

زیست چینه‌نگاری سازند گورپی در طاق‌دیس سمنند (زون ساختاری لرستان) براساس نانوفسیل‌های آهکی

سمیرا شهریاری، دانشجوی دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران*

انوشیروان لطفعلی‌کنی، دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

حسن امیری بختیار، دکتری زمین‌شناسی، شرکت ملی نفت مناطق نفت‌خیز جنوب، اهواز، ایران

چکیده

در پژوهش حاضر، طبقه‌بندی زیست چینه‌نگاری سازند گورپی در طاق‌دیس سمنند براساس نانوفسیل‌های آهکی بررسی شده است. ضخامت سازند گورپی در این محدوده، ۱۹۷ متر و از شیل و مارن با توالی‌های آهک رسی تشکیل شده است. مطالعه نانوفسیل‌های آهکی به شناسایی ۴۵ جنس و ۹۶ گونه و طبقه‌بندی ترادف رسوبی در ۱۱ بیوزون جهانی برپایه پراکندگی نانوفسیل‌های شاخص منجر شد. باتوجه به بیوزون‌های شناسایی شده، رسوبگذاری سازند گورپی از زمان کامپانین میانی شروع شده و تا پالئوسن پسین (سلان‌دین) ادامه داشته است و گذر کرتاسه - پالئوژن به‌طور پیوسته در بخش بالایی سازند گورپی قرار دارد. باتوجه به نبود بیوزون‌های نانوفسیلی NP2-NP4، یک ناپیوستگی در وقایع زیستی در بخش بالایی رسوبات دانین ثبت شده که همراه با شواهد رسوب‌شناسی است. در مقایسه با مطالعات پیشین که براساس فرامینفرهای پلانکتونی انجام شده، انفصال رسوب‌گذاری در گذر کرتاسه - پالئوژن براساس زون‌های نانوفسیلی دیرهنگام‌تر بوده است و شرایط محیط رسوبی طی این مرز پیوستگی دارد.

واژه‌های کلیدی: آرکاندیسکوئیده، چینه‌نگاری زیستی، چینه‌نگاری زمانی، ویزن، سرپوخوین

مقدمه

1970; McIntyre and McIntyre 1971; Berger 1973; Blaj et al. (2009; Agnini et al. 2007).

مطالعات زیست چینه‌ای صورت گرفته براساس نانوفسیل‌های آهکی روی برش الگوی سازند گورپی در فروفادگی دزفول، سن کامپانین پسین - پالئوسن پیشین (صالحی ۱۳۸۰)، در زون ساختاری ایذه (حسینی فالچی ۱۳۸۵)، سن کامپانین پیشین - دانین پیشین و در زون فارس (بدری ۱۳۸۶؛ نبوی ۱۳۸۷؛ مهربانی و سنماری ۱۳۸۹؛ رزمجویی ۱۳۹۱)، سن سانتونین پیشین - پالئوسن را نشان می‌دهد. هادوی و رسالیزدی (۱۳۸۷)، هادوی و شگری (۱۳۸۸)، گوهری (۱۳۸۹)، سینا و همکاران (۱۳۹۰)، پرنده‌آور و همکاران (۱۳۹۲)، سنماری و سهرابی ملایوسفی (Senemari & Sohrabi Molla Usefi 2012) و اسفندیاری (۱۳۹۴)، نانوفسیل‌های آهکی سازند گورپی در ناحیه لرستان را از منظر زیست چینه‌نگاری مطالعه کرده‌اند. در تمامی این مطالعات در ناحیه لرستان مرز کرتاسه - پالئوژن درون توالی‌های سازند گورپی و پیوسته گزارش شده است؛ اما تغییرات سنی مرز زیرین آن از سانتونین پسین تا کامپانین پیشین و مرز بالایی آن از دانین تا تانتین است. بنابراین در راستای تعیین روند تغییرات سنی سازند گورپی و تکمیل اطلاعات در زون ساختاری لرستان، برشی از این سازند در طاقدیس سمنند برای مطالعه، انتخاب و بررسی شده است.

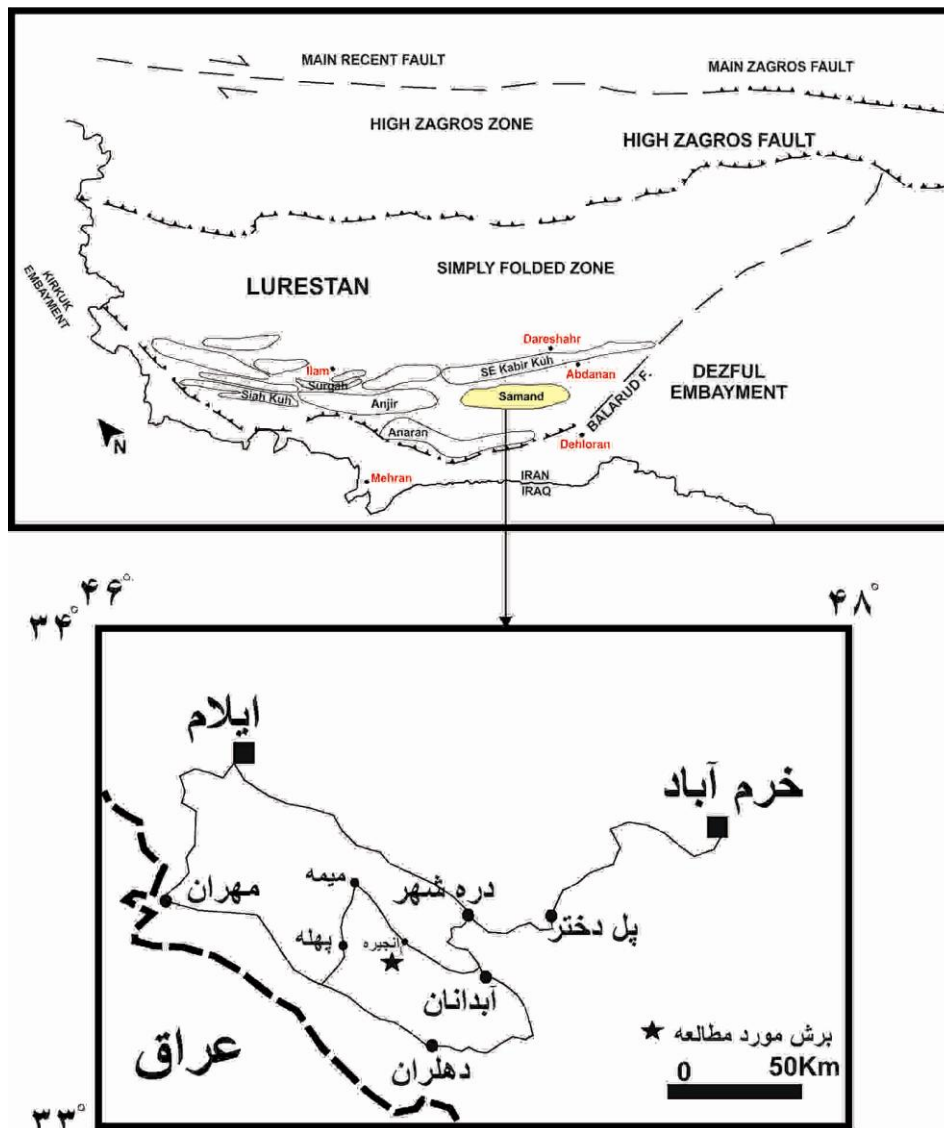
موقعیت جغرافیایی، جایگاه و راه‌های دسترسی به برش مطالعه‌شده

برش سمنند از نظر تقسیمات زمین‌شناسی در زون ساختاری لرستان و زاگرس چین‌خورده قرار دارد. از نظر تقسیمات کشوری در استان ایلام و در منطقه حفاظت‌شده کوه دینار از شهرستان آبدانان در ۱۴ کیلومتری شمال شرق روستای بوستانه و ۹ کیلومتری جنوب غرب روستای انجیره در مرکز طاقدیس سمنند به سمت غرب قرار گرفته است. راه دسترسی به این برش، جاده اصلی دره‌شهر - آبدانان است که از راه جاده فرعی آبدانان - میمه به روستای انجیره و از راه تنها

کمربند چین و تراستی زاگرس به طول تقریبی ۱۸۰۰ کیلومتر حوضه فورلندی در گستره کشورهای عراق و جنوب ایران است که یکی از غنی‌ترین حوضه‌های نفتی شناخته‌شده در جهان است. این کمربند براساس تاریخچه رسوبی و ساختاری آن به تعدادی زون تقسیم می‌شود (Berberian and King 1981) که زون لرستان در منتهی‌الیه شمال غربی آن با گسل بالارود از زون‌های ایذه و فروفادگی دزفول جدا می‌شود (Hessami et al. 2001; Blanc et al. 2003). در زون لرستان، سنگ منشأهایی با کیفیت بالا مانند سازندهای گورپی و پابده حضور دارند و سازند کربناته سروک، واحد مخزنی اصلی در آن محسوب می‌شود (Faraji and Zandifar 1998). همچنین، این ناحیه به دلیل تنوع در رخساره‌های رسوبی، ضخامت آنها و پیچیدگی‌های چینه‌شناسی، ناحیه ایدئالی برای بررسی تکامل حوضه‌های فورلندی مانند زاگرس است (Farzipour-Saein et al. 2009). سازند گورپی یکی از سازندهای بازه زمانی کرتاسه در این ناحیه است که به دلیل دربرداشتن مرز کرتاسه - پالئوژن، استعداد سنگ منشأ و پوش سنگی و تفاوت با دیگر زون‌های ساختاری زاگرس از نظر واحدهای سنگ‌شناسی (حضور دو واحد رسمی امام حسن و سیمره) بسیار به آن توجه شده است. این سازند به دلیل محیط رسوب‌گذاری دریای باز و عمیق، استعداد خوبی برای مطالعات زیست چینه‌ای با استفاده از گروه‌های پلانکتونی دارد. از بین گروه‌های فسیلی پلانکتونی نیز دو گروه فرامینفرها و نانوفسیل‌های آهکی به دلیل دقت بالای بایوزون‌ها در تعیین سن نهشته‌ها، امکان تطابق خوب با دیگر نقاط دنیا و کاربرد آنها در پالئوکولوژی در مطالعه توالی‌های سازند گورپی بیشتر استفاده شده‌اند (Razmjooei et al. 2014; Najafpour et al. 2014; Beiranvand et al. 2013; Senemari & Azizi 2012; Darvishzadeh et al. 2007; Vaziri-Moghaddam 2002). نانوفسیل‌های آهکی نسبت به فرامینفرها برتری بیشتری دارند که به دلیل داشتن حساسیت کمتر نسبت به انحلال است (Hay

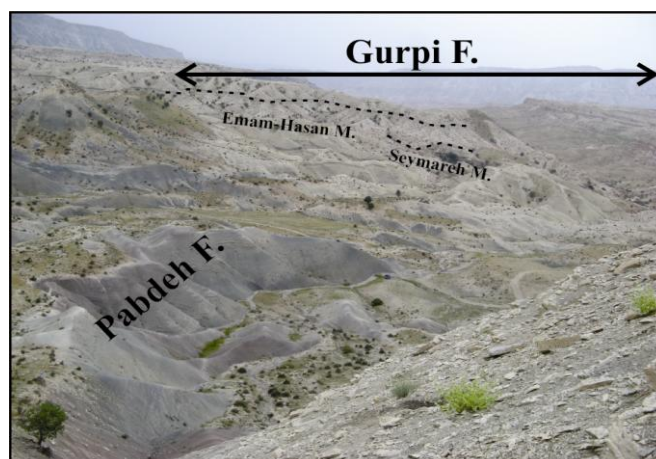
توالی‌های شیل و مارن با سنگ‌آهک‌های رسی تشکیل شده که در میانه، دو واحد رسمی سنگ‌آهک سیمره به ضخامت ۴۶ متر و سنگ‌آهک امام حسن به ضخامت ۲۹/۸ متر را شامل شده است و با مرزی پیوسته و تدریجی روی سازند ایلام و در زیر واحد شیل ارغوانی از سازند پایده قرار می‌گیرد (شکل ۲).

جاده‌ی خاکی موجود به مرکز طاق‌دیس سمند و محل برش می‌توان دسترسی یافت. مختصات جغرافیایی نقطه‌ی ابتدایی برش $33^{\circ} 01' 43''$ طول شرقی و $47^{\circ} 07' 00''$ عرض شمالی و مختصات جغرافیایی نقطه‌ی پایانی برش $33^{\circ} 01' 55''$ طول شرقی و $47^{\circ} 07' 54''$ عرض شمالی است (شکل ۱). سازند گورپی در برش سمند به ضخامت ۱۹۷ متر از



شکل ۱- موقعیت زون ساختاری لرستان و طاق‌دیس سمند در زون زاگرس چین‌خورده.

راه‌های دسترسی به برش مطالعه‌شده



شکل ۲- نمایی از سازند گورپی و واحدهای سیمره و امام حسن در برش سمند

مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی

پس از بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی و بازدید از طاق‌دیس مطالعه‌شده، برش مناسبی انتخاب شد؛ به طوری که کمترین بهم‌ریختگی‌های تکتونیکی و بیشترین ضخامت و رخنمون از سازند مطالعه‌شده را در اختیار قرار دهد. نمونه‌برداری برش به صورت سیستماتیک و در فواصل ۱ متری و در موارد تغییرات فاحش رخساره‌ای در فواصل کمتر انجام شده و برای حذف عوامل هوازدگی و رفع اثر آغستگی روی سنگ‌ها، بیشتر نمونه‌ها از عمق ۲۰ تا ۳۰ سانتیمتری لایه‌ها برداشت شده است. با استفاده از روش‌های استاندارد آماده‌سازی (Smear slide)، ۲۰۰ اسلاید تهیه شده است و با میکروسکوپ نوری Nikon مدل OptiPhot II (با عدسی شیئی با بزرگنمایی $\times 100$ با روغن ایمرسیون و عدسی چشمی با بزرگنمایی $\times 10$)، مطالعه و با دوربین Nikon مدل D3300 عکس‌برداری شده است.

زیست چینه‌نگاری براساس نانوفسیل‌های آهکی

نانوپلانکتون‌های آهکی به دلیل سرعت بالای تکامل و داشتن طبیعت پلانکتونی، پراکندگی جغرافیایی بیشتری نسبت به دیگر گروه‌های فسیلی دارند و شاخص خوبی برای تعیین سن نسبی هستند. در بازه زمانی کرتاسه، تنوع در این گروه به بیشترین حد خود رسیده است و نخستین حضور^۱ (FO)

و آخرین حضور^۲ (LO) بسیاری از گونه‌های نانوفسیلی به خوبی شناخته شده‌اند؛ از این رو پژوهشگران بسیاری از الگوی بیوزوناسیون کرتاسه در مناطق جغرافیایی و آب‌وهوایی مختلف استفاده کرده‌اند. الگوهای بیوزوناسیون نانوفسیلی در قلمرو تیس را (1971) Manivit, Thierstein (1973), Sissingh (1977) و الگوی اصلاح‌شده را Perch-Nielsen (1985) و (1985) Nielsen و (1998) Burnett معرفی کرده‌اند. در این پژوهش برای تعیین بیوزون‌ها از نخستین حضور و آخرین حضور گونه‌های شاخص نانوفسیلی استفاده شده است و بیوزون‌ها براساس الگوی (1977) Sissingh اصلاح‌شده توسط Perch-Nielsen (1985) تبیین شده‌اند که معادل آنها در الگوی (1998) Burnett نیز ذکر شده است. گفتنی است براساس مقیاس زمان زمین‌شناسی یا GTS2012 (Gradstein et al. 2012)، اشکوب کامپانین به سه زیراشکوب زیرین، میانی و بالایی تقسیم شده است؛ اما استراتوتیپ رسمی برای آنها معرفی نشده است؛ بنابراین، محدوده و سن ارائه‌شده برای هر بیوزون و زیرزون آن براساس مقیاس زمان زمین‌شناسی یا GTS2012^۳ تصحیح شده است. برای نمونه‌های پالئوسن نیز از الگوی بیوزوناسیون Martini (1971) استفاده شده است. تصویر برخی از گونه‌های

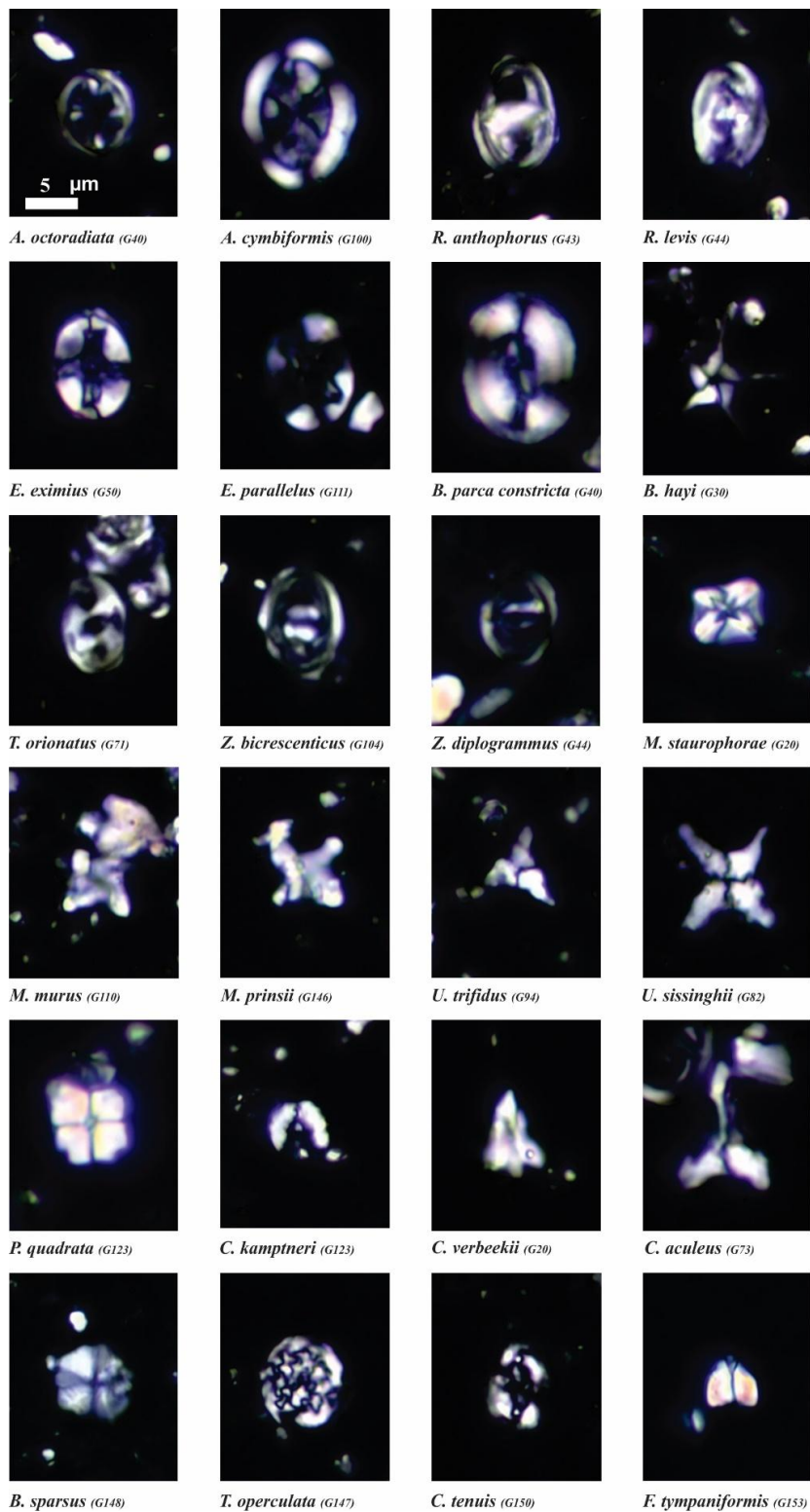
^۲ Last Occurrence

^۳ The Geologic Time Scale 2012

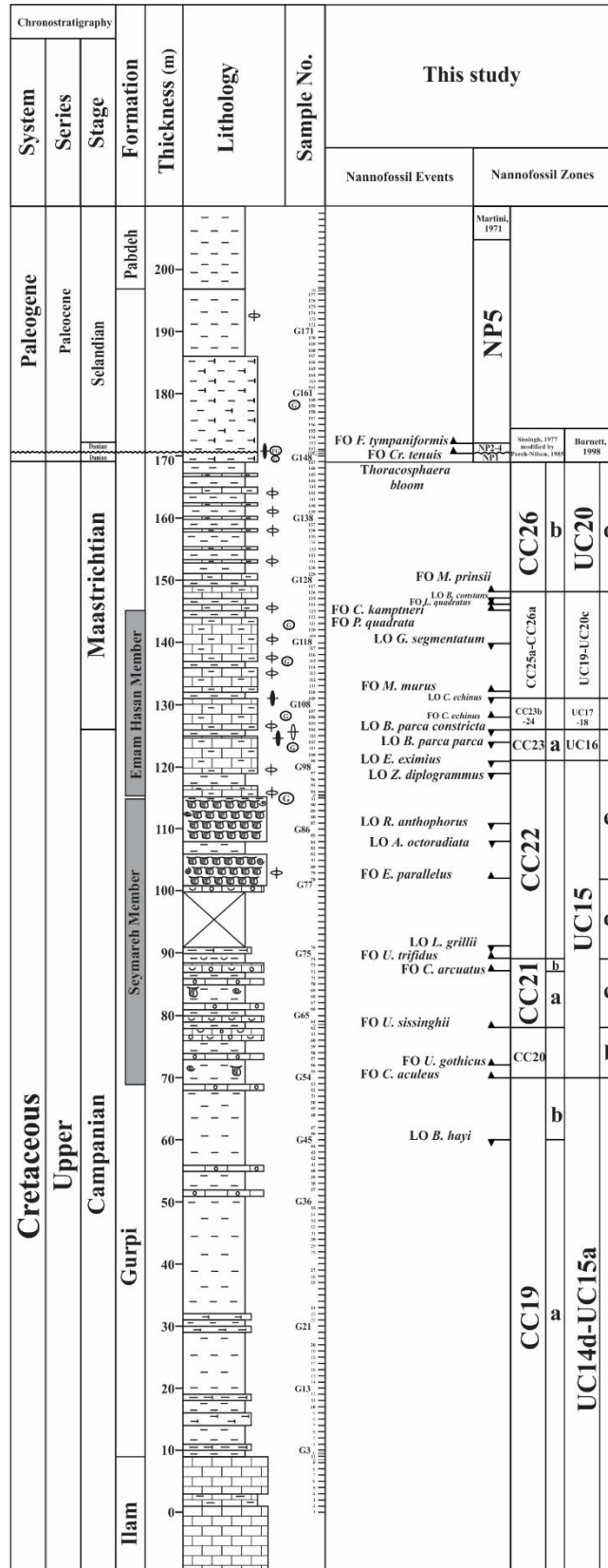
^۱ First Occurrence

(شکل ۵) در ادامه ارائه شده است.

نانوفسیلی شناسایی شده در این پژوهش (شکل ۳) و جدول پراکندگی گونه‌های نانوفسیلی (شکل ۴) و بیوزوناسیون



شکل ۳- برخی از گونه‌های نانوفسیلی شناسایی شده در طاق‌دیس سمند



شکل ۵- جدول بیوزون‌های سازند گورپی در طاق‌دیس سمند

بیوزون‌های شناسایی شده در سازند گورپی در طاق‌دیس سمند به شرح زیر هستند:

بیوزون CC19 (*Calculites ovalis* Zone) معادل با زیرزون‌های UC15a^{TP} و UC14d^{TP}

این بیوزون را Sissingh (1977) معرفی کرده است و محدوده آن از آخرین حضور گونه *Marthastrites furcatus* تا نخستین حضور گونه *Ceratolithoides aculeus* است. او زیرتقسیمات این بیوزون را براساس آخرین حضور گونه *Bukryaster hayi* انجام داده است. زیرزون‌های UC14d^{TP} و UC15a^{TP} نیز با این بیوزون معادل هستند که (Burnett 1998) معرفی کرده است. زیرزون UC14d^{TP} با نخستین حضور گونه *Ceratolithoides verbeekii* شروع و تا نخستین حضور گونه *Miscenomarginatus pleniporus* ادامه دارد و زیرزون UC15a^{TP} از نخستین حضور گونه *Miscenomarginatus pleniporus* تا نخستین حضور گونه *Ceratolithoides aculeus* است. سن این بیوزون، انتهای کامپانین پیشین - ابتدای کامپانین میانی است. ضخامت این بیوزون به دلیل عدم‌ثبات آخرین حضور گونه *Marthastrites furcatus* در قاعده بیوزون مشخص نبوده است و با نخستین حضور گونه *Ceratolithoides aculeus* در نمونه ۵۴ در ضخامت ۷۰ متری از قاعده برش رأس آن مشخص می‌شود. از طرفی با ثبت آخرین حضور گونه *Bukryaster hayi* در نمونه ۴۵ در ضخامت ۶۰ متری، ضخامت زیرزون CC19b، ۱۰ متر تخمین زده می‌شود. ضخامت زیرزون‌های UC14d^{TP} و UC15a^{TP} از الگوی (Burnett 1998) در این برش تخمین پذیر نیست که به دلیل حضور گونه‌های *Reihardtites levis* و *Ceratolithoides verbeekii* از نخستین نمونه برداشت شده از سازند ایلام در قاعده برش و امکان حضور آنها در لایه‌های پایین‌تر که در محدوده این پژوهش نیستند و عدم‌ثبات نخستین حضور گونه *Miscenomarginatus pleniporus* است. گفتنی است گونه شاخص *Miscenomarginatus pleniporus* که

تفکیک‌کننده دو زیرزون UC14d^{TP} و UC15a^{TP} است، طبق نظر (Lees 2002) در زون دیرینه جغرافیای زیستی استوایی^۱ حضور ندارد و این می‌تواند دلیلی بر عدم‌ثبات حضور آن در این برش باشد.

بیوزون CC20 (*Ceratolithoides aculeus* Zone) معادل با زیرزون UC15b^{TP}

این بیوزون را (Cepek and Hay 1969) و (Martini 1976) معرفی کرده‌اند. محدوده این بیوزون با نخستین حضور گونه *Ceratolithoides aculeus* تا نخستین حضور گونه UC15b^{TP} زیرزون *Quadrum sissinghii* مشخص می‌شود. زیرزون UC15b^{TP} نیز که (Burnett 1998) معرفی کرده، معادل با این بیوزون است. در این بیوزون، ظهور گونه‌های *Uniplanarius gothicus* و *Ceratolithoides cf. arcuatus* گزارش شده است و سن آن کامپانین میانی است. ضخامت بیوزون مزبور و زیرزون معادل ۸ متر است که باتوجه به نخستین حضور گونه *Ceratolithoides aculeus* در نمونه ۵۴ در ضخامت ۷۰ متری از قاعده برش و نخستین حضور گونه *Uniplanarius sissinghii* در نمونه ۶۲ در ضخامت ۷۸ متری محاسبه شده است. نخستین حضور گونه *Uniplanarius gothicus* در این برش در نمونه ۵۶ در ضخامت ۷۲ متری از قاعده برش است.

بیوزون CC21 (*Quadrum sissinghii* Zone) معادل با زیرزون UC15c^{TP}

این بیوزون را (Sissingh 1977) معرفی کرده است و محدوده آن از نخستین حضور گونه *Quadrum sissinghii* تا نخستین حضور گونه *Quadrum trifidus* است. این بیوزون با ظهور گونه *Ceratolithoides arcuatus* به دو زیرزون a و b تفکیک می‌شود. زیرزون UC15c^{TP} نیز که (Burnett 1998) معرفی کرده، معادل با این بیوزون است. سن این بیوزون، کامپانین میانی است. ضخامت این بیوزون در برش سمند، ۱۱ متر

¹ Tropical PBZ

است که از ضخامت ۷۸ تا ۸۹ متری از قاعده برش و نمونه‌های ۶۲ تا ۷۴ را شامل می‌شود. ظهور گونه *Ceratolithoides arcuatus* در این برش در نمونه ۷۲ در ضخامت ۸۷ متری گزارش شده است.

بیوزون **CC22** (*Quadrum trifidus* Zone) معادل با زیرزون‌های **UC15d^{TP}** و **UC15e^{TP}** این بیوزون را Bukry and Bramlette (1970) و Sissingh (1977) معرفی کرده‌اند و محدوده آن از نخستین حضور گونه *Reihardtites* تا آخرین حضور گونه *anthophorus* است. گفتنی است آخرین حضور گونه *Eiffellithus eximius* کمی بالاتر از آخرین حضور گونه *Reihardtites anthophorus* اتفاق می‌افتد؛ بنابراین، محدوده بالایی این بیوزون با این گونه نیز تعیین می‌شود (Perch-Nielsen 1979). در این بیوزون، نخستین حضور گونه *Quadrum svabnickae* و آخرین حضور گونه *Lithastrinus grillii* نیز گزارش شده است. معادل با این بیوزون، Burnett (1998) زیرزون‌های **UC15d^{TP}** و **UC15e^{TP}** را معرفی می‌کند که به شرح زیرند:

بیوزون **CC23** (*Tranolithus phacelosus* Zone) معادل با زیرزون **UC16** و **UC17** این بیوزون را Sissingh (1977) معرفی کرده است. محدوده این بیوزون در الگوی تصحیح‌شده Perch-Nielsen (1985) از آخرین حضور گونه *Reihardtites anthophorus* تا آخرین حضور گونه *Tranolithus phacelosus* است. سیسینگ (Sissingh 1977) از آخرین حضور گونه *Aspidolithus parca constrictus* (معادل گونه *Broinsonia parca constricta*) برای تقسیم‌بندی این بیوزون به دو بخش **a** و **b** استفاده کرده است. محدوده بیوزون **UC16** معادل با زیرزون **CC23a** این بیوزون در الگوی معرفی‌شده Burnett (1998) در قاعده با ثبت آخرین حضور گونه *Eiffellithus eximius* شروع می‌شود و در رأس با ثبت آخرین حضور گونه *Broinsonia parca constricta* پایان می‌یابد. در مطالعات اخیر این بیوزون توسط Thibault (2016) به دو زیرزون تقسیم شده است. زیرزون **UC16a^{TP}** که از آخرین حضور گونه *E. eximius* شروع و تا آخرین حضور گونه *U. trifidus* را شامل می‌شود. سن این زیرزون انتهایی‌ترین بخش کامپانین است. زیرزون **UC16b^{TP}** که از آخرین حضور گونه *U. trifidus* شروع می‌شود و با آخرین حضور گونه *Broinsonia parca constricta* پایان می‌یابد. مائیس‌تریشین پیشین سن این زیرزون است.

بیوزون **CC23b** معادل با زیرزون **UC17** این بیوزون را Burnett (1998) معرفی کرده است. محدوده این بیوزون در الگوی تصحیح‌شده Perch-Nielsen (1985) از آخرین حضور گونه *Reihardtites anthophorus* تا آخرین حضور گونه *Eiffellithus eximius* است. سیسینگ (Sissingh 1977) از آخرین حضور گونه *Aspidolithus parca constrictus* (معادل گونه *Broinsonia parca constricta*) برای تقسیم‌بندی این بیوزون به دو بخش **a** و **b** استفاده کرده است. محدوده بیوزون **UC16** معادل با زیرزون **CC23a** این بیوزون در الگوی معرفی‌شده Burnett (1998) در قاعده با ثبت آخرین حضور گونه *Eiffellithus eximius* شروع می‌شود و در رأس با ثبت آخرین حضور گونه *Broinsonia parca constricta* پایان می‌یابد. در مطالعات اخیر این بیوزون توسط Thibault (2016) به دو زیرزون تقسیم شده است. زیرزون **UC16a^{TP}** که از آخرین حضور گونه *E. eximius* شروع و تا آخرین حضور گونه *U. trifidus* را شامل می‌شود. سن این زیرزون انتهایی‌ترین بخش کامپانین است. زیرزون **UC16b^{TP}** که از آخرین حضور گونه *U. trifidus* شروع می‌شود و با آخرین حضور گونه *Broinsonia parca constricta* پایان می‌یابد. مائیس‌تریشین پیشین سن این زیرزون است.

بیوزون **CC23b** معادل با زیرزون **UC17** این بیوزون را Burnett (1998) معرفی کرده است. محدوده این بیوزون در الگوی تصحیح‌شده Perch-Nielsen (1985) از آخرین حضور گونه *Reihardtites anthophorus* تا آخرین حضور گونه *Eiffellithus eximius* است. سیسینگ (Sissingh 1977) از آخرین حضور گونه *Aspidolithus parca constrictus* (معادل گونه *Broinsonia parca constricta*) برای تقسیم‌بندی این بیوزون به دو بخش **a** و **b** استفاده کرده است. محدوده بیوزون **UC16** معادل با زیرزون **CC23a** این بیوزون در الگوی معرفی‌شده Burnett (1998) در قاعده با ثبت آخرین حضور گونه *Eiffellithus eximius* شروع می‌شود و در رأس با ثبت آخرین حضور گونه *Broinsonia parca constricta* پایان می‌یابد. در مطالعات اخیر این بیوزون توسط Thibault (2016) به دو زیرزون تقسیم شده است. زیرزون **UC16a^{TP}** که از آخرین حضور گونه *E. eximius* شروع و تا آخرین حضور گونه *U. trifidus* را شامل می‌شود. سن این زیرزون انتهایی‌ترین بخش کامپانین است. زیرزون **UC16b^{TP}** که از آخرین حضور گونه *U. trifidus* شروع می‌شود و با آخرین حضور گونه *Broinsonia parca constricta* پایان می‌یابد. مائیس‌تریشین پیشین سن این زیرزون است.

بیوزون **UC17** معادل با زیرزون **CC23b** این بیوزون در قاعده

بیوزون **CC22** (*Quadrum trifidus* Zone) معادل با زیرزون‌های **UC15d^{TP}** و **UC15e^{TP}**

این بیوزون را Bukry and Bramlette (1970) و Sissingh (1977) معرفی کرده‌اند و محدوده آن از نخستین حضور گونه *Reihardtites* تا آخرین حضور گونه *anthophorus* است. گفتنی است آخرین حضور گونه *Eiffellithus eximius* کمی بالاتر از آخرین حضور گونه *Reihardtites anthophorus* اتفاق می‌افتد؛ بنابراین، محدوده بالایی این بیوزون با این گونه نیز تعیین می‌شود (Perch-Nielsen 1979). در این بیوزون، نخستین حضور گونه *Quadrum svabnickae* و آخرین حضور گونه *Lithastrinus grillii* نیز گزارش شده است. معادل با این بیوزون، Burnett (1998) زیرزون‌های **UC15d^{TP}** و **UC15e^{TP}** را معرفی می‌کند که به شرح زیرند:

زیرزون **UC15d^{TP}** که با نخستین حضور گونه *Uniplanarius trifidus* شروع و تا نخستین حضور گونه *Eiffellithus parallelus* ادامه دارد و سن تقریبی آن بخش انتهایی کامپانین میانی است. زیرزون **UC15e^{TP}** با نخستین حضور گونه *Eiffellithus parallelus* شروع و تا آخرین حضور گونه *Eiffellithus eximius* ادامه دارد و سن تقریبی آن بخش ابتدایی کامپانین پسین است.

محدوده این بیوزون از نمونه ۷۴ تا ۹۹ و به ضخامت ۳۲ متر است که از ضخامت ۸۹ متری تا ۱۲۱ متری از قاعده برش را شامل می‌شود. آخرین حضور گونه *Reihardtites anthophorus* در نمونه ۸۷ در ضخامت ۱۱۱ متری و آخرین حضور گونه *Lithastrinus grillii* نیز در نمونه ۷۶ در ضخامت ۹۱ متری ثبت شده است. نخستین حضور گونه

بیوزون UC18 معادل با این بیوزون در الگوی معرفی‌شده (Burnett 1998) نیز با آخرین حضور دو گونه مذکور تعیین می‌شود. سن این بیوزون، مائیستریشتین پیشین است. در این برش به دلیل عدم ثبت آخرین حضور گونه‌های یادشده و حضور پیوسته آنها تا انتهای برش تفکیک بیوزون CC24 و بیوزون UC18 معادل با آن امکان‌پذیر نیست. در پژوهش (Lees 2002)، گونه *R. levis*، گونه‌ای عمومی در زون‌های دیرینه جغرافیای زیستی^۱ (PBZs) نیمه‌قطبی^۲ تا گرم^۳ اقیانوس هند در نظر گرفته شده است که در دیگر زون‌ها کمیاب و پراکنده دیده می‌شود؛ بنابراین او پراکندگی این گونه و کاربردپذیری آن در الگوهای بیوزوناسیون را متأثر از فاکتورهای جغرافیای زیستی معرفی می‌کند. Lees & Bown (2005) نیز پیشنهاد می‌کنند در نبود واقعه زیستی آخرین حضور گونه *R. levis* برای تفکیک دو بیوزون UC18 و UC19 در مائیستریشتین پیشین از وقایع جایگزینی مانند نخستین حضورگونه *Micula praemurus* و آخرین حضور گونه‌های *Z. bicrescenticus* و *Cribracorona echinus* می‌توان استفاده کرد. آنها واقعه گرم‌شدگی میانه مائیستریشتین^۴ (MME) را نیز نزدیک به آخرین حضور گونه *Z. bicrescenticus* و به دنبال وقایع آخرین حضور گونه‌های *C. echinus* و *T. orionatus* می‌دانند. در برش سمند، نخستین حضورگونه *Micula praemurus* در نمونه ۱۱۰ در ضخامت ۱۳۲ متری و نخستین حضور گونه *Cribracorona echinus* در نمونه ۱۰۶ و در ضخامت ۱۲۸ متری از قاعده برش و با فراوانی زیاد ثبت شده و آخرین حضور آن در نمونه ۱۰۹ در ضخامت ۱۳۱ متری ثبت شده است؛ بنابراین باتوجه به موارد بالا محل ثبت آخرین حضور گونه *C. echinus* در نمونه ۱۰۹، مرز دو بیوزون UC18 و UC19 در نظر گرفته می‌شود.

با ثبت آخرین حضور گونه *Broinsonia parca constricta* شروع می‌شود و در رأس با ثبت آخرین حضور گونه *Tranolithus orionatus* خاتمه می‌یابد. سن این بیوزون در الگوی بیوزوناسیون برنت (Burnett 1998)، بالاترین بخش کامپانین پسین (Latest Campanian) در نظر گرفته شده است؛ اما باتوجه به تقسیم‌بندی تیاو برای بیوزون UC16، قرارگیری مرز کامپانین - مائیستریشتین در رأس زیرزون UC16a و مقایسه با منبع استفاده‌شده در این پژوهش (GTS2012) برای زمان متناسب به هر بیوزون، سن این بیوزون مائیستریشتین پیشین است.

قاعده بیوزون CC23 در برش سمند با ثبت آخرین حضور گونه *Eiffellithus eximius* در نمونه ۹۹ در ضخامت ۱۲۱ متری قابل تشخیص است؛ اما تشخیص رأس آن به دلیل عدم ثبت آخرین حضور گونه *Tranolithus* (*Tranolithus phacelosus*=*orionatus*) و حضور پیوسته آن تا انتهای برش میسر نیست و با در نظر گرفتن آخرین ثبت از حضور گونه *Broinsonia parca constricta* در نمونه ۱۰۴ در ضخامت ۱۲۶ متری از قاعده برش می‌توان رأس بیوزون UC16 را در الگوی (Burnett 1998) مشخص کرد که با قسمت تحتانی زون CC23 و زیرزون (CC23a)، معادل و به ضخامت ۵ متر است. در این برش به دلیل حضور پیوسته گونه *U. trifidus* تا انتهای برش تفکیک بیوزون UC16 به دو زیرزون معرفی‌شده اخیر امکان‌پذیر نیست. تعیین محدوده فوقانی بیوزون UC17 معادل با زیرزون CC23b نیز در این برش به دلیل عدم ثبت آخرین حضور گونه *Tranolithus orionatus* و حضور پیوسته آن میسر نیست.

بیوزون CC24 (*Reinhardtites levis* Zone) معادل با بیوزون UC18

بیوزون CC24 را (Sissingh 1977) معرفی کرده است و محدوده آن از آخرین حضور گونه *Tranolithus phacelosus* تا آخرین حضور گونه *Reinhardtites levis* است. محدوده

¹ Paleobiogeographic Zones

² Subantarctic

³ Temperate

⁴ Mid-Maastrichtian Event

قبل از ثبت نخستین حضور گونه *Lithraphidites quadratus* در نمونه ۱۲۴ (ضخامت ۱۴۶ متری) با الگوی بیوزوناسیون (Burnett 1998) مغایرت دارد. نخستین حضور گونه *Pseudomicula quadrata* به‌عنوان شاخص کمکی نیز در نمونه ۱۲۳ (ضخامت ۱۴۵ متری) گزارش شده است که در الگوی (Burnett 1998) گزارش نخستین حضور آن قبل از گونه *Micula murus* ذکر شده است. همچنین نخستین حضور گونه *C. kamptneri* نیز در نمونه ۱۲۳ در ضخامت ۱۴۵ متری و قبل از ثبت نخستین حضور گونه *L. quadratus* ثبت شده است که با هر دو الگوی استفاده‌شده در این پژوهش مغایرت دارد.

طبق مطالعات (Self-Trail 2001) قاعده حضور گونه *M. murus* براساس عمق دیرینه برش‌های مطالعه‌شده (جایگاه‌های کم‌عمق یا عمیق) متفاوت است؛ بنابراین، تطابق آن با مقیاس زمانی قطبیت مغناطیسی به عوامل مختلف حاکم بر محیط رسوب‌گذاری بستگی دارد. در محیط‌های عمیق اقیانوسی ثبت این گونه معمولاً پیش از گونه *L. quadratus* صورت گرفته است (Self-Trail 2001, 2002; Thibault & Gardin 2006). همچنین، تیباو در مطالعات اخیر خود (Thibault 2016) با بررسی چند برش اظهار می‌کند آخرین حضور گونه *R. levis* در حوضه تیس دیرتر و در بخش بالایی کرون C31r (ابتدای مائسترتیشتین پسین) گزارش شده است؛ درحالی‌که در حوضه اطلس جنوبی در قسمت زیرین این کرون (مائسترتیشتین پیشین) قرار دارد. نخستین حضور گونه *L. quadratus* نیز در برش Gubbio ایتالیا در قاعده کرون C31n (مائسترتیشتین پسین) قرار گرفته است؛ درحالی‌که در برش دیگر (چاه 1258A اطلس استوایی) در بالاترین بخش این کرون قرار می‌گیرد. بنابراین، باتوجه‌به زمان گذر^۱ در نظر گرفتن آخرین حضور گونه *R. levis* و نخستین حضور گونه‌های *L. quadratus* و *M. murus* در مطالعات جهانی (Lees & Bown 2005; Thibault 2016) و مطالعه ریزرخساره‌ها دال بر عمیق‌بودن محیط

بیوزون CC25 (*Arkhangelskiella cymbiformis* Zone)

معادل با بیوزون UC19 و زیرزون‌های UC20a-b^{TP}

این بیوزون را (Perch-Nielsen 1972) تعریف و Sissingh (1977) تصحیح کرده است. محدوده آن از آخرین حضور گونه *Reinhardtites levis* تا نخستین حضور گونه *Nephrolithus frequens* است. باتوجه‌به اینکه گونه *Nephrolithus frequens* شاخص عرض‌های جغرافیایی بالا است و در عرض‌های جغرافیایی پایین کمیاب است در بسیاری از مطالعات مربوط به عرض‌های جغرافیایی پایین از نخستین حضور گونه *Micula murus* برای تعیین مرز بالایی این بیوزون استفاده شده است (Perch-Nielsen 1972; Roth 1978). سن این بیوزون، مائسترتیشتین پسین است. سیسینگ، تقسیمات بیوزون CC25 را براساس نخستین حضور گونه‌های *L. quadratus* و *A. cymbiformis* تعریف می‌کند (Sissingh 1977)؛ درحالی‌که پرک نیلسن (Perch-Nielsen 1985) به ترتیب با نخستین حضور گونه *L. quadratus* زیرزون CC25a، با نخستین حضور گونه *M. murus* زیرزون CC25b و در نهایت با نخستین حضور گونه *C. kamptneri*، رأس بیوزون و زیرزون CC25c را مشخص می‌کند. این بیوزون در الگوی بیوزوناسیون (Burnett 1998) با بیوزون UC19 و زیرزون‌های UC20a^{TP} و UC20b^{TP} معادل است. بیوزون UC19 معادل با زیرزون CC25a از آخرین حضور گونه *Reinhardtites levis* تا نخستین حضور گونه *Lithraphidites quadratus* معرفی شده است. زیرزون UC20a^{TP} معادل با زیرزون CC25b با نخستین حضور گونه *Lithraphidites quadratus* شروع می‌شود و تا نخستین حضور گونه *Micula murus* ادامه دارد. زیرزون UC20b تقریباً معادل با زیرزون CC25c با نخستین حضور گونه *Micula murus* شروع می‌شود و با نخستین حضور گونه *Ceratolithoides kamptneri* پایان می‌یابد. در این برش، آخرین حضور گونه *Reinhardtites levis* ثبت نشده است و ثبت نخستین حضور گونه *Micula murus* در نمونه ۱۱۰ (ضخامت ۱۳۲ متری)

¹ Time-transgressive

نخستین حضور گونه‌های *Cyclagelosphaera alta* و *Biantholithus sparsus* یا افزایش فراوانی گونه *CC26a Thoracosphaera operculata* پایان می‌یابد. زیرزون *CC26a* و معادل آن در الگوی برنت به دلیل ثبت نخستین حضور گونه *L. quadratus* بعد از نخستین حضور گونه‌های *M. murus* و *C. kamptneri* در هر دو الگوی بیوزوناسیون تفکیک‌پذیر نیست. زیرزون *CC26b* به ضخامت ۲۱ متر در این برش از نمونه ۱۲۶ تا ۱۴۷ (ضخامت ۱۴۸ متری تا ۱۶۹ متری) را شامل شده است که با افزایش فراوانی گونه *Thoracosphaera operculata*، مرز بالایی آن در ضخامت ۱۶۹ متری مشخص می‌شود. آخرین حضور گونه *B. constans* نیز در نمونه ۱۲۵ (ضخامت ۱۴۷ متری) ثبت شده است که یکی از آخرین وقایع قبل از مرز کرتاسه - پالئوژن است (Thibault & Gardin 2006).

بیوزون NP1 (*Markalius inversus* Zone)

این بیوزون را Mohler and Hay (1967) معرفی و Martini and Worsley (1970) تصحیح کرده و معرف ابتدای پالئوسن پیشین (دانین پیشین) است. شروع این زون با نخستین حضور گونه‌های *Cyclagelosphaera alta* و *Biantholithus sparsus* یا افزایش فراوانی گونه *Thoracosphaera operculata* است و با ثبت نخستین گونه *Cruciplacolithus tenuis* پایان می‌یابد. در این زون به‌طور عمده تجمع گونه‌های نانوفسیلی کرتاسه همراه گونه‌های پالئوسن گزارش شده است. محدوده این بیوزون با ثبت نخستین افزایش فراوانی جنس *Thoracosphaera* در نمونه ۱۴۷ در ضخامت ۱۶۹ متری از قاعده برش شروع می‌شود و با ثبت نخستین حضور از گونه *Cruciplacolithus tenuis* در نمونه ۱۵۰ در ضخامت ۱۷۰/۶ متری پایان می‌یابد. ضخامت این بیوزون ۱/۶ متر بوده و حضور گونه *Cyclagelosphaera alta* در آن ثبت نشده است؛ اما نخستین حضور گونه *Biantholithus sparsus* در نمونه ۱۴۸ در ضخامت ۱۷۰ متری یعنی ۱ متر بالاتر از

رسوب‌گذاری سازند گورپی در حوضه مطالعه‌شده، می‌توان ثبت نخستین حضور گونه *M. murus* قبل از نخستین حضور گونه *L. quadratus* (در مغایرت با الگوی استاندارد) را ناشی از عامل عمق دیرینه در نظر گرفت؛ از این رو، بیوزون *CC25* در این برش به زیرزون‌های مذکور و معادل‌های آنها تفکیک نشده است.

بیوزون CC26 (*Nephrolithus frequens* Zone) معادل با

زیرزون‌های UC20c^{TP}-d^{TP}

این بیوزون را (Cepek and Hay 1969) معرفی کرده است. محدوده این بیوزون از نخستین تا آخرین حضور گونه *Nephrolithus frequens* و سن آن اواخر مائستریشین پسین در نظر گرفته شده است. باتوجه به اینکه گونه *Nephrolithus frequens* شاخص عرض‌های جغرافیایی بالا است، در عرض‌های جغرافیایی پایین از نخستین حضور گونه *Micula murus* برای قاعده این زون استفاده می‌شود. مرز بالایی این بیوزون با نخستین حضور گونه‌های *Cyclagelosphaera alta* و *Biantholithus sparsus* یا افزایش فراوانی گونه *Thoracosphaera operculata* مشخص شده است (Perch-Nielsen 1979). این بیوزون با استفاده از نخستین حضور گونه *Micula prinsii* به دو زیرزون تقسیم می‌شود (Perch-Nielsen 1979; 1981a-b) که عبارتند از:

زیرزون *CC26a (Micula murus subzone)* که Perch-Nielsen (1985a) معرفی کرده است و با نخستین حضور گونه *Micula murus* شروع می‌شود و با نخستین حضور گونه *Micula prinsii* به پایان می‌رسد. این زیرزون با زیرزون UC20c^{TP} از الگوی بیوزوناسیون (Burnett 1998) معادل است که با نخستین حضور گونه *Ceratolithoides kamptneri* شروع می‌شود و با نخستین حضور گونه *Micula prinsii* به پایان می‌رسد.

زیرزون *CC26b (Micula prinsii subzone)* با زیرزون UC20d^{TP} از الگوی (Burnett 1998) معادل است و با نخستین حضور گونه *Micula prinsii* شروع می‌شود و با

نشده است؛ بنابراین، بیوزون‌های NP2 تا NP4 در این برش تفکیک‌پذیر نیستند.

بیوزون NP5 (*Fasciculithus tympaniformis* Zone)

این بیوزون را Mohler and Hay (1967) معرفی کرده و معرف پالئوسن پسین (سلان‌دین) است. این بیوزون با نخستین حضور گونه *Fasciculithus tympaniformis* آغاز می‌شود و با نخستین حضور گونه *Heliolithus kleinpellii* پایان می‌یابد. با مشاهده نخستین حضور گونه *Fasciculithus tympaniformis* در نمونه ۱۵۳ در ضخامت ۱۷۲ متری از قاعده برش، شاخص قاعده‌ای این بیوزون ثبت شده است؛ اما حضور گونه *Heliolithus kleinpellii* به‌عنوان شاخص رأسی ثبت نشده است. همچنین، حضور گونه *Cruciplacolithus primus* تا نمونه انتهایی برداشت‌شده از سازند گورپی ادامه بیوزون NTp9 معادل با قاعده این بیوزون در الگوی بیوزوناسیون (Varol 1989) در واحد شیل ارغوانی سازند پابده را نشان می‌دهد که خارج از محدوده این مطالعه است. با توجه به ثبت بیوزون‌های CC19 تا NP5 رسوب‌گذاری توالی سازند گورپی در برش سمند از کامپانین میانی آغاز شده و در سلان‌دین پایان یافته است.

بحث

کمیته بین‌المللی چینه‌شناسی در سال ۲۰۰۱، مرز کامپانین - مائستریشین را به‌طور رسمی تصویب کرده است که براساس اطلاعات جمع‌آوری‌شده و مطالعات انجام‌شده ادین (Odin 2001) در برش الگوی جهانی آن در Tercis واقع در جنوب غرب فرانسه است. ارزش سنی گونه‌های شاخص در هریک از گروه‌های فسیلی در محل این مرز متفاوت است و هریک از رخدادهای فسیلی با فواصل مشخص از مرز قرار دارند. با توجه به مطالعات نانوفسیلی انجام‌شده (Odin & Lamaurelle 2001)، آخرین حضور گونه *U. trifidus* با اختلافی اندک در بالای مرز واقع است؛ در حالی که آخرین حضور گونه *B. parca constricta* در نزدیکی مرز قرار دارد.

افزایش فراوانی جنس *Thoracosphaera* ثبت شده است.

بیوزون NP2 (*Cruciplacolithus tenuis* Zone)

این بیوزون را Mohler and Hay (1967) معرفی و Martini and Worsley (1970) تصحیح کرده و معرف ابتدای پالئوسن پیشین (دائین پیشین) است. شروع این زون با ثبت نخستین حضور گونه *Cruciplacolithus tenuis* آغاز می‌شود و با گزارش نخستین حضور گونه *Chiasmolithus danicus* پایان می‌یابد. در این بیوزون نیز گونه‌های کرتاسه همراه گونه‌های پالئوژن حضور دارند. ثبت نخستین حضور گونه *Cruciplacolithus tenuis* در نمونه ۱۵۰ در ضخامت ۱۷۰/۶ متری قاعده نمونه‌برداری در برش سمند شاخص قاعده‌ای این بیوزون ثبت شده است؛ اما شاخص رأسی آن ثبت نشده است.

بیوزون NP3 (*Chiasmolithus danicus* Zone)

این بیوزون را Martini and Worsley (1970) معرفی کرده و شاخص اواسط پالئوسن پیشین (دائین پسین) است. شروع این بیوزون با ثبت نخستین حضور گونه *Chiasmolithus danicus* آغاز می‌شود و با گزارش نخستین حضور گونه *Ellipsolithus macellus* پایان می‌یابد. گونه‌های کرتاسه در این بخش نیز حضور دارند. این بیوزون به دلیل ثبت نشدن هیچ‌کدام از شاخص‌های رأس و قاعده‌ای در برش سمند تفکیک‌پذیر نیست.

بیوزون NP4 (*Ellipsolithus macellus* Zone)

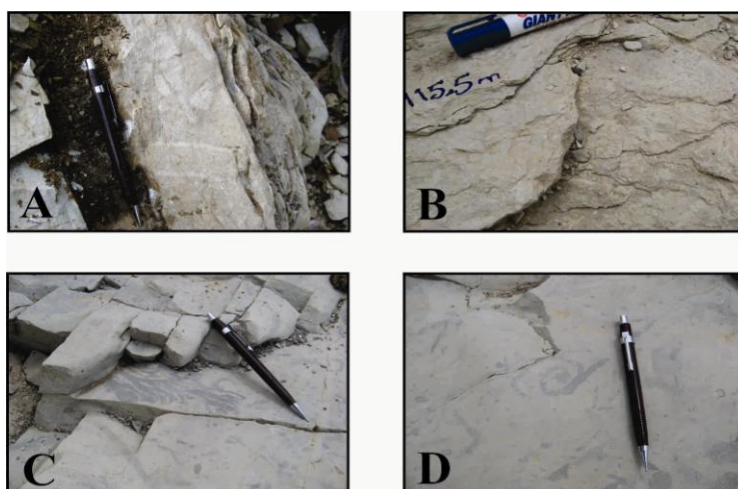
این بیوزون را Martini and Worsley (1970) معرفی کرده و شاخص پایان پالئوسن پیشین (دائین پسین - سلان‌دین پیشین) است. شروع این بیوزون با نخستین حضور گونه *Ellipsolithus macellus* است و با گزارش نخستین حضور گونه *Fasciculithus tympaniformis* پایان می‌یابد. با مشاهده نخستین حضور از گونه *Fasciculithus tympaniformis* در نمونه ۱۵۳ در ضخامت ۱۷۲ متری از قاعده برش، شاخص رأسی این بیوزون مشاهده می‌شود و شاخص قاعده‌ای آن ثبت

امکان تفکیک مرز پیشنهادی براساس مطالعات Thibault (2016) در آن وجود ندارد.

حضور پیوسته گونه‌های *R. levis*، *T. orionatus* و *U. trifidus* تا انتهای برش و ثبت نخستین حضور گونه *M. murus* و *C. kamptneri* قبل از گونه *L. quadratus* در این برش باعث شده است تفکیک بیوزون‌های CC23b تا CC26a در الگوهای بیوزوناسیون (Sissingh 1977) و تصحیح‌شده (Perch-Nielsen 1985) و معادل‌های آن در الگوی بیوزوناسیون (Burnett 1998) (UC17 تا UC20c) امکان‌پذیر نباشد.

مشاهدات صحرایی این بخش (۱۲۶ تا ۱۴۵ متری)، واقع در واحد آهکی امام حسن، نبود ناپیوستگی، هاردگراند یا نبود چینه‌ای را نشان می‌دهد. توالی سنگ‌شناسی شامل آهک مارنی نازک لایه تا متوسط لایه سفیدرنگ با میان لایه‌های نازک مارن و مارن آهکی خاکستری روشن رنگ است که به تدریج به ضخامت آهک‌ها اضافه می‌شود. اثر رخساره زئوفیکوس با فراوانی در اثر فسیل‌های کندریتس و زئوفیکوس پرشده با رسوبات روشن‌رنگ که با زمینه دربرگیرنده هم‌خوانی دارند در این توالی به فراوانی دیده می‌شود (شکل ۶ بخش‌های A و B).

همچنین، آخرین حضور گونه‌های *E. eximius* و *R. anthophorus* کمی پایین‌تر از مرز قرار دارند. براساس توافق صورت‌گرفته در GTS2012 (Gradstein et al. 2012)، این مرز تقریباً در قاعده زون نانوفسیلی UC17 مقارن با آخرین حضور گونه *B. parca constricta* قرار می‌گیرد. مطالعات اخیر (Thibault 2016) در این مرز نشان می‌دهد آخرین حضور گونه‌های *T. orionatus* و *B. parca constricta* در بازه‌ای از زمان قرار می‌گیرد که انطباق آن با وقایع ایزوتوپ کربن مشکل است و همچنان قطعیت ندارد؛ بنابراین، او با بررسی سایت‌های مختلف و افق‌های زیستی نزدیک به مرز کامپانین - مائستریشین و با در نظر گرفتن آخرین حضور گونه *U. trifidus*، دو زیرزون برای بیوزون نانوفسیلی UC16 (معرفی‌شده توسط (Burnett 1998) در اقلیم تتیس معرفی کرده است و آخرین حضور گونه *U. trifidus* را بهترین شاخص زیست چینه‌ای برای مرز کامپانین - مائستریشین در این اقلیم می‌داند. این مرز در برش سمند براساس GTS2012 تعیین شده است و با ثبت آخرین حضور گونه *B. parca constricta* در واحد آهکی امام حسن در نمونه ۱۰۴ در ضخامت ۱۲۶ متری از قاعده برش قرار می‌گیرد و به دلیل حضور پیوسته گونه *U. trifidus*

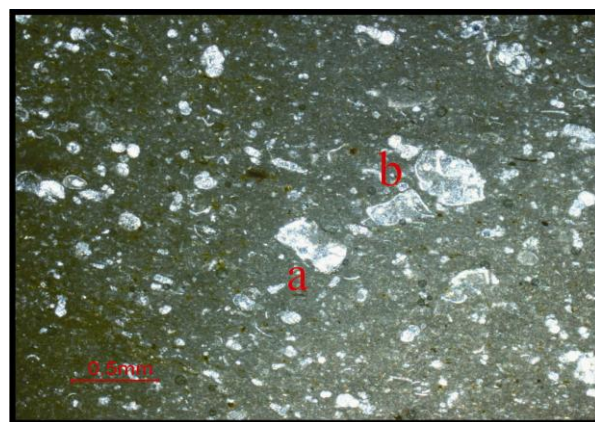


شکل ۶- اثر رخساره‌های کندریتس، زئوفیکوس و تالاسینوئیدس مشاهده‌شده در آهک امام حسن (A و B) و مرز کرتاسه - پالئوژن (C و D) در طاق‌دیس سمند

قاعده واحد امام حسن است که برای شرایط بی‌اکسیژن در محیطی ژرف و دور از ساحل در نظر گرفته شده است. مطیعی (۱۳۷۲) نیز زبانه آهکی امام حسن در زون لرستان را عمیق‌ترین قسمت حوضه معرفی کرده است. همتی نسب (۱۳۸۷) افزایش ضخامت توالی‌های آهکی در این بخش را بیان‌کننده فرصت بیشتر محیط برای تشکیل سیمان آهکی و عمیق‌شدن حوضه در این زمان می‌داند. همچنین حضور و فراوانی اثر رخساره زئوفیکوس و کندریتس (شکل ۶ بخش A) نیز در این توالی‌ها ممکن است تأییدی بر این موضوع باشد. به اعتقاد مک‌ایشرن و همکاران (MacEachern et al. 2007)، این اثر رخساره به‌عنوان یک شاخص محیطی خوب برای شرایط کم‌اکسیژن با تجمع مواد آلی در آب‌های آرام معرفی شده و تاکنون در نهشته‌های دریایی کم‌عمق یافت نشده است؛ از این‌رو، از آن به‌عنوان شاخص عمقی در شیب شلف‌هایی استفاده شده است که جریان‌ات شدید بستر یا توریدایت در آنها وجود ندارد. با توجه به شواهد مذکور، کاهش میزان رسوب‌گذاری عامل تغییرات در ضمن تشکیل توالی‌های واحد آهکی امام حسن در مائستریشتین پیشین در نظر گرفته شده است (همتی نسب ۱۳۸۷).

بازه زمانی اواخر کامپانین - مائستریشتین، دوره‌ای با تنوع آب‌وهوایی زیاد است که با سردشدگی مائستریشتین پیشین، گرم‌شدگی میانه مائستریشتین، سردشدگی مائستریشتین پسین و گرم‌شدگی انتهای مائستریشتین، این تنوع آب‌وهوایی به تصویر کشیده می‌شود (Thibault & Gardin 2006). سردشدگی اواخر کامپانین - اوایل مائستریشتین، سردشدگی جهانی هم‌زمان با تغییرات در سطح ایزوستازی است که به‌صورت پسروی جهانی آب اقیانوس‌ها و هیاتوس در توالی‌ها خود را نشان می‌دهد؛ اما از سوی دیگر حضور هم‌زمان چند گونه متوالی در یک رسوب ممکن است ناشی از پایین‌بودن میزان رسوب‌گذاری در آن بازه زمانی باشد و نه لزوماً هیاتوس. همچنین، زمان‌گذر بودن برخی از حوادث نخستین و آخرین حضور گونه‌های نانوفسیلی (برای مثال:

ریزرخساره وکستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتونی^۱، فراوان‌ترین ریزرخساره در طول ستون سنگ‌شناسی مطالعه‌شده در برش سمنند است؛ به‌صورتی که در آهک‌های سازند ایلام، مارن‌های گورپی در قاعده برش، مارن انتهای واحد سیمره، واحد آهکی امام حسن و واحد آهک مارنی و مارن آهکی انتهای سازند گورپی مشاهده شده است. اجزای اصلی این ریزرخساره فرامینیفرهای پلانکتونی خوب حفظ‌شده کیل‌دار و بدون کیل هستند. در این ریزرخساره فراوانی با گل آهکی است و در واقع زمینه پشتیبان است. فرامینیفرهای بنتیک، پلوئید، گلاکونیت و جانشین‌های آهن و فسفات از اجزای فرعی این رخساره‌اند (شکل ۷). این ریزرخساره در این بخش (۱۲۶ تا ۱۴۵ متری) با مشاهده فراوانی در فرامینیفرهای پلانکتونی و ثبت حضور گونه *Gansserina gansseri* نشان‌دهنده افزایش عمق محیط است.



شکل ۷- ریزرخساره وکستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتونی

مشاهده‌شده در قاعده واحد امام حسن

a: *Gansserina gansseri*, b: *Globotruncanita stuarti*

مطالعات پالینوفاسیس و ژئوشیمی آلی انجام‌شده روی سازند گورپی در این منطقه (زارعی و قاسمی‌نژاد، ۱۳۹۴) گویای ثبت بیشینه میزان مواد آمورف شفاف و کربن آلی (TOC~1/5) در مارن انتهای واحد سیمره و آهک‌های مارنی

¹ Planktic foraminifera wackestone

صورت گرفته باشد. بنابراین، از دو مؤلفه آخرین حضور (LO) و آخرین حضور پیوسته^۱ یا LCO برای بررسی آنها استفاده شده است و LCO هر سه گونه با اختلافی قبل از مرز مائستریشتین پیشین - پسین قرار می‌گیرد. همچنین قاعده حضور گونه *P. quadrata* نیز در پایین‌ترین بخش کرون‌های تفکیک‌نشده C31n-C30n گذاشته شده که با نخستین حضور گونه‌های *L. quadratus* و *C. kamptneri* مقارن است (Thibault & Gardin 2006).

در برش سمند، ثبت نخستین حضور گونه *C. kamptneri* در نمونه ۱۲۳ (ضخامت ۱۴۵ متری) و هم‌زمان با نخستین ثبت از گونه *P. quadrata* و نخستین حضور گونه *L. quadratus* در نمونه ۱۲۴ (ضخامت ۱۴۶ متری) است. همچنین، آخرین حضور گونه *G. segmentatum* در نمونه ۱۱۸ (ضخامت ۱۴۰ متری) ثبت شده است؛ بنابراین به احتمال زیادی نمونه ۱۲۳ در ضخامت ۱۴۵ متری (مصادف با انتهای واحد آهکی امام حسن)، مرز مائستریشتین پیشین - پسین در نظر گرفته می‌شود.

براملت و مارتینی (Bramlette & Martini 1964)، نخستین بار تغییرات در مجموعه نانوفسیل‌های آهکی در مرز کرتاسه - پالئوژن را شرح داد و به دنبال آن پژوهشگران دیگر به آن توجه کردند. در این مرز، مجموعه‌های متنوع کرتاسه پسین، ناپدید و گونه‌های جدیدی از ۱۵ تا ۱۸ جنس بازمانده از حادثه کرتاسه - پالئوژن جایگزین شدند (Perch-Nielsen 1982). در بیشتر برش‌های کامل شناخته‌شده از مرز کرتاسه - پالئوژن یک لایه رسی با محتوای کربنات کلسیم پایین در مرز وجود دارد که هیچ کوکولیتی در آن یافت نمی‌شود. به عقیده هیلدر برانت هابل و همکاران (Hildebrandt-Habel et al. 1999) در عرض‌های جغرافیایی پایین، کمی بعد از مرز، شکوفایی نوعی داینوفلازله آهکی با عنوان جنس *Thoracosphaera* گزارش شده است که در کرتاسه ثبت پراکنده‌ای دارد. ایشان شکوفایی این جنس را در عرض‌های

نخستین حضور گونه‌های *M. murus* و *L. quadratus* و آخرین حضور گونه‌های *R. levis* و *U. trifidus* در ناحیه تئیس) در بین نواحی مختلف اقیانوسی و عرض‌های جغرافیایی (Thibault et al. 2010, 2012) باعث اختلافات و ابهاماتی در استفاده از الگوهای استاندارد بیوزوناسیون و به‌خصوص تعیین شاخص‌های زیستی برای مرزها شده است. در نهایت با توجه به شواهد تأییدکننده پایین بودن میزان رسوب‌گذاری ناشی از عمیق‌بودن حوضه برش مطالعه‌شده در بازه زمانی کامپانین پسین - مائستریشتین پیشین و نبود گزارش شواهدی دال بر نبود رسوب‌گذاری، ممکن است حضور پیوسته برخی گونه‌ها نظیر *T. orionatus*، *R. levis* و *U. trifidus* را به میزان پایین رسوب‌گذاری یا تأخیر در آخرین حضور آنها در این ناحیه نسبت داد که با دیگر گزارش‌های ارائه‌شده در ناحیه تئیس (Thibault et al. 2010, 2016; Thibault 2012) هم‌خوانی دارد.

اشکوب مائستریشتین در زمان حاضر (GTS2012) به دو زیر اشکوب تقسیم شده است؛ درحالی‌که توافق جامعی بر معیار مرزی برای قاعده مائستریشتین بالایی وجود ندارد (Odin et al. 1996; Odin 2001). در مطالعات نانوفسیلی، نخستین حضور گونه *C. kamptneri* در محیط‌های اقیانوسی کم‌عمق و عمیق به‌عنوان بااعتمادترین و هم‌زمان‌ترین واقعه زیستی شناخته شده که تفکیک‌کننده مرز مائستریشتین پیشین از پسین است (Self-Trail 2002). برخی از پژوهشگران (Thibault & Gardin 2006; Lees & Bown 2005) از آخرین حضور گونه‌های *G. segmentatum*، *Z. bicuspidatus* و *A. octoradiata* به‌عنوان حوادث زیستی کمکی در تصحیح بیشتر بیواستراتیگرافی این مرز استفاده کرده‌اند. این سه گونه با اینکه متعلق به عرض‌های جغرافیایی بالا هستند، در برش‌های عرض‌های جغرافیایی پایین به‌عنوان شاخص‌های آب سرد تا قبل از انقراض نهایی خود یک روند کاهشی را بعد از فراوانی مطلق خود در کامپانین طی می‌کنند (Thibault & Gardin 2006)؛ البته این موضوع ممکن است در اثر بازنهشتگی نیز

¹ Last Consistent Occurrences

از نظر بیواستراتیگرافی نمونه‌های ۱۴۷ تا ۱۵۰ (۱۶۹ تا ۱۷۰/۵۰ متری) در بیوزون NP1 قرار می‌گیرند. در این نمونه‌ها گونه‌های شاخص مائیستریشتین (نظیر گونه‌های *C. kamptneri* و *M. murus*) با حفظ‌شدگی خوب و با فراوانی بیشتری نسبت به نمونه‌های پالئوسن حضور دارند. به‌طور کلی فراوانی در تعداد نانوفسیل‌ها در نمونه‌های بعد از مرز (۱۴۹ تا ۱۵۲ و ۱۷۰/۲۵ تا ۱۷۱ متری) به وضوح کاهش یافته است. در نمونه‌های ۱۴۷، ۱۴۸، ۱۴۹، ۱۵۱ و ۱۵۲ گونه‌های مختلطی از پالئوسن نیز به‌صورت منفرد و پراکنده مشاهده شده است که ابهاماتی در بیواستراتیگرافی را سبب می‌شوند. همچنین این نمونه‌ها حاوی اثر فسیل‌های فراوان در زمینه سنگ هستند. در نمونه ۱۵۰ (۱۷۰/۵۰ متری) با ثبت نخستین حضور از گونه *C. tenuis* به‌عنوان شاخص رأسی بیوزون NP1 و شاخص قاعده‌ای NP2، پیوستگی رسوبات در ثبت حوادث زیستی همچنان حفظ شده است؛ اما با ثبت نخستین حضور از گونه *F. tympaniformis* به‌عنوان شاخص رأسی بیوزون NP4 در نمونه ۱۵۳ (۱۷۲ متری)، ناپیوستگی در حوادث زیستی نمایان می‌شود. گفتنی است بیشترین فراوانی در آثار فسیلی این بازه در نمونه ۱۵۱ (۱۷۰/۸۰ متری) با زمینه نیمه‌سخت^۱ مشاهده شده است.

بنابراین، ثبت‌نشدن حوادث زیستی رأس بیوزون NP2، قاعده و رأس NP3 و قاعده NP4 در بازه زمانی انتهای دانین پیشین تا انتهای دانین پسین، نخستین ناپیوستگی مشاهده‌شده در سازند گورپی برش سمند در نظر گرفته می‌شود و مرز کرتاسه - پالئوژن در این برش پیوسته است.

مطالعات هم‌متی نسب (۱۳۸۷) براساس فرامینفرهای پلانکتونی در طاق‌دیس اناران و اصغریان رستمی (۱۳۹۱) در یال جنوبی طاق‌دیس کبیرکوه، نبود رسوب‌گذاری در مرز کرتاسه - پالئوژن را در این منطقه نشان می‌دهد که با شواهد رسوب‌شناسی و مشاهدات صحرایی بر آن تأکید شده است؛ درحالی‌که مطالعات انجام‌شده در یال شمالی طاق‌دیس کبیرکوه

بالای جغرافیایی تا بعد از زون NP1 گزارش نکرده‌اند و آن را تاکسونی پایدار و برجامانده از مرز کرتاسه - پالئوژن می‌دانند که افزایش در فراوانی آن، متأثر از تنش‌های اکولوژیکی بعد از تغییرات محیطی سریع در مرز است. در عرض‌های جغرافیایی پایین، گونه‌های دیگری همچون *Neobiscutum parvulum*، *Neobiscutum romeinii* و *C. primus* نیز گزارش شده‌اند که در پالئوژن تکامل می‌یابند (Molina et al. 2006, 2009). عده‌ای از پژوهشگران (Mai et al. 2003; Bernaola & Monechi 2007) پیشنهاد کرده‌اند تشخیص واضح قاعده دانین باید با حضور گونه شاخص *B. sparsus* انجام شود. تیبالت و گاردین (Thibault & Gardin 2006) معتقدند ناپدیدشدن گونه *B. constans* درست قبل از مرز ناشی از شرایط محیطی پرتنش و تولید کم، ناشی از واقعه گرم‌شدگی انتهای مائیستریشتین است که افت ناگهانی در فراوانی گونه‌های آب سرد مانند *A. octoradiata*، *G. segmentatum*، *K. magnificus* و افزایش فراوانی گونه‌های *Micula spp.* نیز موجب می‌شود.

از نظر سنگ‌شناسی، محدوده مرز در برش سمند شامل سنگ‌آهک مارنی نازک لایه خاکستری رنگ روشن است که ضخامتی ۲ متری (نمونه‌های ۱۴۷ تا ۱۵۱) را شامل می‌شود و به‌صورت پراکنده حاوی دانه‌های گلاکونیت است. توالی‌های رأسی این مرز (نمونه ۱۵۳ به بعد، ۱۷۲ متری تا انتهای برش) از نظر لیتولوژی مانند مرز بوده است؛ اما به تدریج از ضخامت آهک‌های مارنی، کاسته و بر ضخامت مارن‌های آهکی افزوده شده است تا به مارن تغییر رخساره دهند. رنگ رسوبات نیز در توالی‌های بالای مرز تیره‌تر می‌شود. لایه آهک مارنی (نمونه‌های ۱۴۷ تا ۱۵۱ و ۱۶۹ تا ۱۷۰/۸۰ متری) حاوی تجمعی متنوع از اثر فسیل‌های تیره‌رنگ است. اثر فسیل‌ها بیشتر از نوع کندریتس، پلانولایتس، تالاسینوئیدس و زئوفیکوس و متعلق به اثر رخساره زئوفیکوس هستند که با رسوبات تیره‌رنگ پر شده‌اند (شکل ۶ بخش‌های C و D).

¹ Firmground

را گزارش کرده‌اند که اثر فسیل‌ها در اطراف بازهٔ مرز کرتاسه - پالئوژن به نسبت فراوان و متنوع بوده و در رسوبات دانین پیشین کلنی‌سازی کرده‌اند و رسوبات مارنی روشن‌رنگ مائیستریشتین را حفر می‌کنند (Rodriguez-Tovar et al. 2004, 2005; Rodriguez-Tovar 2010). تحقیقات برخی پژوهشگران نشان داده است تجمعات نانوفسیلی گزارش شده از رسوبات پرکنندهٔ اثر فسیل‌های موجود در آخرین لایه‌های مائیستریشتین در مقاطع مرزی که با رسوبات پالئوسن تیره‌رنگ پر شده بودند، شباهت زیادی به نمونه‌های به‌دست آمده از لایه‌های پالئوسن در بالای مرز دارند و با لایه‌های دربرگیرندهٔ خود تفاوت آشکاری در گونه‌های موجود دارند. این موضوع به فهم بهتر مفهوم بحث‌برانگیز تدریجی یا ناگهانی بودن حادثهٔ مرزی و حتی هیاتوس‌ها کمک می‌کند. کلنی‌سازی موجودات سازنده اثر فسیل‌ها در مرز، دو فاز پیش از حادثهٔ مرزی (۱۶۹ تا ۱۷۱ متری در این پژوهش) دارند که در مورد اول به‌طور معمول اثر فسیل با رسوبات دربرگیرندهٔ خود پر شده و تجمعات فسیلی رسوب پرکنندهٔ اثر با رسوب دربرگیرندهٔ مشابه است و مشکلی در زیست چینه‌نگاری ایجاد نمی‌کند؛ اما در مورد دوم، یعنی آثار ایجاد شده پس از حادثهٔ مرزی به‌طور معمول عمق حفر اثر تا رسوبات قبل از حادثهٔ مرز نیز می‌رسد و با پر شدن آن با رسوبات بعد از حادثهٔ مرزی تفاوت آشکاری در تجمعات فسیلی رسوب پرکنندهٔ اثر با رسوب دربرگیرندهٔ اثر وجود دارد. البته با توجه به نوع آثار فسیلی در مرز، این مشاهدات ممکن است کمی متفاوت باشد؛ برای مثال، دو اثر فسیل زئوفیکوس^۱ و تالاسینوئیدس^۲ از آثار فسیلی معمول گزارش شده در مرز کرتاسه - پالئوژن نواحی دارای رخسارهٔ عمیق هستند. تالاسینوئیدس، حفرات بازی ناشی از حفاری سخت‌پوستان را شامل می‌شود؛ بنابراین به‌راحتی با رسوبات بالادستی خود پر می‌شود؛ اما زئوفیکوس

از منظر نانوفسیل‌های آهکی (پرندآور و همکاران ۱۳۹۲) و فرامینفرهای پلانکتونی (Darvishzadeh et al. 2007)، پیوستگی در وقایع زیستی و نبود ناپیوستگی در مرز کرتاسه - پالئوژن را بیان می‌کند. در مطالعهٔ حاضر براساس نانوفسیل‌های آهکی نیز این مرز پیوسته گزارش می‌شود. گفتنی است شواهد صحرائی که افراد مذکور در توالی‌های مرز گزارش کرده‌اند در این مطالعه نیز مشاهده شده است.

علت این تفاوت در گزارشات مرز در یک منطقهٔ مشترک، تفاوت در شاخص زمانی استفاده‌شده در پژوهش است؛ بدین ترتیب که ریزتریودن نانوفسیل‌های آهکی، دقت بالاتر بیوزون‌های آن را در مقابل فرامینفرهای پلانکتونی باعث می‌شود. در این منطقه، ثبت نبودن بیوزون‌های فرامینفری P0 تا P1، مشاهدهٔ زمینه نیمه‌سخت با آشفستگی زیستی فراوان و حضور گلاکونیت و فسفات در آخرین طبقات آهکی مائیستریشتین شواهد ناپیوستگی مرز ذکر شده است. براساس GTS2012 بیوزون‌های P0-P1 در فرامینفرهای پلانکتونی با بیوزون‌های NP1-NP4 در نانوفسیل‌های آهکی معادلند. مقایسهٔ بیوزون‌ها نشان می‌دهد ثبت نبودن حوادث زیستی رأس بیوزون NP2، کل بیوزون NP3 و قاعدهٔ NP4 در برش سمند با نبود گزارش بیوزون‌های P0-P1 در برش‌های کاور و میش خاص در همین منطقه در تطابق کامل است و تنها بازهٔ ناپیوستگی با ثبت بیوزون نانوفسیلی NP1 در برش سمند کوچک‌تر شده و کمی بالاتر از مرز کرتاسه - پالئوژن در نظر گرفته شده است که ناشی از کوچک‌تر بودن نانوفسیل‌ها و دقت بالاتر بیوزون آنها است.

همچنین، میکروفسیل‌های پلانکتونی به دلیل اندازهٔ خیلی کوچک خود به نسبت آسان رسوب‌گذاری مجدد می‌کنند و بازنهشت می‌شوند که در بسیاری از مقالات انجام شده روی مرز کرتاسه - پالئوژن، اشاره و حضور گونه‌های کرتاسه در نمونه‌های دانین گزارش شده است (Molina et al. 1998; Gardin & Monechi 1998; Gardin 2002; Tantawy 2003; Bown 2005; Gallala et al. 2009). پژوهشگران زیادی نیز این موضوع

¹Zoophycos

²Thalassinoides

میزان رسوب‌گذاری در حوضهٔ برش مطالعه‌شده یا تأخیر در آخرین حضور گونه‌های مذکور است.

- مرز مائیستریشتین پیشین - پسین در این برش در انتهای واحد آهکی امام حسن قرار گرفته که مبتنی بر ثبت نخستین حضور گونهٔ *C. kamptneri* است.

- مرز کرتاسه - پالئوژن در برش سمند پیوسته بوده و ثبت‌نبودن حوادث زیستی رأس بیوزون NP2، قاعده و رأس NP3 و قاعدهٔ NP4 در بازهٔ زمانی انتهای دانین پیشین تا انتهای دانین پسین تنها ناپیوستگی مشاهده‌شده در سازند گورپی این برش است.

- کوچک‌تر بودن نانوفسیل‌ها و دقت بالاتر بیوزون آنها در مقایسه با فرامینیفراهای پلانکتونی و تأثیر حضور اثر فسیل‌ها در رسوبات مرز، دلیل تفاوت در گزارش‌های مرز در منطقهٔ مطالعه‌شده است.

References

- Agnini C. Fornaciari E. Raffi I. Rio D. Rohl U. and Westerhold T. 2007. High-resolution nannofossil biochronology of middle Paleocene to early Eocene at ODP Site 1262: implications for calcareous nannoplankton evolution. *Marine Micropaleontology*, 64: 215-248.
- Asgharian Rostami M. 2012. Biostratigraphy and Biogeography of the Gurpi Formation in Mish-Khas section, south of east Ilam province, based on Foraminifera. *Geosciences*, 24(85): 135-148. (In Persian).
- Badri Kolalu N. 2007. Nannostratigraphy of Gurpi Formation in Gach and Kurdeh anticlines (Lar area). Master thesis, Faculty of earth science, Shahid Beheshti University, 142 p. (In Persian).
- Beiranvand B. Ghasemi-Nejad E. and Kamali M.R. 2013. Palynomorphs response to sea-level fluctuations: a case study from Late Cretaceous-Paleocene, Gurpi Formation, SW Iran. *Geopersia Journal*, 3(1): 11-24.
- Berberian M. and King G.C.P. 1981. Towards the paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Berger W. H. 1973. Deep-sea carbonates: Pleistocene dissolution cycles. *Journal of Foraminiferal Research*, 3: 187-195.

با منشأ نامشخص، اثری عمقی بوده است که بیشتر با رسوبات برجای دربرگیرندهٔ خود در عمق پر می‌شود تا رسوبات بالادستی. بنابراین، هر دو این آثار در زمان بعد از حادثهٔ مرزی ایجاد شدند؛ اما نوع تشکیل و ساختار آنها سبب می‌شود تالاسینوئیدس و رسوبات پرکنندهٔ آن ابهام بیشتری در برداشت ما از مفاهیم زیست‌چینه‌ای ایجاد کنند.

این شواهد نشان می‌دهد در برش‌های مطالعه‌شده از سازند گورپی در منطقهٔ لرستان (که حوضه‌ای عمیق از این سازند را به نمایش می‌گذارد) نیاز است با در نظر گرفتن حضور اثر فسیل‌هایی با پرشدگی غیرفعال مانند تالاسینوئیدس، محل مرزها دوباره از لحاظ زیست‌چینه‌ای بازنگری شود تا ابهامات دربارهٔ ناپیوستگی در مرز کرتاسه - پالئوژن برطرف شود. در این پژوهش با در نظر گرفتن موارد مذکور، نمونه‌های مرز کرتاسه - پالئوژن بازنگری شده‌اند و با آماده‌سازی مجدد نمونه‌ها به‌طور جداگانه از زمینه سنگ و اثر فسیل موجود در آن و مقایسهٔ اسلایدها ابهامات دربارهٔ حضور گونه‌های نامأنوس در نمونه‌های ۱۴۷ تا ۱۵۳ برطرف شده است. این گونه‌ها در اسلاید آماده‌سازی‌شده از اثر فسیل همچنان حضور فراوان داشته‌اند؛ اما در اسلاید تهیه‌شده از زمینه سنگ حضور ندارند.

نتیجه

- رسوب‌گذاری سازند گورپی در برش سمند با ثبت بیوزون‌های CC19 تا NP5 از کامپانین میانی آغاز شده و در سلان‌دین پایان یافته است.

- مرز کامپانین - مائیستریشتین در این برش در قاعدهٔ واحد آهکی امام حسن و با ثبت آخرین حضور گونهٔ *B. parca* *constricta* در نظر گرفته شده است.

- حضور هم‌زمان و پیوستهٔ گونه‌های *T. orionatus*، *R. levis* و *U. trifidus* تا انتهای برش و ثبت نخستین حضور گونه‌های *C. kamptneri* و *M. murus* قبل از گونهٔ *L. quadratus* ناشی از عمیق‌بودن و به تبع آن پایین‌بودن

- folding style of the Lurestan region in the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. *Journal of Geological Society, London*, 166: 1101-1115.
- Gallala N. Zaghbib-Turki D. Arenillas I. Arz J.A. and Molina E. 2009. Catastrophic mass extinction and assemblage evolution in planktic foraminifera across the Cretaceous/Paleogene (K/Pg) boundary at Bidart (SW France). *Marine Micropaleontology*, 72: 196-209.
- Gardin S. 2002. Late Maastrichtian to early Danian calcareous nannofossils at Elles (Northwest Tunisia). A tale of one million years across the K-T boundary. *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 178: 211-231.
- Gardin S. and Monechi S. 1998. Palaeoecological change in middle to low latitude calcareous nannoplankton at the Cretaceous/Tertiary boundary. *B Soc Geol Fr* 169: 709-723.
- Gohari B. 2010. Lithostratigraphy and Nannostratigraphy of Gurpi Formation in Siyah-Kuh section (SW Ilam). Master thesis, Faculty of earth science, Shahid Beheshti University, 264 p. (In Persian).
- Gradstein F.M. Ogg J.G. Schmitz M.D. and Ogg G.M. 2012. *The Geologic Time Scale 2012*. Cambridge University Press, Cambridge, 384 p.
- Hadavi F. and Rasa Ezadi M. 2008. Nannostratigraphy of Gurpi Formation in Dare-Shahr section (SW Ilam). *Journal of Applied Geology*, 4: 299-308. (In Persian).
- Hadavi F. and Shokri N. 2009. Nannostratigraphy of Gurpi Formation in South of Ilam (Kaaver section). *Journal of Sedimentary Facies*, 2: 217-225. (In Persian).
- Hay W.W. 1970. Calcareous nannofossils from cores recovered on Leg 4. *Initial Reports of the DSDP*, 4: 455-501.
- Hemmati Nasab M. 2008. Microbiostratigraphy and Sequence stratigraphy of the Gurpi Formation in Kaaver section, South of Kabir-Kuh. Master thesis, Faculty of science, Tehran University, 174 p. (in Farsi).
- Hessami K. Koy H.A. Talbot C.J. Tabasi H. and Shabanian E. 2001. 'Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros Mountains'. *Journal of the Geological Society*, 158: 969-981.
- Hildebrandt-Habel T. Willems H. and Versteegh G.J.M. 1999. Variations in calcareous dinoflagellate associations from the Maastrichtian to Middle Eocene of the western South Atlantic Ocean (São Paulo Bernaola G. and Monechi S. 2007. Calcareous nannofossil extinction and survivorship across the Cretaceous-Paleogene boundary at Walvis Ridge (ODP Hole 1262C, South Atlantic Ocean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 255: 132-156.
- Blaj T. Backman J. and Raffi I. 2009. Late Eocene to Oligocene preservation history and biochronology of calcareous nannofossils from paleo-equatorial Pacific Ocean sediments. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 115: 67-85.
- Blanc E.J.P. Allen M.B. Inger S. and Hassani H. 2003. Structural styles in the Zagros simple folded zone, Iran. *Journal of the Geological Society, London*, 160: 401-412.
- Bown P.R. 2005. 'Early to mid-Cretaceous calcareous nannoplankton from the northwest Pacific ocean, leg 198, Shatsky rise'; *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 198: 1-82.
- Bramlette M.N. and Martini E. 1964. The great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maastrichtian and Danian. *Micropaleontology*, 10(2): 291-322.
- Bukry D. and Bramlette M.N. 1970. Coccolith age determinations Leg 3, Deep Sea Drilling Project. In Maxwell, A. E. et al, 1970, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Volume III*, Washington (U. S. Government Printing Office), 5890.
- Burnett J.A. 1998. Upper Cretaceous; In: Bown, P.R. (Ed.), *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. Chapman and Hall, London, 132-192.
- Cepek P. and Hay W.W. 1969. Calcareous Nannoplankton and Biostratigraphic subdivision of the upper Cretaceous. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, 19: 323-333.
- Darvishzadeh B. Ghasemi-Nejad E. Ghourchaei S. and Keller G. 2007. Planktonic foraminiferal biostratigraphy and faunal turnover across the Cretaceous-Tertiary boundary in southwestern Iran. *Journal of Sciences*, 18(2): 139-149.
- Esfandyari S. 2014. Lithostratigraphy and Nannostratigraphy of Gurpi Formation in Surgah anticline section. Master thesis, Faculty of earth science, Shahid Beheshti University, 169 p. (In Persian).
- Faraji M. and Zandifar H. 1998. General evaluation of Lurestan. *Geology and Geophysics*, 1 and 2, unpublished.
- Farzipour-Saein A. Yassaghi A. Sherkati S. and Koyi H. 2009. Mechanical stratigraphy and

- Mohler H. P. and Hay W.W. 1967. Calcareous nannoplankton from early Tertiary rocks at Pont Labau: France, and Paleocene- Eocene correlations. *J. Paleontol*, 41: 1505-41.
- Molina E. Alegret L. Arenillas I. Arz J.A. Gallala N. Grajales-Nishimura J.M. Murillo-Muñetón G. and Zaghib-Turki D. 2009. The Global Stratotype Section and Point for the base of the Danian stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic): auxiliary sections and correlations. *Episodes*, 32: 84-95.
- Molina E. Alegret L. Arenillas I. Arz J.A. Gallala N. Hardenbol J. von Salis K. Steurbaut E. Vandenberghe N. and Zaghib-Turki D. 2006. The Global Stratotype Section and Point for the base of the Danian stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic) at El Kef, Tunisia - original Definition and revision. *Episodes*, 29: 263-273.
- Molina E. Arenillas I. and Arz J.A. 1998. Mass extinction in planktic foraminifera at the Cretaceous /Tertiary boundary in subtropical and temperate latitudes. *Bulletin de la Société géologique de France*, 169: 351-363.
- Motiei H. 1994. *Geology of Iran: Stratigraphy of Zagros*, Geological Survey of Iran, 536 p. (In Persian).
- Nabavi F. 2008. Nannostratigraphy of Gurpi Formation in Kharameh area (Shiraz) and Kuh-Borkh (South of Lar). Master thesis, Faculty of earth science, Shahid Beheshti University, 165 p. (In Persian).
- Najafpour A. Mahanipour A. and Dastanpour M. 2014. Calcareous Nannofossil biostratigraphy of Late Campanian-Early Maastrichtian sediments in southwest Iran. *Arab Journal Geoscience*, 8: 6037-6046.
- Odin G.S. 2001. The Campanian-Maastrichtian stage boundary: characterisation at Tercis les Bains (France): correlation with Europe and other continents: IUGS Special Publication (monograph) Series 36; *Developments in Palaeontology and Stratigraphy Series 19*, Elsevier Sciences Publ. Amsterdam, 910 p.
- Odin G.S. and Lamaurelle M.A. 2001. The global Campanian-Maastrichtian stage boundary. *Episodes*, 24: 229-237.
- Odin G.S. Hancock J.M. Antonescu E. Bonnemaïson M. Caron M. Cobban W.A. Dhondt A. Gaspard D. Ion J. Jagt J.W.M. Kennedy W.J. Melinte M. Ne'raudeau D. von Salis K. and Ward P.D. 1996. Definition of a Global Boundary Stratotype Section and Point for the Campanian/Maastrichtian boundary. Plateau, DSDP Leg 39 Site 356). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 106: 57-87.
- Hosseini Falehi B. 2006. Lithostratigraphy and Nannostratigraphy of Gurpi Formation in Mongasht anticline section and Kamestan anticline section (Izeh area). Master thesis, Faculty of earth science, Shahid Beheshti University, 195 p. (In Persian).
- Lees J.A. 2002. Calcareous nannofossils biogeography illustrates palaeoclimate change in the Late Cretaceous Indian Ocean. *Cretaceous Research*, 23: 537-634.
- Lees J.A. and Bown P.R. 2005. 'Upper cretaceous calcareous nannofossils biostratigraphy, ODP leg 198 (Shatsky rise northwest Pacific Ocean)'; *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 198: 1-60.
- MacEachern J.A. Pemberton S.G. Gingras M.K. Bann K.L. and Dafoe L.T. 2007. Uses of trace fossils in genetic stratigraphy. P. 110-134. In: Miller, W. (Ed.), *Trace Fossils. Concepts, Problems, and Prospects*. Elsevier, Amsterdam.
- Mai H. Spejer R.P. and Schulte P. 2003. Calcareous index nannofossils (coccoliths) of the earliest Paleocene originated in the late Maastrichtian. *Micropaleontology*, 49 (2): 185-195.
- Manivit H. 1971. *Nannofossiles calcaires du Crétacé français (Aptien- Maestrichtien)*. Essai de Biozonation appuyée sur les stratotypes, Université de Paris.
- Martini E. 1971. 'Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation'; In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., and Perch-Nielsen, K. (Eds.); *Plankton Stratigraphy, Cambridge Earth Sciences Series*; Cambridge Univ. Press, 427- 554.
- Martini E. 1976. Cretaceous to Recent calcareous nannoplankton from the Central Pacific Ocean (DSDP Leg 33). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 33:383-423.
- Martini E. and Worsley E. 1970. Standard Neogene calcareous nannoplankton zonation. *Nature*, 225: 289-290.
- McIntyre A. McIntyre R. 1971. Coccolith concentrations and differential solution in oceanic sediments. In: Funnel, B. M., Riedel, W. R. (Eds.), *The Micropalaeontology of Oceans*. Cambridge University Press, London, 253-261.
- Mehrabani E. and Senemari S. 2010. Biostratigraphy of Gurpi Formation in Sepidan section (NW Shiraz) based on Calcareous Nannofossils. *Journal of Applied Geology*, 2: 134-144. (In Persian).

- consequences for the correlation of late cretaceous Stage Boundaries between the Tethyan and Boreal realms. *Newsletters on stratigraphy*, 47(2): 183-209.
- Rodríguez-Tovar F.J. 2005. Fe-oxide spherules infilling *Thalassinoides* burrows at the Cretaceous-Paleogene (K-P) boundary: evidence of a nearcontemporaneous macrobenthic colonization during the K-P event. *Geology*, 33: 585-588.
- Rodríguez-Tovar F.J. Martínez-Ruiz F. and Bernasconi S.M. 2004. Carbon isotope evidence for the timing of the Cretaceous-Palaeogene macrobenthic colonisation at the Agost section (southeast Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 203: 65-72.
- Rodríguez-Tovar F.J. Uchman A. Molina E. and Monechi S. 2010. Bioturbational redistribution of Danian calcareous nannofossil in the uppermost Maastrichtian across the K-Pg boundary at Bidart, SW France: *Geobios*, 43: 569-579.
- Roth P.H. 1978. Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 44: 731-760.
- Salehi F. 2001. Nannostratigraphy of Gurpi Formation in Type section. Master thesis, Faculty of earth science, Shahid Beheshti University, 188 p. (In Persian).
- Self-Trail J.M. 2001. Biostratigraphic subdivision and correlation of upper Maastrichtian sediments from the Atlantic Coastal Plain and Blake Nose, western Atlantic. In: Kroon, D., Norris, R.D., Klaus, A. (Eds.), *Western North Atlantic Palaeogene and Cretaceous Palaeoceanography*. Geological Society of London Special Publications, London, 183: 93-110.
- Self-Trail J.M. 2002. Trends in late Maastrichtian calcareous nannofossil distribution patterns, Western North Atlantic margin. *Micropaleontology*, 48: 31-52.
- Senemari S. and Azizi M. 2012. Nannostratigraphy of Gurpi formation (cretaceous-tertiary boundary) in Zagros basin, southwestern Iran. *World Applied Sciences Journal* 1, 7(2): 205-210.
- Senemari S. and Sohrabi Molla Usefi M. 2012. Evaluation of Cretaceous-Paleogene boundary based on calcareous nannofossils in section of Pol Dokhtar, Lorestan, southwestern Iran. *Arabian Journal of Science*, 6: 3615-3621.
- Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre 66 (Suppl.): 111-117.
- Parandavar M. Mahanipur A. and Aghanabati A. 2013. Calcareous Nannofossils Biostratigraphy of the late maastrichtian-early Paleocen in the Sheykh-Makan section (NE Kabir-Kuh). *Geosciences*, 23(50): 59-78. (In Persian).
- Perch-Nielsen K. 1972. Remarks on Late Cretaceous to Pleistocene coccoliths from the North Atlantic. In A. S. Laughton, W. A. Berggren, F. Aumento, R. N. Benson, T. W. Bloxam, W. B. Bryan, D. Bukry, L. H. Burckle, J. R. Cann, A. H. Cheetham, A. D. Clarke, T. A. Davies, U. N. P. Franz, E. Hakansson, P. A. Haquebard, J. C. Hopkins, N. P. James, J. A. Jeletsky, G. Kelling, J. K. Langoria, L. F. Musich, H. Nelson, K. Perch-Nielsen, E. A. Pessagno, S. A. J. Pocock, A. S. Ruffman, P. J. C. Ryall, P. A. Sabine, J. E. van Hinte, G. P. Walker, R. B. Whitmarsh, (Eds.) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 12: 1003-1069.
- Perch-Nielsen K. 1979. Calcareous nannofossil zonation at the Cretaceous/Tertiary boundary in Denmark. *Proceedings Cretaceous-Tertiary Boundary Eventssymposium: Copenhagen*, 1: 120-126.
- Perch-Nielsen K. 1981a. New Maastrichtian and Paleocene calcareous nannofossils from Africa, Denmark, the USA and the Atlantic, and some Paleocene lineages. *Eclogae Geol*, 73: 831-863.
- Perch-Nielsen K. 1981b. Les coccolithes du Paleocene pres de El-Kef, Tunisie et leurs ancetres. *Cahiers Micropaleontologies*, 3: 7-23.
- Perch-Nielsen K. 1982. Maastrichtian coccoliths in the Danian: survivors or reworked 'dead bodies'? *Abstracts IAS meeting, Copenhagen*, 122.
- Perch-Nielsen K. 1985. 'Mesozoic Calcareous Nannofossil'; In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., and Perch-Nielsen, K. (Eds.); *Plankton Stratigraphy*. Cambridge Earth Sciences Series; Cambridge Univ. Press, 329 - 426.
- Razmjooei M.J. 2012. Biostratigraphy of Gurpi Formation at the North-East of Kazerun (Shahneshin anticline) based on Calcareous Nannofossils. Master thesis, Faculty of earth science, Shahid Beheshti University, 206 p. (In Persian).
- Razmjooei M.J. Thibault N. Kani A. Mahanipour A. Boussaha M. and Korte C. 2014. Coniacian-Maastrichtian Calcareous nannofossils biostratigraphy and carbon-isotope stratigraphy in the Zagros Basin (Iran):

organic Geochemistry Analysis.
Geosciences, 23(95): 13-22. (In Persian).

- Sina M.A. Aghanabati A. Kani A. and Bahadori A.R. 2011. Biostratigraphy study of Gurpi formation in Poldokhtar section (Kuh-Soltan anticline) based on Calcareous Nannofossils. *Jurnal of Earth Science*, 79: 183-188. (In Persian).
- Sissingh W. 1977. 'Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton'. *Geologie Mijnbouw*, 56: 37-65.
- Tantawy A.A. 2003. 'Calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoecology of the Cretaceous Tertiary transition in the central eastern desert of Egypt'. *Marine Micropaleontology*, 47: 323-356.
- Thibault N. 2016. Calcareous nannofossil biostratigraphy and turnover dynamics in the late Campanian-Maastrichtian of the Tropical South Atlantic. *Revue de micropaleontology*, 59: 57-69.
- Thibault N. and Gardin S. 2006. Maastrichtian calcareous nannofossils biostratigraphy and paleoecology in the Equatorial Atlantic (Demerara Rise, ODP Leg 207 Hole 1258A). *Revue de Micropaléontologie*, 49: 199-214.
- Thibault N. Gardin S. and Galbrun B. 2010. Latitudinal migration of calcareous nannofossils *Micula murus* in the Maastrichtian: Implications for global climate change. *Geology*, 38: 203-206.
- Thibault N. Harlou R. Schovsbo N. Schioler P. Minoletti F. Galbrun B. Lauridsen B. Sheldon E. Stemmerik L. and Surlyk F. 2012. Upper Campanian Maastrichtian nannofossil biostratigraphy and high-resolution carbon-isotope stratigraphy of the Danish Basin: Towards a standard $\delta^{13}C$ curve for the Boreal Realm. *Cretaceous Research*, 33: 72-90.
- Thierstein H.R. 1973. Lower Cretaceous calcareous nannoplankton biostratigraphy. *Abh. Geol. Bundesanst*, 5: 26; 52.
- Varol O. 1989. Palaeocene calcareous nannofossil biostratigraphy. In: Crux, J.A. and van Heck, S.E. (Eds.), *Nannofossils and their applications*. Ellis Horwood, Chichester, 265-310.
- Vaziri Moghaddam H. 2002. Biostratigraphic study of the Ilam and Gurpi formations based on planktonic foraminifera in SE of Shiraz, Iran. *Journal of Sciences*, 13(4): 339-356.
- Zarei E. and Ghasemi-Nejad E. 2015. Palaeoenvironmental study of the Gurpi Formation at Farhadabad section (Northeast of Kabirkuh) based on palynofacies and

