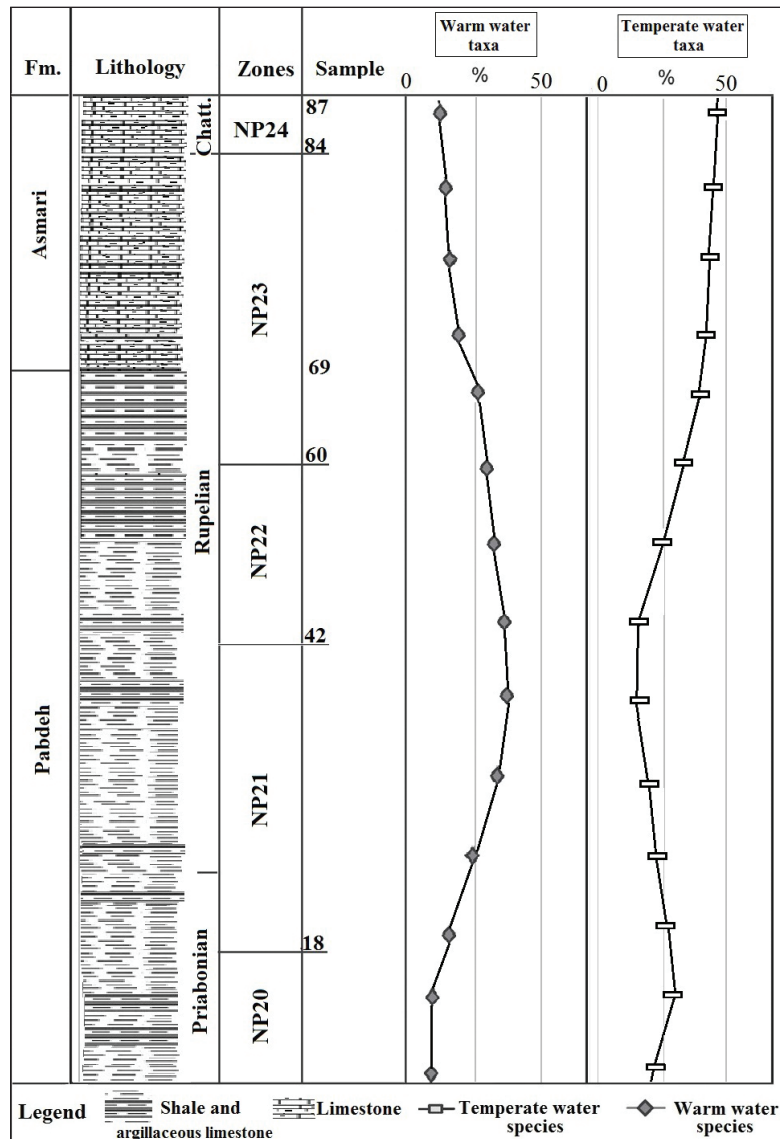
زمانی توالی رسوبی مشخص گردید. در این مطالعه، علامت اختصاری NP بیانگر نانوپلانکتون‌های پالئوژن (Nannoplankton Paleogene) از زون‌بندی مارتینی (Martini, 1971)، همچنین علامت اختصاری CNE بیانگر نانوپلانکتون‌های آهکی ائوسن و علامت اختصاری CNO بیانگر نانوپلانکتون‌های آهکی الیگوسن از زون‌بندی آگنینی (Agnini et al., 2014) است.

روش مطالعه برای ثبت فراوانی، براساس شمارش ۳۰۰ گونه از نانوفسیل‌های آهکی در میدان دید است. سپس در این مطالعه، برای رسم نمودار فراوانی گونه‌های گرم و سرد، از مجموع گونه‌های گرم جداگانه و نیز گونه‌های سرد (یا خنک) هم به‌طور جداگانه در طول توالی رسوبی در هر اسلاید درصد فراوانی گرفته شد. سپس اعداد هر گروه با خطوطی به هم وصل شد تا این نمودار به‌دست آمد (شکل‌های ۴، ۵، ۶).

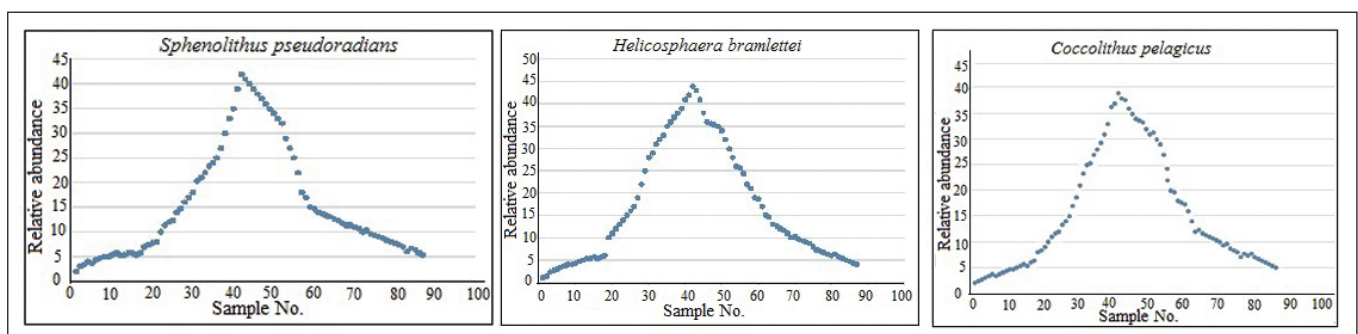
در پژوهش حاضر، برای انجام مطالعات زیست‌چینه‌نگاری، شناسایی حوادث زیستی و بررسی شرایط رسوبی، برشی در یال جنوب باختری تاقدیس خاویز انتخاب شد. از توالی رسوبی مورد مطالعه با سترای حدود ۸۷ متر، با فواصل ۱ متر به طور سیستماتیک ۸۷ نمونه شامل ۶۶ نمونه از بخش بالایی سازند پابده و ۲۱ نمونه از بخش زیرین سازند آسماری برداشت شد. در شکل ۳ در بررسی توالی رسوبی، هر ردیف معادل ۳ متر و معرف برداشت سه نمونه سنگی متوالی است. نمونه‌ها در آزمایشگاه با روش اسمیراسلاید آماده‌سازی (Bown and Young, 1998) و سپس توسط میکروسکوپ پلاریزان نوع المپوس با بزرگ‌نمایی ۱۰۰۰ تحت مطالعه قرار گرفت. شناسایی جنس‌ها و گونه‌ها براساس منابع مختلفی همچون مارتینی (Martini, 1971)، پرچ نیلسون (Perch-Nielsen, 1985) و آگنینی و همکاران (Agnini et al., 2014) انجام شد. در نهایت، زون‌هایی در برش مورد مطالعه تعیین شد، که براساس آن بازه



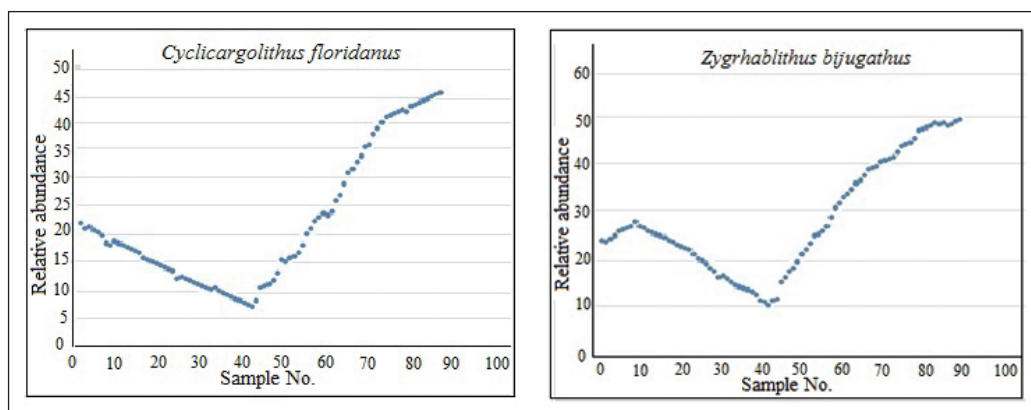
شکل ۳- ستون چینه‌شناسی، گسترش گونه‌ها و چینه‌نگاری زیستی در برش مورد مطالعه واقع در شمال خاور بهبهان براساس نانوفسیل‌های آهکی.



شکل ۴- درصد فراوانی گونه‌های مختلف نانوفسیل‌های آهکی با تمایلات مختلف حرارتی (غلبه تاکسای گرم در سازند پابده و غلبه تاکسای معتدل و خنک در سازند آسماری) در توالی رسوبی مورد مطالعه واقع در شمال خاور بهبهان.



شکل ۵- نمودار فراوانی برخی از گونه‌های شاخص آب گرم.



شکل ۶- نمودار فراوانی برخی از گونه‌های شاخص آب سرد.

۴- بحث

۴-۱- چینه‌نگاری زیستی

پژوهش حاضر، به دنبال این حادثه زیستی، ثبت آخرین حضور گونه *D. saipanensis* در متر ۱۵ (نمونه ۱۵) بیانگر مرز بالایی زون NP20 بر اساس زون‌بندی مارتینی (Martini, 1971) و زون CNE20 طبق زون‌بندی آگنینی (Agnini et al., 2014) است. افزون بر این، ثبت آخرین حضور گونه *D. barbadiensis* در متر ۱۲ (نمونه ۱۲)، مرز بالایی زیرزون CP15b را مطابق زون‌بندی اوکادا و بوکری (Okada and Bukry, 1980) مشخص می‌کند. بنا به گفته برگرن (Berggren et al., 1995) ثبت آخرین حضور گونه‌های دیسکواستر رزی شکل در حدود ۳۴/۵ میلیون سال پیش در عرض‌های جغرافیایی پایین و متوسط اتفاق افتاده است (Agnini et al., 2014). با توجه به ثبت گونه‌های شاخص یاد شده، زون NP20 معادل بخش بالایی زیرزون CP15b و تمامی زون زیستی CNE20 است. بر این اساس، ستبرای این زون زیستی ۱۵ متر و محدوده زمانی آن ائوسن پسین (پریایونین) است (شکل ۳).

Ericsonia subdisticha Zone (NP21) /CNO1- CNE21

این زون زیستی از آخرین حضور گونه *Discoaster saipanensis* شروع شده و تا آخرین حضور گونه *Ericsonia formosa* ادامه دارد (Perch-Nielsen, 1985). زون NP21 توسط روت و هی (Roth and Hay in Hay et al., 1967) معرفی و به وسیله مارتینی (Martini, 1970) تصحیح شده است.

در این مطالعه، محدوده زون P21 بر اساس ثبت آخرین حضور گونه *Ericsonia formosa* در متر ۱۵ (نمونه ۱۵) و آخرین حضور گونه *D. saipanensis* در متر ۳۹ حدود ۳۹ (نمونه ۳۹)، تعیین شد. همچنین بر اساس طرح زون‌بندی آگنینی و همکاران (Agnini et al., 2014) با توجه به ثبت اولین ظهور گونه *Ericsonia subdisticha* (= *Clausiococcus subdisticha*) نمونه ۲۲ می‌توان مرز زون‌های CNO1/CNE21 را مشخص نمود. افزون بر این، با توجه به ثبت آخرین حضور گونه *E. subdisticha* در متر ۳۳ حدود ۳۳ (نمونه ۳۳) مرز زیرزون‌های CP16b/CP16a بر اساس زون‌بندی اوکادا و بوکری (Okada and Bukry, 1980) نیز تعیین می‌شود. بنابراین، بر اساس حوادث زیستی یاد شده، ستبرای زون زیستی NP21 حدود ۲۴ متر است که بیان کننده بازه زمانی پریایونین پسین تا روپلین است (شکل ۳).

Helicosphaera reticulata Zone (NP22)/ CNO2 Zone

زون NP22 از آخرین حضور گونه *Ericsonia formosa* تا آخرین حضور گونه *Reticulofenestra umbilica* تعریف می‌شود (Perch-Nielsen, 1985). زون یاد شده ابتدائاً توسط براملت و ویلکوکسن (Bramlette and Wilcoxon, 1967) معرفی

بخش زیرین سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه با حدود ۲۱ متر ستبرا از سنگ آهک‌های متوسط لایه رس‌دار تشکیل شده است که به طور هم شیب و پیوسته بر روی رسوبات شیلی و آهک‌های آریلیتی تیره بخش بالایی سازند پابده به ستبرای حدود ۶۶ متر قرار دارد. به منظور انجام مطالعات چینه‌نگاری زیستی، تعداد ۸۷ اسلاید از نمونه‌های سنگی برداشت شده، مورد بررسی دقیق میکروسکوپی قرار گرفت. با انجام این مطالعه، ۳۳ گونه از نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شد که تصاویر برگزیده آنها در انتهای مقاله آمده است (Plate 1). لازم به یادآوری است که حفظ شدگی نانوفسیل‌های آهکی در سازند پابده و در سازند آسماری خوب بود.

از آنجا که در بررسی‌های چینه‌نگاری زیستی و تطابق در حوضه‌های رسوبی، نانوفسیل‌های آهکی از جمله مهم‌ترین ابزارهای زیستی برای انجام این گونه مطالعات هستند (Bralower, 2002; Zachos et al., 2003; Melinte, 2004; Villa et al., 2008; Dunkley Jones et al., 2008)، از این رو، بر اساس اولین حضور و آخرین حضور گونه‌های شاخص و همچنین تجمعات فسیلی همراه، تعداد ۵ زون زیستی در توالی رسوبی یاد شده بر اساس زون‌بندی‌های استاندارد جهانی آگنینی و همکاران (Agnini et al., 2014) و مارتینی (Martini, 1971) تعیین گردید (شکل ۳).

– زون‌های زیستی معرفی شده در بخش بالایی سازند پابده

Sphenolithus pseudoradians Zone (NP20) /CNE20 Zone

زون زیستی NP20 از نخستین ظهور گونه *Sphenolithus pseudoradians* تا آخرین حضور گونه *Discoaster saipanensis* تعریف می‌شود (Perch-Nielsen 1985). مطابق با مارتینی (Martini, 1971) از آنجا که ثبت نخستین ظهور گونه *S. pseudoradians* در مکان‌های مختلف، متفاوت گزارش شده است، از این رو، این گونه نمی‌تواند شاخص دقیقی برای تعیین مرز زیرین زون زیستی NP20 باشد. از این رو، در این مطالعه طبق زون‌بندی آگنینی و همکاران (Agnini et al., 2014)، برای تعیین مرز زیرین زون از ثبت آخرین حضور گونه *Criboecentrum reticulatum* استفاده شد (شکل ۳). به بیان دیگر، آخرین حضور این گونه می‌تواند از جمله رخداد‌های زیستی مناسب برای تعیین حدود و مرز بین زون‌های زیستی NP19 /NP20 باشد. همچنین، آخرین حضور گونه *C. reticulatum* بیانگر مرز تحتانی زون CNE20 طبق زون‌بندی زون‌بندی آگنینی و همکاران (Agnini et al., 2014) است. پیش‌تر، از گونه *Criboecentrum reticulatum* به عنوان شاخص مرز زون در زون‌بندی مدیترانه‌ای استفاده می‌شد (Catanzariti et al., 1997). در

(Sexton et al., 2006; Edgar et al., 2007; Villa et al., 2008; Toffanin et al., 2013) به هر حال عامل دما در کنار عواملی همچون میزان تمرکز مواد غذایی و شوری از جمله عوامل محیطی مؤثر است که توانسته اجتماعات زیستی در هر حوضه رسوبی را کنترل کند (Dunkley Jones et al., 2008; Raffi et al., 2009; Jiang and Wise, 2009). در میان تجمعات فسیلی شناسایی شده بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی، حضور جنس‌ها و گونه‌هایی مانند *Helicosphaera* (*H. bramlettei*), *Sphenolithus* (*S. pseudoradians*), *Coccolithus pelagicus* (Aubry, 1998)؛ که از تاکس‌های با تمایل زیستی در شرایط کم‌غذایی یا الیگوتروفیک است (Bralower, 2002; Gibbs et al., 2004; Toffanin et al., 2013) گویای شرایط آب و هوایی گرم (Wei and Wise, 1990) در زمان ته‌نشینی توالی رسوبی مورد مطالعه به‌ویژه در زمان پریابونین در سازند پابده است (شکل ۴). همچنین، حضور گونه‌هایی مانند *Braarudosphaera bigelowii*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Zygrhablithus bijugatus* که نمونه‌هایی با تمایلات آب و هوایی معتدل تا خنک به‌شمار می‌روند (Wie and Thierstein, 1991; Villa and Persico, 2006; Nyerger et al., 2020) می‌توانند معرف تغییر شرایط آب و هوایی گرم به معتدل یا سرد و خنک در گذر بازه زمانی ائوسن به الیگوسن به‌ویژه در نهشته‌های قاعده سازند آسماری در توالی رسوبی مورد مطالعه باشند (شکل‌های ۴، ۵، ۶). افزون بر این، گونه حضور آن در کنار گونه‌های مقاوم در برابر انحلال مانند اسفونولیت‌ها بیانگر شرایط مساعد محیطی یا عدم وجود عوامل انحلالی در حوضه رسوبی مورد نظر است. همچنین، گونه *C. floridanus* در شرایط تمرکز مواد غذایی (یوتروفیک)، افزایش یافته، از این رو، حضور آن در زمان رسوب‌گذاری بخش زیرین سازند آسماری می‌تواند گویای تغییر شرایط الیگوتروف به شرایط یوتروفیک همراه با خنک شدن و کاهش درجه حرارت در محیط باشد.

۵- نتیجه‌گیری

- در مطالعه برش خاویز واقع در شمال خاور بهبهان، تعداد ۳۳ گونه متعلق به ۱۵ جنس از گروه نانوفسیل‌های آهکی در محدوده مرزی بین سازندهای پابده به آسماری شناسایی شد.
- در این مطالعه، براساس نخستین ظهور و آخرین حضور گونه‌های شاخص، زیست‌زون‌های NP20 تا NP24 از زون‌بندی مارتینی (Martini, 1971) شناسایی شد. زون‌های NP20، NP21، NP22 و بخش زیرین زون NP23 در بخش بالایی سازند پابده، همچنین در بخش زیرین سازند آسماری، بخش بالایی زون NP23 و زون NP24 ثبت گردید. زون‌های بخش بالایی سازند پابده قابل انطباق با زون‌های CNO1، CNO2، CNO3، CNE20، CNE21 و زون‌های بخش زیرین سازند آسماری قابل انطباق با زون‌های CNO5 تا CNO4 براساس طرح زونی آگنینی و همکاران (Agnini et al., 2014) است.
- براساس زیست‌زون‌های شناسایی شده، بازه زمانی مورد مطالعه از پریابونین (ائوسن پسین) تا چاتین (الیگوسن پسین) پیشنهاد می‌شود.
- بیشتر جنس‌ها و گونه‌های شناسایی شده در نهشته‌های سازند پابده مانند *Helicosphaera* (*H. bramlettei*), *Discoaster* (*D. saipanensis*), *Sphenolithus* (*S. pseudoradians*)، *D. barbadiensis* گویای محیط دریایی گرم، و جنس‌ها و گونه‌های شناسایی شده در نهشته‌های بخش زیرین سازند آسماری مانند *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *Z. bijugatus* بیانگر محیط رسوبی با کاهش دمایی است.
- براساس مطالعات انجام شده، مرز بین رسوبات سازند پابده به سازند آسماری به‌صورت پیوسته پیشنهاد می‌شود.

و سپس به‌وسیله مارتینی (Martini, 1970) تصحیح شد. از این رو، بر اساس ثبت آخرین حضور گونه *E. formosa* (حدود ۳۹ متر و نمونه ۳۹) تا آخرین حضور گونه *Reticulofenestra umbilica* (= *Reticulofenestra umbilica*) (متر ۵۷ و نمونه ۵۷) مرز زیرین و بالایی زون تعیین شد. همچنین از آنجا که رخدادهای زیستی روی داده در این زون یکسان است، از این رو، محدوده زون CNO2 بر اساس طرح زونی آگنینی و همکاران (Agnini et al., 2014) و محدوده زون NP22 از زون‌بندی مارتینی (Martini, 1971) در این مطالعه مشخص شد. بر این اساس، ستبرای زون معرفی شده حدود ۱۸ متر و بازه زمانی آن روپلین است (شکل ۳).

- زون زیستی معرفی شده مشترک در مرز سازندهای پابده / آسماری

Sphenolithus predistentus Zone (NP23) / CNO3-CNO4

زون زیستی NP23 از آخرین حضور گونه *Reticulofenestra umbilica* تا نخستین ظهور گونه *Sphenolithus ciperoensis* تعریف می‌شود (Perch-Nielsen, 1985). زون یاد شده ابتدا توسط براملت و ویلکوکسن (Bramlette and Wilcoxon, 1967) معرفی و سپس به‌وسیله مارتینی (Martini, 1970) تصحیح شد. در مطالعه حاضر، هر دو حادثه زیستی آخرین حضور گونه *R. umbilica* (متر ۵۷) و نخستین ظهور گونه *S. ciperoensis* (متر ۸۲ حدود ۸۲ و نمونه ۸۲) ثبت شد. همچنین نخستین ظهور گونه *S. distentus* در متر ۶۷ (نمونه ۶۷) در این محدوده زونی ثبت گردید. این رخداد زیستی تفکیک‌کننده مرز زون‌های *Sphenolithus predistentus* Zone و *Sphenolithus distentus* Zone و همچنین تفکیک‌کننده مرز زون‌های CNO3 / CNO4 طبق طرح زونی آگنینی و همکاران (Agnini et al., 2014) است. در پژوهش حاضر، براساس حوادث زیستی ثبت شده، زون NP23 در مرز بین سازندهای پابده و آسماری قرار دارد. ستبرای این محدوده زونی حدود ۲۵ متر و بازه زمانی آن روپلین-چاتین پیشین است (شکل ۳).

- زون زیستی معرفی شده در بخش زیرین سازند آسماری

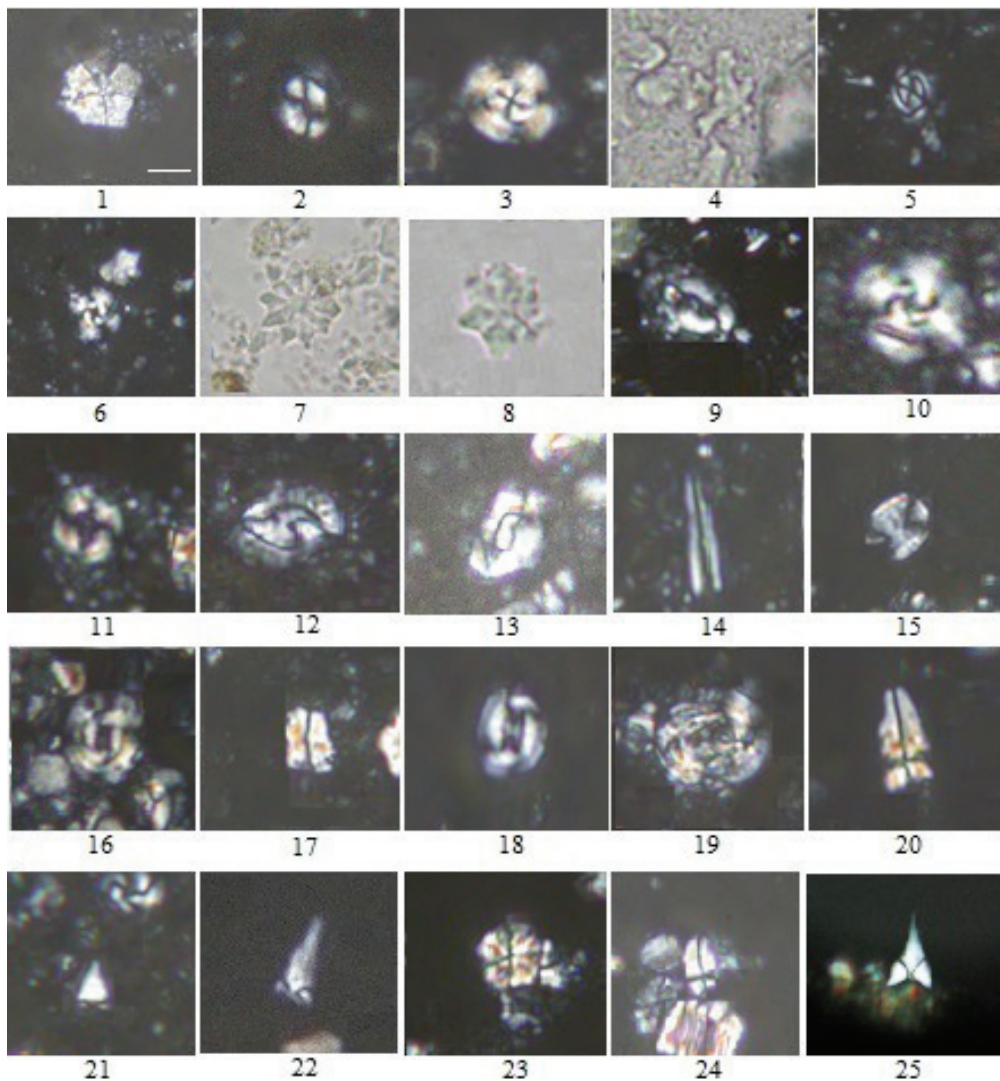
Sphenolithus distentus Zone (NP24) / upper part of CNO4 Zone-lower part of CNO5 Zone

زون زیستی NP24 از نخستین ظهور گونه *Sphenolithus ciperoensis* تا آخرین حضور گونه *Sphenolithus distentus* تعریف می‌شود (Perch-Nielsen, 1985). زون یاد شده توسط براملت و ویلکوکسن (Bramlette and Wilcoxon, 1967) معرفی شد. در مطالعه حاضر، هر دو حادثه زیستی نخستین ظهور گونه *S. ciperoensis* (متر ۸۲ و نمونه ۸۲) و آخرین حضور گونه *S. distentus* (متر ۸۷ و نمونه ۸۷) ثبت شد. همچنین آخرین حضور گونه *S. predistentus* در متر ۸۳/۹۲ (نمونه ۸۴) رخ داد. آخرین حضور گونه *S. predistentus* در این محدوده زونی گویای مرز زون‌های CNO4 / CNO5 بر اساس طرح زونی آگنینی و همکاران (Agnini et al., 2014) است. در برش خاویز، بر اساس حوادث زیستی ثبت شده، زون زیستی NP24 دارای ستبرای ۵ متر و بازه زمانی آن چاتین (الیگوسن پسین) است (شکل ۳).

۴-۲- بررسی شرایط رسوبی توالی مورد مطالعه واقع در زیر پهنه خوزستان

تغییر شرایط آب و هوایی در دوران سوم، به‌ویژه از دوره ائوسن به دوره الیگوسن، گذری از شرایط آب و هوایی گرم به سرد بوده است. البته مطالعات پژوهشگران مختلف نشان می‌دهد که این تغییرات آب و هوایی به‌صورت یکنواخت و تدریجی نبوده بلکه با پیچیدگی‌هایی که به صورت تغییرات دمایی کوتاه یا بلند مدت و به صورت سرمایش و گرمایش آب و هوایی است، خود را نشان داده است

Plate 1



All figures in XPL except figures 4, 7 and 8 in PPL, Light micrographs $\times 1000$ (Scale bar $5\mu\text{m}$); the taxa considered in the present figure are referenced in Perch-Nielsen (1985) and Fornaciari et al. (2010).

1: *Braarudosphaera bigelowii* (Gran and Braarud, 1935) Deflandrae, 1947; **2:** *Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1877) Schiller (1930); **3:** *Criboecentrum isabellae* Catanzariti, Rio and Fornaciari in Fornaciari et al. 2010; **4:** *Discoaster nodifer* (Bramlette and Riedel, 1954) Bukry, 1973; **5:** *Clausicoccus subdistichus* (Roth and Hay in Hay et al., 1967) Prins, 1979; **6:** *Cyclicargolithus floridanus* (Roth and Hay, in Hay et al., 1967) Bukry, 1971; **7:** *Discoaster barbadiensis* Tan, 1927; **8:** *Discoaster saipanensis* Bramlette and Riedel (1954); **9:** *Helicosphaera bramlettei* (Müller, 1970) Jafar and Martini, 1975; **10:** *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler and Wade, 1966) Bukry and Percival (1971); **11:** *Ericsonia formosa* (Kamptner, 1963) Haq, 1971; **12:** *Helicosphaera compacta* Bramlette and Wilcoxon, 1967; **13:** *Helicosphaera euphratis* Haq, 1966; **14:** *Blackites spinosus* (Deflandre and Fert, 1954) Hay and Towe, 1962; **15:** *Pontosphaera multipora* Kamptner 1948 emend. Burns 1973; **16:** *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandrae in Deflandrae and Fert, 1954) Stradner in Stradner and Edwards, 1968; **17:** *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959; **18:** *Reticulofenestra daviesii* (Haq, 1968) Haq, 1971; **19:** *Reticulofenestra umbilica* (Levin, 1965) Martini and Ritzkowski (1968); **20:** *Sphenolithus pseudoradians* Bramlette and Wilcoxon, 1967; **21:** *Sphenolithus predistentus* Bramlette and Wilcoxon, 1967; **22:** *Sphenolithus predistentus* Bramlette & Wilcoxon, 1967; **23:** *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann and Stradner, 1960) Bramlette and Wilcoxon, 1967; **24:** *Sphenolithus radians* Deflandre in Grassé, 1952; **25:** *Sphenolithus ciperoensis* Bramlette and Wilcoxon, 1967.

کتابنگاری

آفانباتی، ع.، ۱۳۸۵، زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی ایران، تهران، ۴۰۱ص.
امین‌رسولی، ح.، لاسمی، ی.، قماش، م. و ظاهری، س.، ۱۳۹۱، رخساره‌های مرزی پابده آسماری در برش کوه آسماری: گواهی برای ناپوستگی مرز روپلین-چاتین در ایران. فصلنامه علوم زمین، سال بیست و یکم، شماره ۸۳، ص ۵۹-۶۶. DOI: 10.22071/gsj.2012.54517

تیموری، ک.، ۱۳۹۲، فرآیندهای پتروگرافی، دیاژنتیکی و ژئوشیمیایی انیدریت پایه آسماری و تأثیر آن بر کیفیت مخزن سازند آسماری در رخنمون تنگه بوالفارس (له جنوبی تاقدیس بنگستان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی بیرجند، دانشگاه بیرجند، ۱۵۷ ص.

دانشیان، ج.، و حسین زاده، م.، ۱۳۸۹، گزارشی در مورد *Bozorgniella qumiensis* از سازند آسماری در برش علمدار، شمال شرقی بهبهان، مجله زمین‌شناسی کاربردی، سال ششم، شماره ۲، ص ۱۰۲-۱۰۷. <https://www.sid.ir/en/journal/ViewPaper.aspx?id=200834>.

دانشیان، ج.، نوروزی، ن.، باغبانی، د.، و آقاباتی، ع.، ۱۳۹۱، بیواستراتیگرافی نهشته‌های الیگوسن تحتانی و میوسن تحتانی (سازندهای پابده، آسماری، گچساران و میشان (بر اساس روزن‌داران در جنوب غربی جهرم، در فارس داخلی. فصلنامه علوم زمین، سال بیست و یکم، شماره ۸۳، ص ۱۵۷-۱۶۶. <https://www.gsjournal.ir/author.index>.

زارع، م.، وزیری مقدم، ح.، طاهری، ع.، و غیشاوی، ع.، ۱۳۹۴، زیست‌چینه‌شناسی و دیرینه‌شناسی سازند آسماری در له جنوبی تاقدیس سیاه‌کوه و تطابق آن با مناطق مجاور. مجله رخساره‌های-رسوبی، سال هشتم، شماره ۱، ص ۴۳-۵۸. <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=286412>.

سیک‌رو، م.، وحیدی‌نیا، م.، آدابی، م.ح.، و هداوندخانی، ن.، ۱۴۰۰، زیست‌چینه‌نگاری سازند پابده در میدان نفتی پارس (فروافتادگی دزفول، جنوب غرب ایران). پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، سال بیست و یکم، ص ۳۷-۵۰. <http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.25496>.

سنماری، س.، ۱۳۹۷، بررسی گذر پابده به آسماری بر اساس بیواستراتیگرافی نانوفسیل‌های آهکی در له شمال شرقی تاقدیس گورپی، استان خوزستان. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، سال سی و چهارم، شماره ۱، ص ۱۹-۳۰. <https://doi.org/10.22108/jssr.2018.104725.1016>.

صادقی، ع.، و هداوندخانی، ن.، ۱۳۸۹، بیواستراتیگرافی سازند پابده در برش چینه‌شناسی امامزاده سلطان ابراهیم (شمال غربی ایذه). مجله زمین‌شناسی ایران، سال پانزدهم، ص ۸۱-۹۸. <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=148575>.

کمالی، م.ر.، فتحی مبارک آباد، ع. و محسنیان، ه.، ۱۳۸۵، ژئوشیمی نفت و مدل‌سازی حرارتی سازند پابده در فروافتادگی دزفول. مجله علوم دانشگاه تهران، سال سی و دوم، شماره ۲، ص ۱-۱۱. <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?ID=55439>.

مطیعی، ح.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران: چینه‌شناسی زاگرس. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۵۵۶ ص.

References

- Adams, T.D., and Bourgeois, F., 1967. Asmaribiostratigraphy. Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division, Report 1074, 37p.
- Agnini, C., Fornaciari, E., Raffi, I., Catanzariti, R., Pälke, H., Backman, J., and Rio, D., 2014. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. *Newsletters on Stratigraphy*, 47(2), 131–181. DOI: 10.1127/0078-0421/2014/0042.
- Aubry, M-P., 1998. Early Paleogene calcareous nannoplankton evolution: a tale of climatic amelioration. In Aubry, M-P., Lucas, S.G. and Berggren, A.W. (Eds.), *Late Paleocene-Early Eocene Climatic and Biotic Events in the Marine and Terrestrial Records*. Columbia University Press, 158–203. Corpus ID: 127462112.
- Behbahani, R., Mohseni, H., Khodabakhsh, S., and Atashmard, Z., 2010. Depositional environment of the Pabdeh formation (Paleogene) Elucidated from trace fossils, Zagros Basin, W Iran. 1st International Applied Geological Congress, Islamic Azad University - Mashad Branch, 26–28 April, 1004–1007. <https://conference.khuisf.ac.ir>.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C.III., and Aubry, M.P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In Berggren, W. A., Kent, D.V., Aubry, M-P. and Hardenbol, J. (Eds.), *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation: A unified temporal framework for an historical geology*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 54, 29–212. <https://doi.org/10.2110/pec.95.04.0129> and <https://doi.org/10.2110/pec.95.04>.
- Bown, P.R., and Young, J.R., 1998. Techniques. In Bown, P.R. (Ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, 16–28. http://dx.doi.org/10.1007/978-94-011-4902-0_2.
- Bralower, T.J., 2002. Evidence of surface water oligotrophy during the Paleocene-Eocene thermal maximum: Nannofossil assemblage data from Ocean Drilling Program Site 690, Maud Rise, Weddell Sea. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 17 (2), 1–13. DOI: 10.1029/2002PA000832.
- Bramlette, M.N., and Wilcoxon, J.A., 1967. Middle Tertiary calcareous nannoplankton of the Cipero Section, Trinidad, W. I. *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, 5, 93–131. <https://journals.tulane.edu/tsgp/article/view/447>.
- Catanzariti, R., Rio, D., and Martelli, L., 1997. Late Eocene to Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy in the northern Apennines: the Ranzano sandstone. *Memorie di Scienze Geologiche*, 49, 207–253. <https://www.researchgate.net/publication/292021058>.
- Dunkley Jones, T., Bown, P.R., Pearson, P.N., Wade, B.S., Coxall, H.K., and Lear, C.H., 2008. Major shifts in calcareous phytoplankton assemblages through the Eocene-Oligocene transition of Tanzania and their implications for low-latitude primary production. *Paleoceanography*, 23(4), PA4204. <https://research.birmingham.ac.uk>.
- Edgar, K.M., Wilson, P.A., Sexton, P.F., and Suganuma, Y., 2007. No extreme bipolar glaciation during the main Eocene calcite compensation shift. *Nature*, 448, 908–911. DOI: 10.1038/nature06053.
- Ehrenberg, S.N., Pickard, N.A. H., Laursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z.K., Svana, T.A., Aqrabi, A. A.M., Mc Arthur, J.M., and Thirlwall, M., 2007. Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-Miocene), SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 30(2), 107–128. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2007.00107.x>.
- Evers, H.J., 1977. Behbahan-Gachsaran Quadrangle, Sheet 20511, 1: 250000 Scale Geological compilation map. Private Company of Iran. <https://shop.geospatial.com/product>.
- Gibbs, S., Shackleton, N., and Young, J., 2004. Orbitally forced climate signals in mid-Pliocene nannofossil assemblages. *Marine Micropaleontology*, 51, 39–56. DOI: 10.1016/j.marmicro.2003.09.002.
- Jiang, S., and Wise, S.W.J.R., 2009. Distinguishing the Influence of Digenesis on the Paleoeological Reconstruction of Nannoplankton across the Paleocene/Eocene Thermal Maximum: An Example from the Kerguelen Plateau, Southern Indian Ocean. *Marine Micropaleontology*,

- 72, 49–59. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marmicro.2009.03.003>.
- James, G.A., and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement area. AAPG Bulletin 49, 2182–2245. <https://pubs.geoscienceworld.org>.
- Laursen, G.V., Mobini, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van-Buchem, F.S.P., Moallemi, A., and Druillion, G., 2009. The Asmari Formation revisited: changed stratigraphic allocation and new biozonation: Shiraz, First International Petroleum Conference and Exhibition, European Association of Geoscientists and Engineers.pp. cp-125-00069. DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20145919>.
- Martini, E., 1970. Standard Palaeogene calcareous nannoplankton zonation. Nature, 226, 560–561. <https://www.nature.com/articles/226560a0>.
- Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. In Farniacci, A. (Ed.), Proceedings, 2th International Conference on Planktonic Microfossils. Rome, Italy. Edizioni Tecnoscienza, 2, 739–785. <https://www.semanticscholar.org>.
- Melinte, M., 2004. Calcareous nannoplankton, a tool to assign environmental changes. Proceedings of Geo-Eco-Marina 7, Romania, pp.1–8. DOI: 10.5281/zenodo.57517.
- Mossadegh, Z.K., Haig, D.W., Allan, T., Adabi, M.H., and Sadeghi, A., 2009. Salinity changes during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 272 (1–2), 17–36. DOI 10.1016/j.palaeo.2008.10.021.
- Nyerges, A., Kocsis, A.T., and Pálffy, J., 2020. Changes in calcareous nannoplankton assemblages around the Eocene-Oligocene climate transition in the Hungarian Palaeogene Basin (Central Paratethys), Historical Biology, DOI: 10.1080/08912963.2019.1705295.
- Okada, H., and Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. Marine Micropaleontology, 5(3), 321–325. [http://dx.doi.org/10.1016/0377-8398\(80\)90016-X](http://dx.doi.org/10.1016/0377-8398(80)90016-X).
- Perch-Nielsen, K., 1985. Cenozoic Calcareous Nannofossils. In Bolli, H.M., Saunders, J.B., and Perch-Nielsen, K. (Eds.), Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press, 427–554. <https://doi.org/10.1002/gj.3350250216>.
- Racey, A., 1994. Biostratigraphy and palaeobiogeographic significance of Tertiary Nummulitids (foraminifera) from northern Oman. In Simmons, M.D. (Ed.), Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East. Chapman and Hall, London. ISBN0 412427702. <https://www.gsjournal.ir>.
- Raffi, I., Backman, J., Zachos, J.C., and Sluijs, A., 2009. The response of calcareous nannofossil assemblages to the Paleocene Eocene Thermal Maximum at the Walvis Ridge in the South Atlantic. Marine Micropaleontology, 70, 201–212. <http://websites.pmc.ucsc.edu>.
- Roth, P.H., and Hay, W.W., 1967. Zonation of the Oligocene interval. In Hay, W.W., Mohler, H.P., Roth, P.H., Schmidt, R.R. and Boudreaux, J.E. (Eds.), Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean area, and transoceanic correlation, Abstract. AAPG Bulletin, 51, 2164–2165. <https://pubs.geoscienceworld.org/aapgbull/article-abstract/51/10/2164/553897>.
- Setudehnia, A., 1972. Iran du sud-ouest; Lexique stratigraphique international, III(2) CNRS, Paris.
- Seyrafian, A., and Hamedani, A., 1998. Microfacies and depositional environment of the upper Asmari Formation (Burdigalian), North- Central Zagros Basin, Iran. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 210(2), 129–141. DOI: 10.1127/njgpa/210/1998/129.
- Sexton, P.F., Wilson, P.A., and Norris, R.D., 2006. Testing the Cenozoic multisite composite $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ curves: new monospecific Eocene records from a single locality, Demerara Rise (Ocean Drilling Program Leg 207). Paleoceanography, 21(2), PA2019. <https://doi.org/10.1029/2005PA001253>.
- Tabatabaei, H., Motamed, A., Soleimani, B., and Kamali, M.R., 2012. Chemical Variation during Pabdeh Formation Deposition, Zagros Basin: Gurpi-Pabdeh-Asmari Boundaries determination and Palaeoenvironmental Condition. Journal of Geosciences, 1(1), 102. DOI: 10.4172/jgg.1000102.
- Thomas, A.N., 1948. The Asmari Limestone of southwest Iran, National Iranian Oil Company, Report 706, Unpublished.
- Toffanin, F., Agnini, C., Rio, D., Acton, G., and Westerhold, T., 2013. Middle Eocene to early Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy at IODP Site U1333 (equatorial Pacific). Micropaleontology, 59(1), 69–82. <http://www.jstor.org/stable/24413317>.
- van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfipour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N.A.H., Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V., and Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh formations) SW Iran. Geological Society of London, Special Publications, 329, 219–263. <https://doi.org/10.1144/SP329.10>.
- Villa, G., and Persico, D., 2006. Late Oligocene climatic changes: Evidence from calcareous nannofossils at Kerguelen Plateau Site 748 (Southern Ocean). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 231, 110–119. DOI: 10.1016/j.palaeo.2005.07.028.
- Villa, G., Fioroni, C., Pea, L., Bohaty, S.M., and Persico, D., 2008. Middle Eocene–late Oligocene climate variability: Calcareous nannofossil response at Kerguelen plateau, Site 748. Marine Micropaleontology, 69, 173–192. <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0377839808000844>.
- Wie, W., and Thierstein, H.R., 1991. Upper Cretaceous and Cenozoic Calcareous Nannofossils of the Kerguelen Plateau (Southern Indian Ocean) and Prydz Bay (East Antarctica). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 119, 467–493. doi:10.2973/odp.proc.sr.119.165.1991.
- Wei, W.W., and Wise, J.R., 1990. Middle Eocene to Pleistocene Calcareous Nannofossils Recovered by Ocean Drilling Program Leg 113 in the Weddell Sea. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 113, 639–666. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.113.125.1990>.
- Zachos, J.C., Wara, M.W., Bohaty, S., Delaney, M.L., Petrizzo, M.R., Brill, A., Bralower T.J., and Premoli-Silva, I., 2003. A transient rise in tropical sea-surface temperature during the Paleocene–Eocene thermal maximum. Science, 302, 1551–1554. DOI: 10.1126/science.1090110.

Original Research Paper

Biostratigraphy with emphasis on calcareous nannofossils in the passage of Pabdeh Formation to Asmari Formation in Khaviz section, Khuzestan province

Saeedeh Senemari^{*1} and Narges Monjezi²¹Department of Mining Engineering, Faculty of Technical and Engineering, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran²Department of Remote Sensing, Dezful Branch, Islamic Azad University, Dezful, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2021 October 11

Accepted: 2022 March 05

Available online: 2022 December 22

Keywords:

Paleogene

Biostratigraphy

Khuzestan

Zagros

Calcareous nannofossils

ABSTRACT

Pabdeh Formation to Asmari Formation transition deposits were studied in the stratigraphic section of Khaviz located in the northeast of Behbahan. In the present research, the deposits of the upper part of Pabdeh Formation consisting shale and interbedded of argillaceous gray limestone with a thickness of about 66 m were studied, which are followed by deposits of the lower part of Asmari Formation with a thickness of about 21 m, including cream-colored clay limestone. As a result of this study, 33 species belonging to 15 genera of calcareous nannofossils were identified. Based on the recorded bio-events and associated fossil assemblages, the bio-zones of *Sphenolithus pseudoradians* Zone, *Ericsonia subdisticha* Zone, *Helicosphaera eticulate* Zone, *Sphenolithus predistentus* Zone, *Sphenolithus distentus* Zone were determined. The studied zones are consistent with CNE20- CNO4/ CNO5 from Agnini et al. (2014) zonation. Based on the introduced bio-zones, the age of the upper part of Pabdeh Formation in the studied section of the Priabonin-early Rupelian and the age of the lower part of the Asmari Formation Rupelian-Chattian are suggested. In this study, the boundary between Pabdeh and Asmari formations is continuous, which indicates sedimentation with decreasing depth in the boundary of these two formations.

* Corresponding author: Saeedeh Senemari; E-mail: s.senemari@eng.ikiu.ac.ir

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2022.302632.1935

 dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.4.7.3

