

زیست‌چینه‌نگاری و دیرینه بوم‌شناسی سازند تاربور در ناحیه سمیرم، جنوب غرب اصفهان

رضا عزیزی^۱، امرالله صفری^{۲*}، حسین وزیری مقدم^۳

۱- دانش آموخته کارشناسی ارشد چینه و فسیل‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۳- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

*پست الکترونیک: a.safari901@gmail.com

تاریخ پذیرش: ۹۳/۱۱/۲۹

تاریخ دریافت: ۹۱/۵/۲۳

چکیده

سازند تاربور یک واحد کربناته سرشار از روزن‌داران کفزی بزرگ به سن ماستریشتین است که در حوضه زاگرس نهشته شده است. جهت مطالعه زیست‌چینه‌نگاری و دیرینه بوم‌شناسی این سازند، برشی در فاصله ۵ کیلومتری جنوب غرب سمیرم مورد بررسی قرار گرفته است. این سازند در ناحیه مورد مطالعه با ضخامت ۴۶۲ متر از سنگهای کربناته و آواری تشکیل شده است. مرز زیرین سازند تاربور با واحد آواری قرمز رنگ (S₂) به صورت تدریجی و هم‌شیب و مرز بالایی آن با سازند کشکان هم‌شیب و ناپیوسته است. بر اساس جامعه سنگواره‌ای به دست آمده از سازند تاربور بیوزون *Omphalocyclus-Loftusia-Siderolites calcitrapoides assemblage Zone* (Wynd, 1965) و مؤید سن ماستریشتین می‌باشد. از طرفی با توجه به اندازه‌گیریهای مورفومتریکی و تشخیص گونه‌های شاخص *Loftusia*، *Orbitoides* و *Omphalocyclus* می‌توان سن بیوزون منسوب به سازند تاربور را در برش مذکور به صورت دقیق‌تر به ماستریشتین پسین نسبت داد. با توجه به نوع فونا و موقعیت قرارگیری این منطقه در زمان مذکور در عرضهای جغرافیایی پایین می‌توان تجمعات کلروزوئن - کلروآلگال را برای سازند تاربور در این برش در نظر گرفت. پراکندگی تجمعات فورامول ممکن است ناشی از افزایش ورود مواد مغذی و متأثر از روان‌آبهای سطحی باشد.

واژه‌های کلیدی: زیست‌چینه‌نگاری؛ سازند تاربور؛ سمیرم؛ روزن‌داران؛ رودیست؛ ماستریشتین.

مقدمه

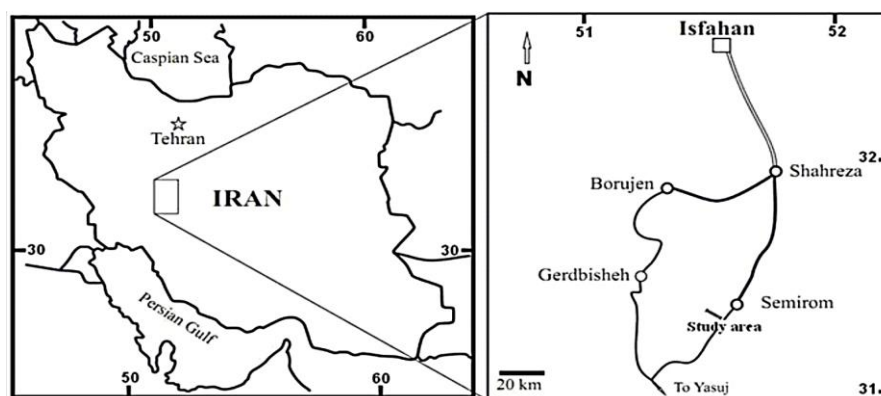
مناطق جنوب غربی تبدیل به سنگ آهک‌های نازک لایه می‌شود. این واحد در نهایت به رخساره شیلی سازند گورپی تغییر رخساره می‌دهد (مطیعی، ۱۳۷۲). سازند تاربور در

سازند تاربور عمدتاً به عنوان یک واحد کربناته سرشار از رودیست، مرجان و روزن‌داران کفزی شناخته می‌شود که در فارس داخلی و ارتفاعات زاگرس توسعه یافته و به سمت

2010، *al.*؛ خزاعی، ۱۳۸۹؛ مغفوری مقدم، ۱۳۸۹؛ وزیری مقدم و همکاران، ۱۳۸۹).

مطالعه فسیلها در شناسایی محیطهای رسوبی، دیرینه بوم شناسی، تطابق لایه‌ها و تعیین حدود طبقات آنها از یکدیگر بسیار مفید می‌باشد. مطالعه فسیلها از نظر فیلوژنی و فرگشت نیز حایز اهمیت فراوانی است و روابطی که میان این موجودات و محیط زیست آنها در گذشته وجود داشته دیرینه بوم شناسی آنها را مشخص می‌کند. دیرینه بوم شناسی اغلب بر پایه مطالعه میکروفسیلها بنا شده است. بدین منظور تأثیر حرارت، عمق و ترکیب شیمیایی محیط در توزیع و گسترش انواع این موجودات در عهد حاضر بررسی و با دورانهای گذشته مقایسه و تطبیق داده می‌شود. هدف این پژوهش، مطالعه زیست چینه نگاری و دیرینه بوم شناسی سازند تاربور در ناحیه سمیرم واقع در جنوب غرب اصفهان بر اساس محتوای فسیلی، به ویژه روزن‌داران می‌باشد.

برش مورد مطالعه در ۵ کیلومتری جنوب غربی شهر سمیرم با مختصات جغرافیایی $32^{\circ} 01' 51''$ طول شرقی و $48^{\circ} 22' 31''$ عرض شمالی قرار دارد (شکل ۱).



شکل ۱: نقشه موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه (برگرفته از اطلس راههای ایران در مقیاس ۱/۸۰۰۰۰۰)

میانی - پسین قرار دارد (وزیری مقدم و همکاران، ۱۳۸۹) و مرز بالایی آن با سازند کشکان هم شیب و ناپیوسته است (شکل ۲).

در این میان عمده مطالعات فسیل شناسی انجام شده بر روی

منطقه سمیرم در خاور رشته کوههای زاگرس، در ناحیه فارس داخلی از منطقه زاگرس مرتفع واقع شده است.

ستون چینه شناسی سازند تاربور برای اولین بار در محل برش الگو با مقیاس ۱:۱۰۰۰ توسط Farshadfar *et al.* (1960) (در نوشته امیری بختیار، ۱۳۸۶) تهیه شده است. سپس James & Wynd (1965) این سازند را در کوه گدوان که اغلب از سنگ آهکهای توده‌ای، صخره‌ای و گاهی انیدریتی دارای صدفهای نرم‌تنان و با سن کامپانین تا ماستریشتین تشکیل شده است، مطالعه و ضخامت ۵۲۷ متری آن را به عنوان برش نمونه انتخاب کرده‌اند. طی سالهای متمادی و در مناطق مختلف این سازند بیشتر از دیدگاه چینه نگاری و فسیل شناسی مورد بررسی قرار گرفته است (کلانتری، ۱۳۷۱؛ حسینی مرندی، ۱۳۷۳؛ بلوچستانی، ۱۳۷۴؛ نجفی، ۱۳۷۶؛ عسکری پیربلوطی، ۱۳۷۷؛ افقه، ۱۳۸۱؛ رشیدی، ۱۳۸۱؛ خسروتهرانی و افقه، ۱۳۸۳؛ صفری، ۱۳۸۴؛ طبائی و همکاران، ۱۳۸۴؛ مغفوری مقدم، ۱۳۸۴؛ بامداد، ۱۳۸۶؛ امیری بختیار، ۱۳۸۶؛ عیبات، ۱۳۸۶؛ شهریاری گرائی، ۱۳۸۸؛ Maghfouri-Moghadam *et al.*, 2009؛ دانشیان و همکاران، ۱۳۸۹؛ خزاعی و همکاران، ۱۳۸۸؛ Khzaei *et al.*

سازند تاربور در این برش با تناوبی از سنگهای کربناته و آواری به ضخامت ۴۶۲ تشکیل شده است. مرز زیرین این سازند در ناحیه سمیرم به صورت تدریجی و هم شیب بر روی واحد آواری قرمز رنگ (واحد S₂) به سن ماستریشتین

Alegret (2001) و نمونه‌های کفزی بزرگ همچون *Loftusia* و *Omphalocyclus* به ترتیب بر اساس مکاتبات و مقالات منتشر شده گورمُر از دانشگاه آنکارا و اُزکان از دانشگاه صنعتی استانبول ترکیه نامگذاری شده است.

بحث

بررسی محتوای فونی سازند تاربور در برش سمیرم بیانگر فراوانی و تنوع گونه‌ای بالایی در برخی از موجودات نظیر روزن‌داران کفزی بزرگ همچون *Loftusia* و *Omphalocyclus* است، در حالی که *Orbitoides* حضور کمتری دارد. از این رو به معرفی روزن‌داران کفزی بزرگ در سازند تاربور پرداخته می‌شود. جنس و گونه‌های روزن‌داران کفزی شناسایی شده در نهشته‌های سازند تاربور در برش سمیرم عبارتند از:

Omphalocyclus sp., *Omphalocyclus macroporus*, *Omphalocyclus cideensis*, *Omphalocyclus anatoliensis*, *Pseudomphalocyclus blumenthali*, *Loftusia* sp., *Loftusia coxi*, *Loftusia persica*, *Loftusia harrisoni*, *Loftusia minor*, *Loftusia elangata*, *Loftusia morgani*, *Antalya korayi*, *Monolepidorbis* sp., *Monolepidorbis douvillei*, *Laffitina* sp., *Biconcava* sp., *Minoxia* sp., *Minouxia conica*, *Dicyclinasp.*, *Broeckinella arabica*, *Cuneolina* sp., *Coskinolina* sp., *Elphidiella* sp., *Elphidiella multiscissurata*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Dictyoconus* sp., *Rotalia* sp., *Rotalia skourensis*, *Broeckinella* sp., *Siderolites* sp., *Siderolites calcitrapoides*, *Sirtina* sp., *Sirtina orbitoidiformis*, *Lepidorbitoides* sp., *Lepidorbitoides minor*, *Lepidorbitoides socialis*, *Orbitoides* sp., *Orbitoides gruenbachensis*, *Orbitoides megaliformis*, *Orbitoides apiculata*, *Nezzazata* sp., *Nezzazata conica*, *Nezzazata simplex*, *Nezzazatinella picardi*, *Pseudedomia* sp., *Pseudolituonella reicheli*, *Nummofallotia cretacea*, *Murgeina apula*, *Idalina antique*, *textularids*, *Quinqueloculina* sp.

مقاطع نازک میکروسکوپی صورت گرفته و نمونه‌های ایزوله به ویژه جنس *Loftusia* که بی‌شک مهم‌ترین میکروفسیل از روزن‌داران غالب در این توالیها محسوب می‌شود کمتر مورد مطالعه قرار گرفته است. لذا در این پژوهش علاوه بر شناسایی میکروفسیلها در مقاطع نازک میکروسکوپی، روزن‌داران بزرگ نظیر *Loftusia* و *Orbitoides* و *Omphalocyclus* نیز بر اساس ویژگیهای مورفومتریک بررسی و با نمونه‌های گزارش شده از این زمان در تیسس مورد مطابقت قرار گرفته‌اند.



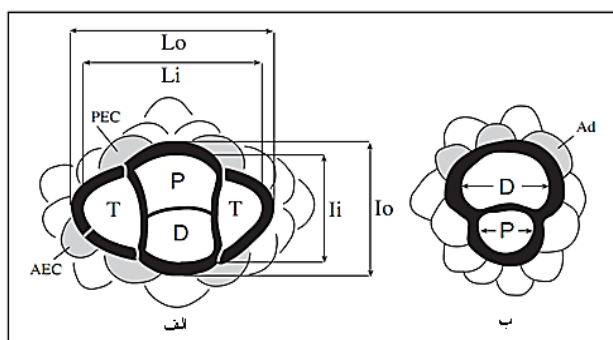
شکل ۲: نمایی از برش چینه شناسی سازند تاربور در برش سمیرم

روش مطالعه

پس از مطالعات صحرایی و با استفاده از نقشه تهیه شده از منطقه (علوی، ۱۳۷۵) برش چینه شناسی مناسبی از سازند تاربور در ناحیه سمیرم انتخاب و با نمونه برداری و استفاده از روش رخساره‌ای - سیستماتیک بیش از ۱۱۰ نمونه برداشت شد و از آنها مقطع نازک تهیه شد. علاوه بر این تعدادی از نمونه‌های ایزوله از *Loftusia* نیز به طور سیستماتیک برداشت گردید. سپس مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک تهیه شده، اندازه گیریهای مورفومتریک و آماری بر روی برخی از نمونه‌های فسیلی نظیر *Loftusia* و *Omphalocyclus* و *Orbitoides* انجام گرفت. جهت شناسایی محتوای فسیلی سازند تاربور از منابعی نظیر Loblich & Tappan (1998)، Meriç et al. (2001) و Özcan (2007) و برای شناسایی گونه‌های کفزی ریز از منابع چون Widmark (1997) و

جدول ۱: اصطلاحات مورفومتریک (Van Hinte, 1965; Baumfalk, 1986)

اصطلاحات	توضیحات
Li	قطر بزرگ حجره جنینی بدون ضخامت دیواره
Lo	قطر بزرگ حجره جنینی با ضخامت دیواره
Ii	قطر حجره جنینی بدون ضخامت دیواره و عمود بر Li
Io	قطر حجره جنینی با ضخامت دیواره و عمود بر Lo
Li + Ii	اندازه حجره جنینی
PEC	چمبرلتهای اپی امبریونیک اولیه
AEC	چمبرلتهای اپی امبریونیک فرعی
E = (AEC + PEC)	تعداد کل چمبرلتهای اپی امبریونیک
P	پروتوکونک
D	دوتروکونک
T	تریوکونک تنها در جنسهای <i>Orbitoides</i> و <i>Omphalocyclus</i>
Ad	تعداد چمبرلتهای به وجود آمده از دوتروکونک در <i>Lepidorbitoides</i>



شکل ۳: تصویر شماتیک از حجره جنینی اُریبتوئیدفرم و ویژگیهای مورفومتریک توضیح داده شده در جدول ۱؛ الف) در جنسهای *Orbitoides* و *Omphalocyclus* مگالوسفریک؛ ب) در جنس *Lepidorbitoides* (Özcan, 2007).

جدول ۲: داده‌های مورفومتریک لازم برای تفکیک گونه‌های *Orbitoides* در کرتاسه پسین (با اندکی تغییرات از Görmüs, 1998).

Species	Li+Ii	E
<i>Orbitoides apiculata</i>	>1000	>11?
<i>Orbitoides gruenbachensis</i>	1000 - 750	6.5-11?
<i>Orbitoides megaliformis</i>	750-600	5-8
<i>Orbitoides media</i>	600-500	4-5.5
<i>Orbitoides tissoti</i>	500-400	3.9-4

Omphalocyclus

جنس *Omphalocyclus* را در مقایسه با دیگر روزندان اُریبتوئیدفرم کرتاسه پسین، تنها می‌توان بر اساس

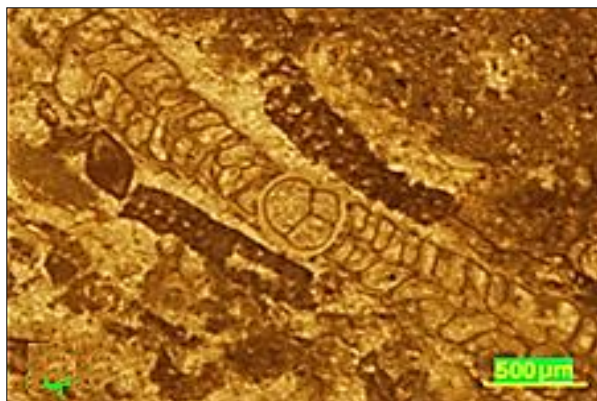
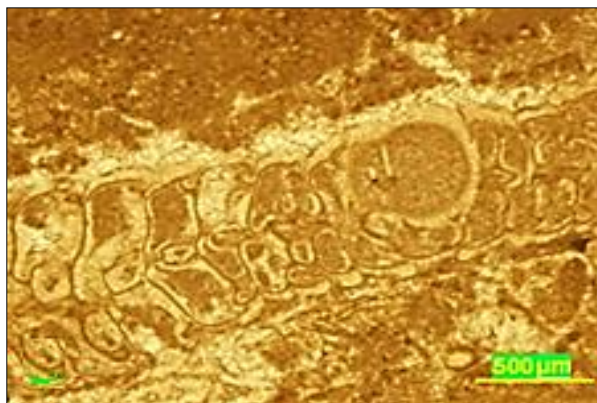
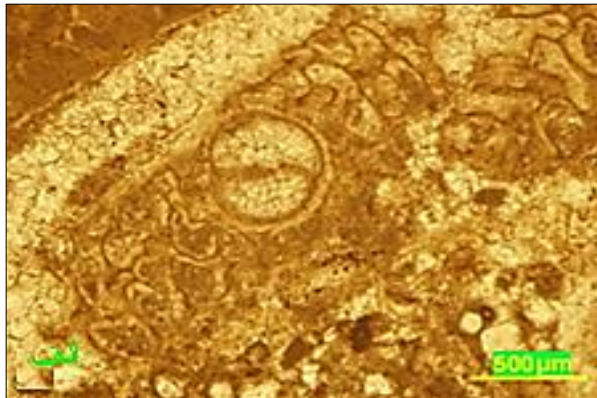
مهمترین روزندان داران کفزی سازند تاربور در برش مورد مطالعه شامل جنس‌هایی از خانواده اُریبتوئیدیده نظیر *Monolepidorbis*, *Orbitoides*, *Lepidorbitoides*, *Omphalocyclus*, *Pseudomphalocyclus* و *Loftusia* است. نظر به اهمیت جنس‌های *Orbitoides*, *Omphalocyclus* و *Loftusia* در سازند تاربور، به توضیح مختصری از این سه جنس پرداخته می‌شود:

Orbitoides

این جنس از روزندان شاخص دریای تتیس بوده و در بخش‌های پایینی منطقه نفوذ نور زیست می‌کرده است (Hottinger, 1983, 1997; Moro et al., 2002; Görmüs, 1998). (Abramovich et al., 2002) معتقد به بررسی مورفومتریک حجره جنینی جهت مطالعه سیستماتیک گونه‌های *Orbitoides* می‌باشد. در این رابطه از اصطلاحات معرفی شده توسط Van Hinte (1965) و Baumfalk (1986) که برای مطالعه جنس *Orbitoides* ارائه شده، استفاده می‌شود (جدول ۱). در شکل ۳، تصویر شماتیکی از حجره جنینی آنها و ریخت‌شناسی آنها آورده شده است.

عمده مطالعات برای تفکیک گونه‌های جنس *Orbitoides* (Görmüs, 1998)، با توجه به اندازه حجره جنینی (Li+Ii) و گاهی در کنار آن تعداد چمبرلتهای اپی امبریونیک (E) صورت می‌گیرد (جدول ۲). *Orbitoides* در ماستریشترین پسین دارای گونه *Orbitoides apiculata* است. بر این اساس و با انجام اندازه‌گیریهای مورفومتریک بر روی تعدادی از نمونه‌های مناسب به دست آمده در منطقه مورد مطالعه و مقایسه آنها با داده‌های ارائه شده (شکل ۴)، می‌توان نمونه‌های یافت شده در سازند تاربور از این ناحیه را به سه گونه *Orbitoides apiculata*, *Orbitoides megaliformis* و *Orbitoides gruenbachensis* نسبت داد (جدول ۲).

پروتوکونک و دوتروکونک نسبت به هم ممکن است به صورت‌های کمان باز، کمان باریک و یا جناغی دیده شوند (شکل ۵). بنابراین این تنوع در حجره جنینی در مقاطع محوری را نمی‌توان ناشی از تفریق گونه‌ای دانسته و به عنوان گونه‌های جدید در نظر گرفت (Meriç, 1967).

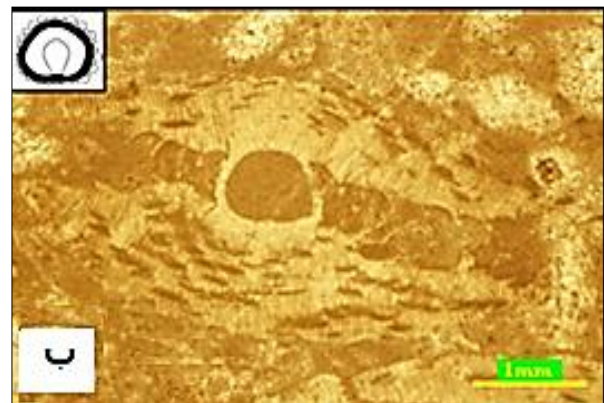
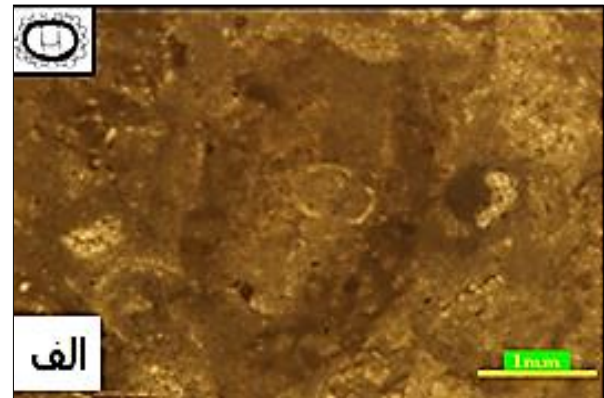


شکل ۵: انواع حالت‌های ناشی از نوع برش محوری در *Omphalocyclus* دو حجره‌ای؛ الف) *Omphalocyclus* sp., open arch؛ ب) *Omphalocyclus* sp., narrow arch

ساختارهای اصلی *Omphalocyclus* برای مطالعات مورفومتریک معمولاً در مقاطع استوایی تهیه شده از

جدول ۳: داده‌های مورفومتریک از نمونه‌های *Orbitoides* به دست آمده از برش سمیرم

Sample	Number	Li+li mean	species
T ₃₈	2	950	<i>Orbitoides gruenbachensis</i>
T ₄₀	1	1250	<i>Orbitoides apiculata</i>
T ₄₂	2	1150	<i>Orbitoides apiculata</i>
T ₃₅	1	745	<i>Orbitoides megaliformis</i>
T ₄₇	1	1175	<i>Orbitoides apiculata</i>



شکل ۴: نمایی از *Orbitoides* سازند تارپور در برش سمیرم؛ الف) *Orbitoides gruenbachensis*؛ ب) *Orbitoides apiculata*

ریخت شناسی پوسته و ترتیب آرایش حجره جنینی که در مقاطع استوایی و محوری قابل مشاهده است، بررسی و مطالعه کرد. Meriç (1967) معتقد است که وضعیت دو، سه و چهار قسمتی حجره جنینی ممکن است بر اساس نوع برش و به طور اتفاقی رخ داده باشد و از این جهت معرفی یک گونه جدید بر اساس ترتیب شکل شناسی حجره جنینی اشتباه است. در مقاطع محوری به دلیل حالت‌های مختلف قرارگیری صفحه مقطع‌گیری، حجره جنینی شکل‌های متنوعی دارد و ممکن است به صورت‌های دو، سه و یا تک حجره‌ای دیده شود. در انواع دو حجره‌ای، دیواره بین

برش سمیرم با داده‌های ایشان، معرفی گردیده است (شکل ۶).

جدول ۴: داده‌های مورفومتریک از نمونه‌های *Omphalocyclus* به دست آمده از برش سمیرم (جنوب غرب اصفهان)

Sample	Number	Li+Ii mean	Species
T ₂₂	3	545	<i>Omphalocyclus cideensis</i>
T ₃₆	1	555	<i>Omphalocyclus cideensis</i>
T ₅₈	3	500	<i>Omphalocyclus cideensis</i>
T ₆₉	3	550	<i>Omphalocyclus cideensis</i>
T ₅₂	2	310	<i>Omphalocyclus anatoliensis</i>
T ₆₇	2	405	<i>Omphalocyclus anatoliensis</i>
T ₇₅	3	255	<i>Omphalocyclus anatoliensis</i>
T ₅₄	9	680	<i>Omphalocyclus macroporus</i>
T ₆₃	2	1100	<i>Omphalocyclus macroporus</i>
T ₇₆	2	1250	<i>Omphalocyclus macroporus</i>
T ₈₅	3	835	<i>Omphalocyclus macroporus</i>
T ₉₃	4	890	<i>Omphalocyclus macroporus</i>
T ₉₆	7	750	<i>Omphalocyclus macroporus</i>
T ₉₈	5	785	<i>Omphalocyclus macroporus</i>

جدول ۵: داده‌های مورفومتریک جنس *Omphalocyclus* از حوضه تتیس مدیترانه (Özcan, 2007)

Species	mean E	Li + Ii mean	Description
<i>Omphalocyclus anatoliensis</i>	۴-۳	۴۸۰ >	حجره جنینی سه تایی و کوچک، PEC ۲ تا ۴ عدد، فاقد AEC، نامتقارن، چمبرلتهای استوایی باریک و کمانی، $Li+Ii > 165$ ، پوسته کوچکتر از ۳ میلی متر
<i>Omphalocyclus cideensis</i>	۴ <	۴۸۰-۶۶۰	حجره جنینی عمدتاً سه تایی، PEC ۳ تا ۴ عدد، تقریباً ۱ تا ۳ AEC، چمبرلتهای استوایی به طور شاخص کمانی و در بخش حاشیه‌ای کشیده‌اند؛ پوسته کوچک تا متوسط
<i>Omphalocyclus macroporus</i>	۴ <	۶۶۰ <	حجره جنینی کاملاً سه تایی، دو بخش T کاملاً برابر، $Li+Ii > 1100$ ، PEC ۴ عدد، در بعضی نمونه‌ها ۱ تا ۲ AEC، چمبرلتهای استوایی در مراحل اولیه کمانی و در بخشهای پیرامونی از طول کشیده‌اند؛ پوسته بزرگ و ضخیم که از نمای بیرونی کاملاً مقعرالطرفین است.

نمونه‌های ایزوله بررسی می‌شود و در این رابطه از اصطلاحات معرفی شده توسط Van Hinte (1965) و Baumfalk (1986) که برای مطالعه جنس *Orbitoides* ارائه شده بود، استفاده می‌شود (شکل ۳ و جدول ۱).

از دیگر عوامل در بررسی روند تکاملی *Omphalocyclus* می‌توان به ابعاد پوسته و ضخامت دیواره حجره جنینی نیز اشاره کرد. باید توجه داشت که عمده مطالعات بر روی روند تکاملی *Omphalocyclus* با توجه به اندازه حجره جنینی (Li+Ii) و گاهی در کنار آن تعداد چمبرلتهای اپی‌امبریونیک (E) صورت می‌گیرد که تا حدود خوبی تغییرات در توالیهای جمعیتی را نشان می‌دهد.

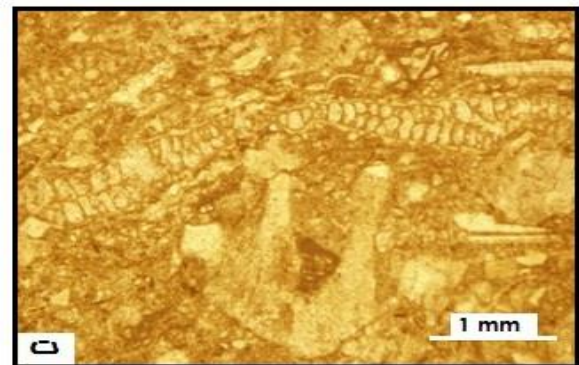
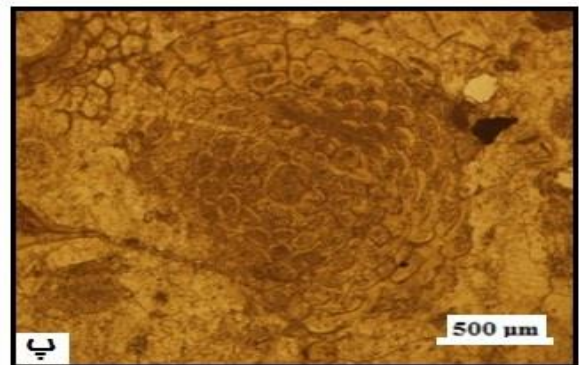
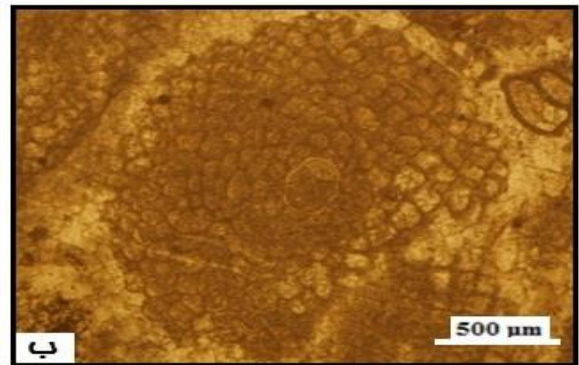
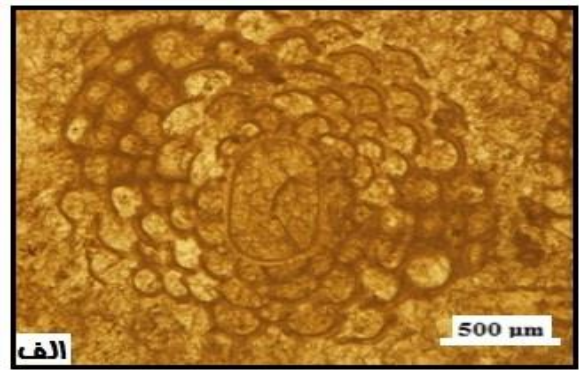
با انجام اندازه‌گیریهای مورفومتریک بر روی تعدادی از نمونه‌های مناسب به دست آمده در منطقه مورد مطالعه (جدول ۴) و مقایسه آنها با داده‌های ارائه شده از تتیس مدیترانه (جدول ۵) می‌توان نمونه‌های یافت شده در سازند تارپور در این ناحیه را به سه گونه *Omphalocyclus cideensis*، *Omphalocyclus anatoliensis* و *Omphalocyclus macroporus* نسبت داد که در این میان گونه‌های *Omphalocyclus anatoliensis* و *Omphalocyclus cideensis* به صورت سیستماتیک (جدولهای ۴ و ۵) گزارش می‌شود، به علاوه این که گونه مشهور *Omphalocyclus macroporus* که در بسیاری از گزارشات پیشین و در برش محوری تحت این نام گزارش شده است، در این پژوهش به طور سیستماتیک (جدولهای ۴ و ۵) مورد بازبینی قرار گرفت. لازم به ذکر است که گونه‌های معرفی شده تنها از طریق اندازه‌گیری ویژگیهای خاص حجره جنینی قابل تفکیک می‌باشند، اما از نظر ظاهری می‌توانند مشابه یکدیگر باشند. این دو گونه برای اولین بار در جهان توسط Özcan (2007) از توالی کرتاسه بالایی ترکیه معرفی شده است که در این تحقیق بر اساس مقایسه داده‌های مورفومتریک نمونه‌های به دست آمده از

بر اساس مقایسه آنها با داده‌های ارائه شده توسط Meriç & Görmüş (2001) از سرتاسر جهان (جدول ۶) به شناسایی گونه‌ها پرداخته شود.

جدول ۶: داده‌های مورفومتریک ارائه شده برای تفکیک گونه‌های *Loftusia* (Meriç & Görmüş, 2001)

Species	i (mm)	d (mm)	d/i	nw
<i>Loftusia baykali</i>	2.75-6.0	1.6-3.0	1/1.6	2-3
<i>Loftusia coxi</i>	6.1	3.3	1/2?	3
<i>Loftusia elongata</i>	12.0-118.0 55.5	5.6-33.0 12.3	1/3.5-1/9.2 1/4.5	7-18
<i>Loftusia harrisoni</i>	1.6-5.5 3.2	1.53-5.0 3.2	1/1.92-1/1.07 1/1.2 1/1.23	1.5-3
<i>Loftusia kahtaensis</i>	5.7-17.0	3.1-7.3	1/2.2-1/2.7	5-8
<i>Loftusia minor</i> (B)	10.3-23.4 15.08	2.15-6.5 3.63	1/3.34-1/5.4 1/4.6	7-9
<i>Loftusia minor</i> (A)	2.0-7.5 5.96	0.9-2.9 2.15	1/2.16-1/3.4- 1/2.79	2-4
<i>Loftusia persica</i>	23.7-80.0 68	9.2-35.0 25.5	1/3.3-1/1.8 1/2.7	30
<i>Loftusia turcica</i> (B)	18.3-62.0 48.8	3.5-8.6 6.08	1/7	5-10
<i>Loftusia turcica</i> (A)	5.2-9.8 6.7	1.4-2.7 1.87	1/3.6	2.5

جنس *Loftusia* در برش سمیرم، متأثر از فلیشهای امیران و واحدهای آواری زیرین، هم به لحاظ اندازه، هم به لحاظ نوع ترکیب پوسته و هم گونه‌ها، تنوع و گستردگی بالایی دارد که حاکی از شرایط زیستی مناسب برای *Loftusia* در این برش است. همچنین تنوع گونه‌ای در جنس *Loftusia* در این برش از پایین به بالای سازند سیر فزاینده‌ای را نشان می‌دهد. از این رو ویژگیهای مورفومتریک جنس *Loftusia* در برش سمیرم هم در فرمهای ایزوله و هم در مقاطع نازک مطالعه شده‌اند. به این منظور نمونه‌های ایزوله پس از جداسازی از سنگ و شست‌وشو، اندازه‌گیری شده و سپس مقاطع طولی از آنها تهیه شد تا ساختمان داخلی و تعداد دوره‌های پیچش نیز بررسی گردد. با انجام اندازه‌گیریهای مورفومتریک بر روی تعدادی از نمونه‌های مناسب به دست آمده از منطقه مورد مطالعه و مقایسه آنها با داده‌های ارائه



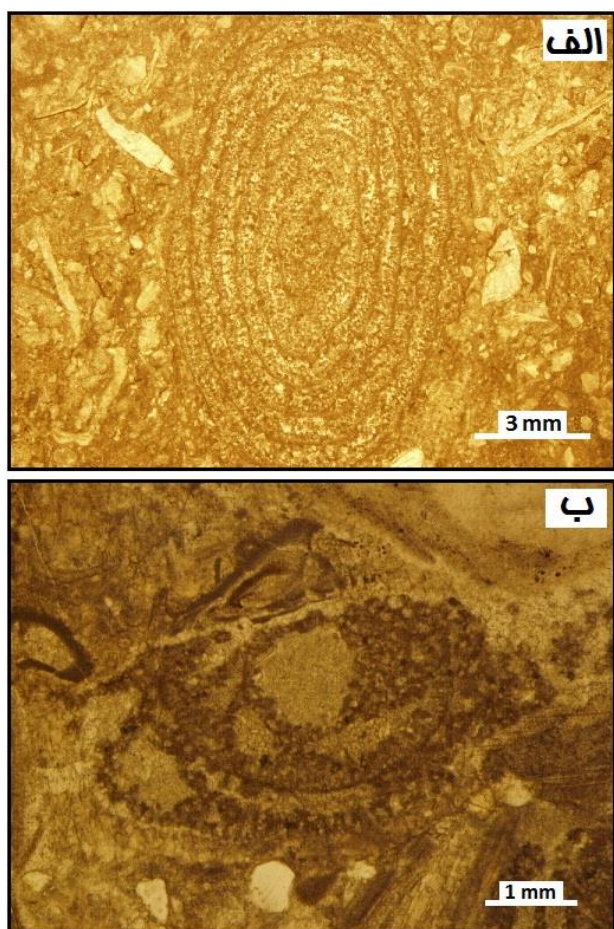
شکل ۶: نمایی از *Omphalocyclus* سازند تاربور در برش سمیرم؛ (الف) *Omphalocyclus macroporus*; (ب) *Omphalocyclus cideensis*; (پ) *Omphalocyclus anatoliensis*; (ت) *Omphalocyclus* sp.

Loftusia

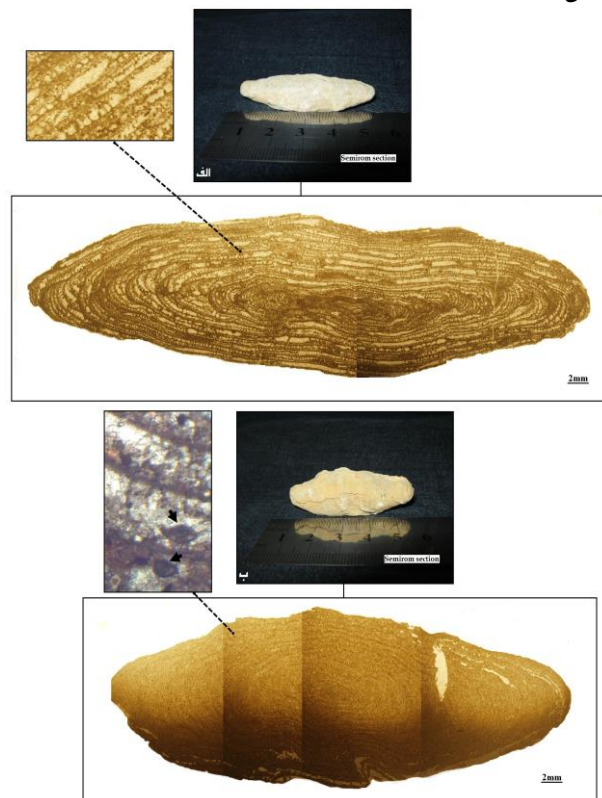
در این پژوهش تلاش شده است بر اساس مورفومتریک نمونه‌های ایزوله *Loftusia* به دست آمده از برش سمیرم و

شده توسط Meriç *et al.* (2001)، می توان نمونه های ایزوله یافت شده از سازند تارپور را به گونه های *Loftusia minor* (B)، *Loftusia persica*، *Loftusia morgani*، *Loftusia turcica* (B) و *elongate* نسبت داد (جدول ۷ و شکل ۷).

شکل ۸: برخی از گونه های *Loftusia* شناسایی شده از برش سمیرم در مقاطع نازک که داده های مورفومتریک آنها در جدول ۸ آمده است. الف) *Loftusia kahtaensis*، ب) *Loftusia baykali*



جدول ۷: اندازه گیریهای مورفومتریک بر روی تعدادی از نمونه های *Loftusia* مناسب به دست آمده از منطقه مورد مطالعه؛ الف) *Loftusia elongata*، ب) *Loftusia persica*



جدول ۸: برخی از گونه های *Loftusia* شناسایی شده از برش سمیرم در مقاطع نازک که داده های مورفومتریک آنها در جدول ۸ آمده است. الف) *Loftusia kahtaensis*، ب) *Loftusia baykali*

جدول ۷: داده های مورفومتریک از نمونه های جمع آوری شده گونه های *Loftusia* از برش سمیرم؛ (*L قطر بزرگ (طول)؛ D قطر کوچک و عمود بر L، L/D نسبت طول/قطر؛ Tours تعداد دورهای پیچش

در میان میکروفسیلهای شناسایی شده، گونه های *Loftusia kahtaensis*، *Loftusia turcica* (B)، *morgani*، *Loftusia baykali* می توانند مؤید سن ماستریشتین پسین برای نهشته های مورد مطالعه باشند (جدول ۹). نکات قابل توجهی در پخش و پراکندگی *Loftusia* در ایران و وجود یا

Species	Tours	D/L	D (mm)	L (mm)	Sample
<i>Loftusia baykali</i>	2	0.615	1.6	2.6	T ₃₅
<i>Loftusia minor</i> (A)	4	0.28	1.6	5.6	T ₄₀
<i>Loftusia coxi</i>	3	0.703	1.9	2.7	T ₃₈
<i>Loftusia harrisoni</i>	2	0.576	1.5	2.6	T ₃₆
<i>Loftusiakahtaensis</i>	5	0.598	6.1	10.2	T ₅₈

Species	*Tours	*L/D	D (mm)	L (mm)	Sample
<i>Loftusia minor</i> (B)	9	4	11.3	46.2	T ₄₈
<i>Loftusia elongata</i>	7	5.3	5.1	27	T ₄₉
<i>Loftusia minor</i> (B)	9	3.9	10.8	42.8	T ₅₀
<i>Loftusia elongata</i>	8	5.7	5.5	31.4	T ₅₁
<i>Loftusia persica</i>	12	3.2	19.4	62.3	T ₆₅
<i>Loftusia persica</i>	12	3.1	18.9	59.7	T ₇₂
<i>Loftusia persica</i>	14	2.9	24.2	71.3	T ₇₆
<i>Loftusia persica</i>	13	2.9	25.1	74.6	T ₁₀₁

در مقاطع نازک نیز گونه های *Loftusia minor* (A)، *Loftusia baykali*، *Loftusia harrisoni*، *Loftusia baykali*

در مقاطع نازک نیز گونه های *Loftusia minor* (A)، *Loftusia baykali*، *Loftusia harrisoni*، *Loftusia baykali*

زاگرس نشده است که می تواند نشان دهنده ارتباط زاگرس با دیگر مناطق نئوتتیس جنوبی و عدم ارتباط آن با دیگر مناطق ایران، مانند ایران مرکزی و البرز باشد. به احتمال قوی بالا آمدگی بخشهایی از زاگرس مرتفع در کرتاسه پسین عامل این جدایی بوده است.

نبود آنها در برخی نواحی وجود دارد (Maghfouri- et al., 2009; Moghadam et al., 2011; Rajabi et al., 2011). مثلاً *Loftusia minor* که از دیگر بخشهای نئوتتیس مانند جنوب ترکیه و عمان گزارش شده (Meriç et al., 2001)، به عقیده مغفوری مقدم (۱۳۸۹)، تاکنون در ایران به جز از حوضه

جدول ۹: پخش و پراکندگی زمانی گونه‌های روزن‌داران کفزی شاخص به دست آمده از برش سمیرم (Meriç & Görmüş, 2001)

CRETACEOUS			SPECIES
MAASTRICHTIAN			
LOWER	MIDDLE	UPPER	
			<i>Loftusia baykali</i> Meriç, 1965
		--	<i>Loftusia elongata</i> Cox, 1937
			<i>Loftusia morgani</i> Douvillé, 1904
		--	<i>Loftusia coxi</i> Henson, 1948
			<i>Loftusia turcica</i> (B & A) Meriç & Avşar, 1992
	--		<i>Loftusia harrisoni</i> Cox, 1937
			<i>Loftusia kahtaensis</i> Meriç, 1976
		-	<i>Loftusia minor</i> (B & A) Cox, 1937
			<i>Loftusia persica</i> Brady, 1869
			<i>Orbitoides apiculata</i> Schlumberger, 1901
			<i>Orbitoides gruenbachensis</i> Papp, 1955
			<i>Orbitoides megaliformis</i> Papp & Kupper, 1953
	-		<i>Omphalocyclus macroporus</i> (Lamarck, 1816)
			<i>Lepidorbitoides socialis</i> (Leymerie, 1851)
			<i>Siderolites calcitrapoides</i> Lamarck, 1801

Lepidorbitoides, (*Omphalocyclus macroporus*) *Orbitoides* و (*Lepidorbitoides socialis*) *Orbitoides* در این برش، و به استناد پراکندگی این گونه‌ها در ماستریشتین پسین منطقه تیتس (جدول ۹)، می‌توان سن بیوزون منسوب به سازند تاربور را در برش مذکور به صورت دقیق‌تر به ماستریشتین پسین نسبت داد (Özcan & Özcan, 1999; Meriç et al., 2001; Özkan-Altiner, 2007).

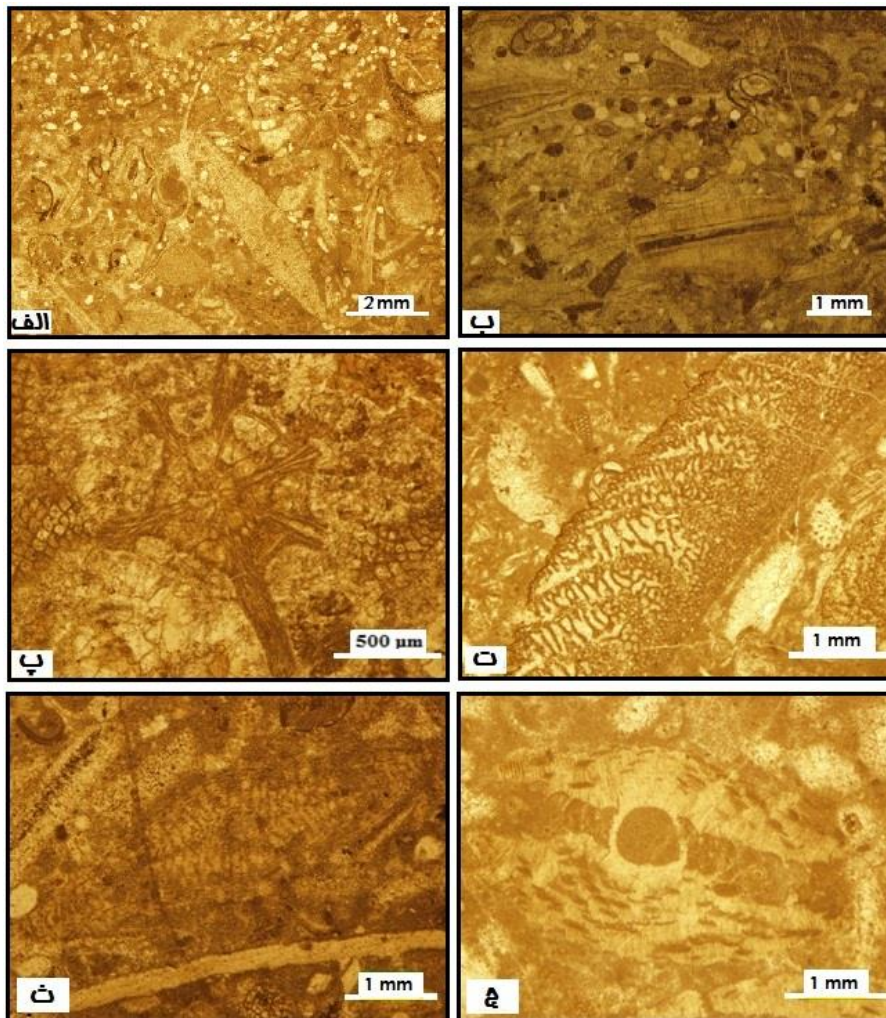
بررسی دیرینه بوم شناسی فونای سازند تاربور

در این پژوهش با استفاده از محتوای فسیلی سازند تاربور، تأثیر عوامل مختلف محیطی نظیر میزان مواد مغذی، اکسیژن،

در توالی مورد مطالعه ۵۱ جنس و ۴۳ گونه از روزن‌داران و غیرروزن‌داران شناسایی گردید که پخش و پراکندگی آنها در شکل ۹ نمایش داده شده است. بر مبنای جنس و گونه‌های روزن‌داران کفزی شناسایی شده می‌توان بیوزون *Omphalocyclus - Loftusia - Siderolites* را برای واحدهای آواری - کربناته سازند تاربور در برش سمیرم معرفی کرد که قابل انطباق با بیوزون شماره ۳۷ (Wynd, 1965) و مؤید محدوده سنی ماستریشتین می‌باشد (شکل ۹). از طرفی با توجه به تشخیص و فراوانی گونه‌های شاخص *Loftusia* (*Loftusia persica* (B), *Loftusia morgani*) *Omphalocyclus*, *Loftusia baykali*

الیگوتروفی می‌زیسته‌اند، اما به دلیل ورود رسوبات تخریبی، مواد غذایی زیاد شده و به تدریج شرایط به یوتروفی تغییر کرده و آنها ناپدید شده‌اند (شکل‌های ۱۰ الف - ب) (Hottinger, 1997). از این رو شرایط مساعد زیستی، برای ایجاد محتوای فسیلی سازند تاربور در برش سمیرم را می‌توان به بالارفتن سطح مواد غذایی یعنی ایجاد شرایط یوتروفیک در حوضه نسبت داد (شکل ۱۳).

چگونگی و نرخ ورود مواد غذایی یکی از مهمترین عوامل تنظیم‌کننده فراوانی روزن‌داران کفزی در سازند تاربور است به طوری که در بخش‌های ابتدایی سازند تاربور (در واحد T₁) به سبب ورود مواد آواری، فونهای با صدف کشیده نظیر اربیتوئیدیده (*Lepidorbitoides scialis*) حذف شده و در مقابل به تدریج رودیستها به بیشترین فراوانی خود می‌رسند که دلیل آن این است که فونهای اربیتوئیدیده دارای همزیست جلبکی بوده و در شرایط



شکل ۱۰: برخی روزن‌داران کفزی شاخص سازند تاربور در برش سمیرم اصفهان؛ الف) *Lepidorbitoides cf. socialis* (ب) *Rudistdebris* (پ) *Siderolites calcitrapoides* (ت) *Dicyclina schlumbergeri* (ث) *Lepidorbitoides socialis* (ج) *Orbitoides apiculata*

میزان اکسیژن

کفزی با اکسیژن و مواد غذایی نشان داده شده است (شکل ۱۱) (Jorissen et al., 1995). بر این اساس در شرایط الیگوتروفیک، عمق زندگی به شرایط بالای اکسیژن

امروزه رابطه روزن‌داران با عمق نفوذ اکسیژن و مواد آلی بررسی شده و به خوبی تغییرات فراوانی و توزیع روزن‌داران

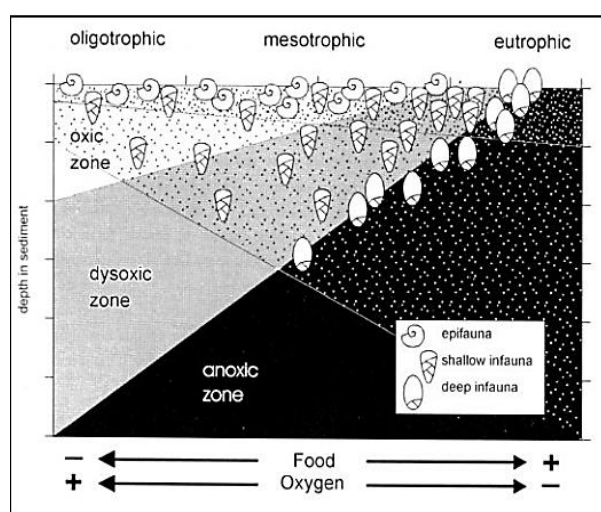
در محیط می شود که در نهایت باعث تغییر رژیم غذایی الیگوتروف به یوتروفیک می شود.

حضور روزن داران کفزی بزرگ نظیر *Loftusia* بزرگ و کشیده، *Orbitoides* *Lepidorbitoides* و *Omphalocyclus* که شاخص آب و هوای حاره‌ای و نیمه حاره‌ای می باشند، به همراه فراوانی رودیستهای بسیار بزرگ سازند تاربور در برش سمیرم، نشان دهنده شوری و دمای مناسب محیط، برای رشد آنهاست (مغفوری مقدم، ۱۳۸۹). بررسیهای دقیق تر زمین شیمیایی (بر اساس عناصر فرعی) بر روی پوسته‌های رودیستی و ماتریکس گلی نیز نشان داده است سازند تاربور در آبهایی با دمایی بین حداقل ۲۲/۳ تا حداکثر حدود ۲۷/۴ سانتی گراد نهشته شده است (امیری بختیار، ۱۳۸۶). بنابراین بر اساس نکات ارائه شده می توان گزینه کاهش دما را برای تغییر رژیم غذایی از الیگوتروفیک به مزوتروفیک و نهایتاً یوتروفیک، در برش مورد مطالعه منتفی دانست.

کف بستر

ترکیب کف بستر رسوبی از لحاظ کانی شناسی، بافت، نرخ رسوب گذاری و اندازه دانه‌ها بر سنگواره‌هایی که در این محیطها قرار می گیرند تأثیر مستقیم دارند. به عنوان مثال مطالعات نشان می دهد که *Lepidorbitoides* اپی فیت نبوده و این بدان معنا است که نیازمند علف دریایی و یا ماکروآلگ گوشتی کف بستر نبوده‌اند و می توانسته‌اند در کف دریا میان ماسه تا سیلت زندگی کنند، درحالی که شکل‌های بدون منفذ غالباً اپی فیت بوده و بر روی برگ جلبک‌های گوناگون و علفهای دریایی زندگی می کرده‌اند (Hottinger, 1997). وجود خارهای کانال‌دار کاذب در گونه *Siderolites calcitrapoides* نیز وسیله‌ای برای اتصال روزن داران به لایه‌های سخت بوده و سازش با یک محیط آشفته، پرنرژی و کم عمق را نشان می دهد (شکل ۱۰ پ).

و مواد غذایی کم محدود می شود و گونه‌های اپی فونا فراوان هستند. در شرایط یوتروفیک مواد غذایی بالا و مقدار اکسیژن پایین است و گونه‌های این فونا فراوان هستند. در شرایط مزوتروفیک نیز بیشترین فراوانی گونه‌ها دیده می شوند. بر این اساس بررسی توالی سنگی سازند تاربور در ناحیه مورد مطالعه (شکل ۱۳) نشان می دهد که در ابتدای توالی، شرایط الیگوتروفیک، مواد غذایی کم و شرایط بالای اکسیژن فراهم بوده و به تدریج به شرایط یوتروفیک، مواد غذایی بالا و مقدار اکسیژن پایین تبدیل شده است.



شکل ۱۱: مدل Trox، رابطه روزن داران با عمق نفوذ اکسیژن و مواد آلی (Jorissen et al., 1995).

دمای آب

دمای آب یکی از مهمترین عوامل در کنترل جانداران و پراکندگی موجودات کربنات ساز می باشد. دما به سه طریق، با افزایش فعالیت متابولیکی روزن داران، کنترل تنوع اجتماعات روزن داران و کنترل میزان انحلال دی اکسید کربن و درصد اشباع کربنات کلسیم، بر روی اجتماعات موجودات تولیدکننده کربنات کلسیم تأثیر گذار است (Mutti & Hallock, 2003). با تغییر در عرضهای جغرافیایی و عمق آب، دمای آب نیز تغییر می کند. با کاهش دما سوخت و ساز کاهش یافته و در نتیجه نیاز جانداران به مواد مغذی کم می شود. این عامل سبب افزایش مواد مغذی

سبب ورود مواد آواری، مواد غذایی زیاد شده و به تدریج شرایط به یوتروفی تغییر کرده و فونهای با صدف کشیده نظیر اربیتوئیدیده (*Lepidorbitoides scialis*) که دارای همزیست جلبکی بوده و در شرایط الیگوتروفی می زیسته‌اند حذف شده‌اند (شکل ۱۳).

نور

نفوذ نور در ستون آب به صورت مستقیم و یا غیرمستقیم بر تولید کربنات مؤثر است. Pomar (2001) به دلیل وابستگی تولید کربنات به نفوذ نور، سه ناحیه نوری شامل پهنه یوفوتیک، الیگوفوتیک و آفوتیک را معرفی می کند. Bassi *et al.* (2007) نیز به کمک نحوه گسترش و پراکندگی روزن داران کفزی به بازسازی منطقه نوردار در ارتباط با عمق پرداخته‌اند.

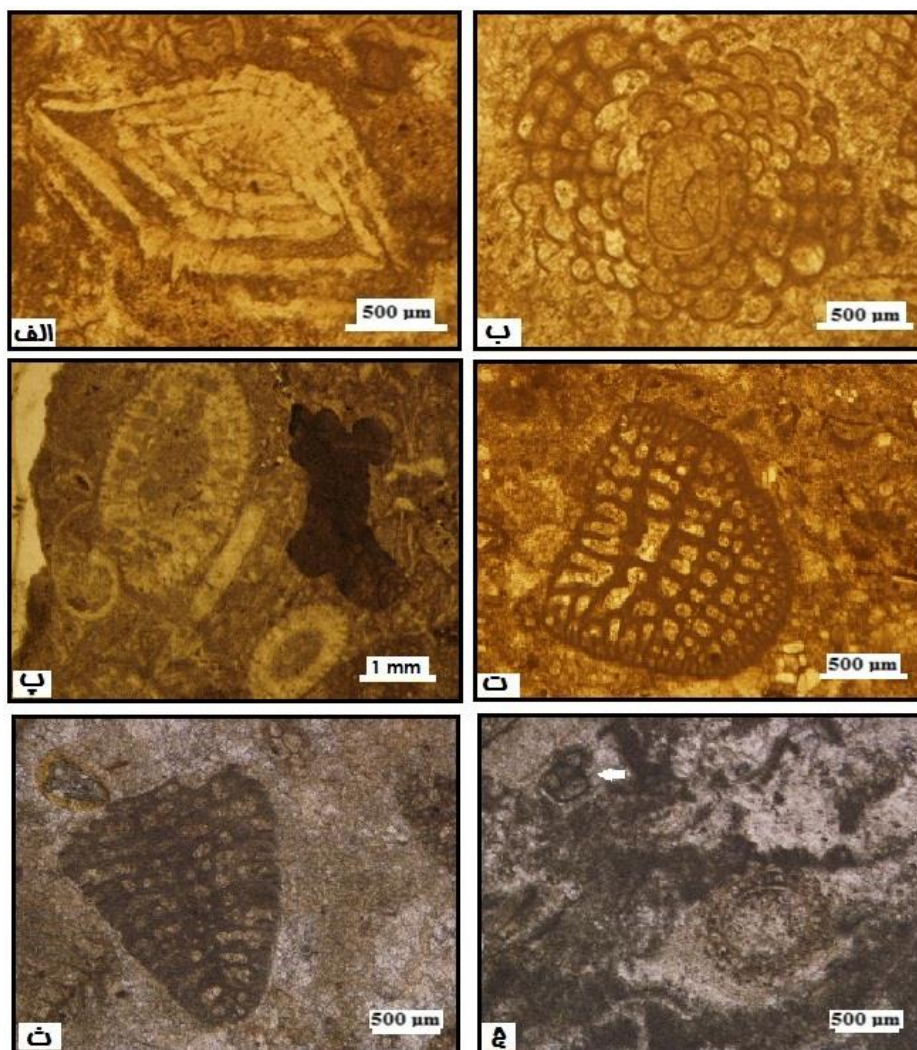
روزن داران نظیر *Siderolites* (به ویژه انواعی که پوسته نازکتر و فشرده تر دارند)، *Lepidorbitoides* (شکل ۱۰ ا) و *Sirtina* (شکل ۱۲ الف) نشان دهنده بخشهای پایینی منطقه نفوذ نور هستند، در حالی که *Omphalocyclus* (شکل ۱۲ ب) از شاخصهای بخش بالایی منطقه نفوذ نور بوده و معمولاً در بخشهای بالایی چرخه‌های کم عمق شونده ظاهر می شود (Hottinger, 1997). در این میان *Orbitoides* با صدف متورم و عدسی شکل (شکل ۱۰ ج) در بخش پایینی پهنه نورانی بالایی غالب هستند. در حالی که *Lepidorbitoides* با صدف باریک و کشیده نشانگر مناطق عمیق تر با نفوذ نور کم ترند. روزن داران پورسلانوز نظیر میلیولید نیز در بخش بالایی پهنه نورانی بالایی زیست می کنند. در مقاطع مورد مطالعه که منسوب به زیر محیط دریای باز می باشند، حضور توأم روزن داران بخشهای پایینی منطقه نفوذ نور (*Lepidorbitoides*، *Orbitoides* و *Siderolites*) و بخشهای بالایی آن (*Omphalocyclus*)، بیانگر این نکته است که آنها در بخشهای کم عمق تر دریای

با وجود این، میلیولیدها محیطهای کم تلاطم با بستری از رسوبات دانه ریز را ترجیح می دهند (Geel, 2000).

فرآیند همزیستی

یکی از مهمترین معرفهای رژیم الیگوتروفی داشتن همزیست نوری است. اگرچه تعدادی همزیستی نوری در زیست بومهای غنی از مواد غذایی (یوتروفی) نیز مشاهده می شود، اما بیشتر همزیستیها به خصوص از نوع اجباری، در شرایط فقیر از مواد مغذی تکامل می یابند (Muscatine & Porter, 1997). بسیاری از روزن داران بزرگ، میزبان همزیست جلبکی هستند که قادرند از قسمتهای سبز و آبی موج کوتاه طیف نوری که در حجم ستون آب به قسمتهای عمیق تر نفوذ می کند، استفاده کنند. از آن جا که عمق نفوذ نور برای جذب توسط جلبکها متفاوت می باشد، روزن داران نیز اعماق مختلفی را در منطقه نورانی اشغال می نمایند (Hottinger, 1983). از این رو عمق و زیستگاه روزن داران میزبان به طول موج نور مورد نیاز همزیست خود وابسته است.

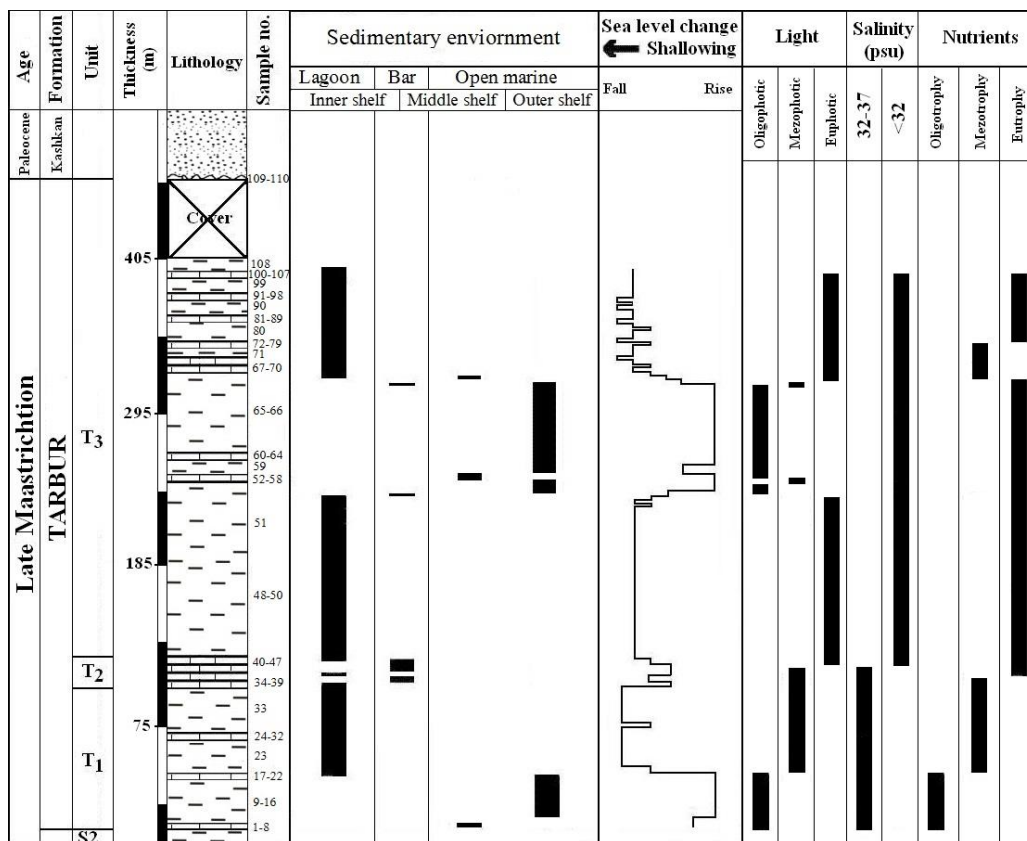
در صدفهای اربیتوئیدیده با دیواره ورقه‌ای و منفذدار، حجرات جانبی نشانگر زندگی همزیست بوده و ستونکهای بین حجرات جانبی همانند عدسیهای نوری عمل کرده و نشانگر مناطق نوری عمیق اند. از این رو شکل کشیده صدف *Lepidorbitoides socialis* در رسوبات سازند تاربور در برش مورد مطالعه نشانگر مناطق نورانی عمیق می باشد (Hottinger, 1997). فرآیند همزیستی را همچنین در پوسته *Dicyclina schlumbergi* که دارای دیواره‌ای با بافت کریوتکایی دروغین (منافذ ریز) است، نیز می توان مشاهده کرد (شکل ۱۰ ا). این منافذ ریز احتمالاً دو وظیفه، یکی ارتباط با محیط پیرامون و دیگری محلی برای اسکان جلبکهای همزیست را بر عهده داشته‌اند (Hottinger, 1997). در بخشهای ابتدایی سازند تاربور به



شکل ۱۲: برخی روزن‌داران کفزی شاخص سازند تارپور در برش سمیرم اصفهان؛ الف) *Sirtina orbitoidiformis* (ب) *Omphalocyclus macroporus*، پ) *Cymopolia* sp.، ت) *Dictyoconus* sp.، ث) *Coskinolina* sp.، ج) Charophyta algae

در مجموع می‌توان چنین نتیجه گرفت که شکلهای کشیده صدف اُربیتوئیدیده نیز همانند دیسکوسیکلینیده و لپیدوسیکلینیده، نشانگر مورفوتایپهایی است که برای تطابق و زندگی در منطقه کم نور مناسب هستند (Vaziri-Moghaddam et al., 2005). با توجه به طبقه بندی (Pomar, 2001؛ Bassi et al., 2007) و همچنین نوع روزن‌داران موجود در ریز رخساره‌های مختلف می‌توان شرایط نوری حاکم بر زمان تشکیل ریزرخساره‌ها را تعیین نمود (شکل ۱۳). همان‌گونه که در شکل مشخص است، در این ستون از سمت قاعده برش مورد مطالعه به سمت بالای آن از عمق کاسته و به شدت نور افزوده می‌شود.

باز در شلف میانی، جایی که روزن‌داران بخشهای بالایی منطقه نفوذ نور به انواع شاخص بخشهای پایینی آن تبدیل می‌شده‌اند، نهشته شده است. بنابراین در برش مورد مطالعه، نیاز به استفاده بهینه از سطوح نور، تغییرات شکل پوسته را در روزن‌داران بزرگ کفزی توجیه می‌کند. به عنوان مثال جنس *Lepidorbitoides* به جهت محافظت از خود در مقابل نور شدید، ساختار تقریباً عدسی شکل یافته و دیواره آن ضخیم‌تر شده است، اما شکل پوسته در این جنس با افزایش عمق از این حالت خارج شده و نازک‌تر می‌شود به طوری که در نواحی نسبتاً عمیق‌تر منطقه حالت کشیده‌تری را از خود نشان می‌دهد.



شکل ۱۲: ستون ریزرخساره‌های سازند تاربور به همراه ترسیم تغییرات سطح آب دریا، زیرمحیط‌های رسوبی و محدوده قرارگیری آنها در پهنه‌های نوری، غذایی و شوری در ناحیه سمیرم.

عمق

تروکوسپیرال با حجرات کروی (فونای مناطق کم عمق، کمتر از ۵۰ متر) حضور دارند که از آن جمله می‌توان به جنس‌های *Heterohelix* sp.، *Globigerinelloides* sp.، *Heterohelix globulosa* و *Hedbergella* sp. اشاره نمود (شکل ۹). علاوه بر این از جلبک‌های آهکی به عنوان شاخص‌های عمق سنجی در رخساره‌های کربناته، می‌توان بهره برد. الگوهای بازسازی شده از پراکنندگی انواع جلبک‌های آهکی در پلاتفرم‌های کربناته به خوبی بیانگر نحوه توزیع جلبک‌های سبز داسی کلا داسه آ در بخش شلف داخلی از یک پلاتفرم کربناته است. این جلبک‌ها در محدوده‌ای که عمدتاً حاوی رخساره‌های متعلق به بخش‌های کم عمق ساب تایدال از شلف داخلی است، بیشترین گسترش را دارند (Flügel, 2010). در مجموع حضور جلبک‌های سبز فراوان (شکل ۱۲ پ) و در عوض حضور

تغییر عمق با ایجاد شیب بوم شناختی، باعث ایجاد گوناگونی در شکل پوسته روزن‌داران بزرگ می‌شود (وزیری مقدم و همکاران، ۱۳۸۹). روزن‌داران با دیواره پورسلانوز در اعماق کم فراوان می‌باشند که با افزایش عمق از تعداد این نوع روزن‌داران کاسته و بر تعداد روزن‌داران با پوسته هیالین افزوده می‌شود. با افزایش عمق، روزن‌داران با دیواره هیالین تغییر شکل می‌دهند، به طوری که در اعماق کم صدف عدسی شکل، ضخیم و متورم دارند و با افزایش عمق صدفی کشیده و نازک‌تر پیدا می‌کنند. جهت بازسازی عمق دیرینه آب، روزن‌داران پلانکتونیک از شاخص‌ترین نشانه‌ها می‌باشند. براساس مطالعات صورت گرفته بر روی روزن‌داران پلانکتونیک سازند تاربور (امیری بختیار، ۱۳۸۶؛ شهریاری گرائی، ۱۳۸۸)، شکلهایی با صدف‌های مستقیم و

ناچیز روزن داران پلانکتونیک و همچنین نوع روزن داران موجود در ریزرخساره‌های مختلف (شکل ۱۳) نشان دهنده کم عمق بودن حوضه رسوبی سازند تاربور در ناحیه سمیرم است.

انرژی و تحرک آب

انرژی آب، شرایط هیدرودینامیکی محیطی را که رسوبات کربناته در آن تشکیل می‌شوند را کنترل می‌کند و همچنین باعث ایجاد تنوع بافتی و ساختمانهای رسوبی می‌شود. روزن داران با انرژی هیدرودینامیکی سازگار می‌شوند. به عنوان مثال اریتولینیده‌ها مشابه اکثر روزن داران بزرگ امروزی، در نواحی حاره‌ای و نیمه حاره‌ای در امتداد مناطق کم عمق ساحلی می‌زیسته‌اند. جنسهایی از آنها که قطر صدف کوچک، ولی ارتفاع مخروط بزرگتر دارند معمولاً همراه با میلیولیدها و جلبکهای سبز داسی کلا داسه آ در محیطهای لاگونی مشاهده می‌شوند و شکلهایی با قطر بیشتر و ارتفاع کوچک مخروط عموماً در ناحیه شیب^۱ یافت می‌شوند (وزیری مقدم و همکاران، ۱۳۸۸). این روزن داران در اثر سازگاری با انرژی هیدرودینامیکی به این دو شکل دیده می‌شوند. در برش مورد مطالعه با توجه به فراوانی بیشتر جنسهایی که ارتفاع صدف در آنها نسبت به قطر صدف بیشتر است، محیط رسوب گذاری کم انرژی بوده است. در ضمن فراوانی جلبکهای داسی کلا داسه آ که امروزه عموماً در انرژی پایین (مربوط به محیطهای ساب تایدال) گسترش دارند و همراهی آنها با روزن داران شاخص شلف داخلی نظیر *Dicyclina*، *Loftusia* و *Miliolids* با *Dictyoconus* و همچنین *Coskinolina* می‌تواند تأیید کننده این مطلب باشد. همچنین تحرک آب در شکل پوسته روزن داران نیز تأثیر به سزایی دارد. افزایش شدت نور و تحرک آب باعث ضخیم تر شدن پوسته روزن داران می‌شود (Beavington & Racey,)

(2004). در منطقه مورد مطالعه روزن دارانی نظیر *Lepidorbitoides* که در بخشهای عمیق تر دریای باز زیست می‌کردند. به علت کاهش نور و تحرک آب، دارای دیواره نازک، سرعت رشد کند و پوسته بزرگتر و کشیده‌ای بوده‌اند، اما در بخشهای کم عمق (قسمت کم عمق تر دریای باز به سمت سد)، از آن جا که سرعت تحرک آب زیادتر می‌شود، پوسته‌های روزن داران ضخیم تر، رشد آنها سریع تر و اندازه آنها کوچک تر می‌شود. از روزن داران دارای این ویژگی در برش مورد مطالعه می‌توان به جنسهای *Rotalia*، *Siderolites*، *Lepidorbitoides* و *Orbitoides* کوچک تر با پوسته ضخیم هیالین اشاره کرد. همچنین با توجه به تنوع و فراوانی ریزرخساره‌های لاگون نسبت به ریزرخساره‌های سد و دریای باز در طول توالی برش سمیرم (شکل ۱۳) می‌توان شرایط انرژی و تحرک آب حاکم بر زمان تشکیل ریزرخساره‌ها را در حوضه غالباً پایین در نظر گرفت.

شوری

درصد بالای شوری آب عامل محدود کننده‌ای برای توزیع روزن داران بزرگ کفزی است (Beavington & Racey,) (2004). بیشتر روزن داران با درجه شوری معمولی آب دریا (۳۵‰) سازگاری دارند. بالاترین تنوع گونه‌ای^۲ نیز در این محدوده از درجه شوری دیده می‌شود. بررسی تغییرات روزن داران با پوسته آگلوتینه، پورسلانوز و هیالین در نمونه‌ها می‌تواند به عنوان شاخص مفیدی برای تعیین درجه شوری دیرینه به کار رود. به این صورت که اگر در نمونه مورد مطالعه بیشترین فراوانی گونه‌ها، متعلق به روزن داران با پوسته پورسلانوز باشد و تنوع گونه‌ای نیز پایین باشد، مشخصه محیط هیپرسالین با شوری زیاد (بیش از ۳۷‰) است. در مقابل تنوع گونه‌ای بالا، در کنار حضور روزن داران با پوسته هیالین و یا فراوانی قابل توجهی از

بزرگ، روزن داران کفزی همچون *Loftusia* و *Omphalocyclus* فراوانی بالایی دارند، در حالی که جنس و گونه های *Orbitoides* و *Lepidorbitoides* به نسبت حضور کمتری دارند. بنابراین می توان نتیجه گرفت شرایط زیست بوم دیرینه برای موجودات یاد شده با گذر زمان (شرایط یوتروفیک) مناسب تر شده است.

تجمعات روزن داران سازند تاربور غالباً از روزن داران با دیواره بدون منفذ به همراه روزن داران با دیواره منفذدار تشکیل شده اند که هر دو گروه غالباً رقابت جو هستند و راهبرد نوع k^3 را دنبال می کنند (صفری، ۱۳۸۴). این روزن داران به وسیله رشد آرام و بلوغ دیررس مشخص می گردند. در نتیجه نسبت تولید مثل و کمیّت زاد و ولد در محیطی پایدار (با شوری نرمال و بدون تغییر ناگهانی در جرم حرارت و شرایط غذایی) صورت پذیرفته است.

در برش مورد مطالعه، سازند تاربور متشکل از واحدهای سنگ آهکی، سنگ آهک مارنی و شیل به صورت متناوب می باشد. در این توالیها، رودیستها، مرجانها و روزن داران درشت به وفور در واحدهای سنگ آهکی مشاهده می شوند، ولی از پایین به بالا از تعداد مرجانها کاسته شده به صورتی که اکثر مرجانها در بخشهای قاعده ای می باشند و از طرف دیگر بر تعداد رودیستها و روزن داران کفزی افزوده می شود و در نهایت تجمعات فقط از رودیستها به همراه روزن داران کفزی و بعضاً بریوزوئرها، خارپوستان و دیگر موجودات به مقدار ناچیز تشکیل شده اند.

به طور کلی شرایط مساعد زیستی برای ایجاد تنوع، فراوانی و افزایش در اندازه برخی از انواع فسیلی نظیر *Loftusia* و در مقابل شرایط نامساعد و عدم حضور برخی انواع دیگر نظیر *Orbitoides* و *Lepidorbitoides* (از ضخامت ۴۱ متری تا انتهای برش) در این منطقه را می توان به بالا رفتن

موجوداتی نظیر بریوزوئرها، حاکی از شرایط شوری معمولی (بین ۳۲% تا ۳۷%) است. در حالی که روزن داران شاخص محیطهای دریایی با شوری معمولی حضور نداشته باشند و روزن داران با پوسته پورسلانوز نیز فراوان نباشند و تنوع گونه ای پایین باشد، درجه شوری کم (کمتر از ۳۲%) است. بنابراین با در نظر گرفتن کمبود روزن داران با پوسته پورسلانوز و موجوداتی نظیر بریوزوئرها در برش مورد مطالعه، احتمالاً شرایط محیطی سازند تاربور در زمان رسوب گذاری، شوری کم تا نرمال بوده است (شکل ۹). همچنین روزن داران آگلوتینه در آبهای که تراکم یون کلسیم در آنها کمتر است، فراوان ترند؛ پس برتری گونه های آنها خاص محیطهای کم شور است، اما میلیولیدها در آبهای لب شور تا بسیار شور دیده می شوند (Geel, 2000). در برش مورد مطالعه با توجه به وجود کاروفیتها (جلبکهای آب شیرین تا لب شور) در برخی مقاطع، همراه با روزن داران کوچک نظیر *Rotalia* و میلیولیدهای کوچک، نشان دهنده محیطهای کم عمق دریایی همراه با ورود آب شیرین می باشد (۱۲ ج). بررسیهای دقیق تر زمین شیمیایی (بر اساس عناصر فرعی) بر روی پوسته های رودیستی و ماتریکس گلی، نشان داده است سازند تاربور در آبهای لب شور کم عمق (shallow brackish water) نهشته شده است (امیری بختیار، ۱۳۸۶) که این حالت با توجه به جلبکهای کاروفیت (شکل ۱۲ ج) به وضوح در واحد T_3 سازند تاربور در برش سمیرم قابل مشاهده است (شکل ۱۳). همچنین با توجه به شرایط حاکم بر منطقه، شرایط از نظر این درصد شوری نیز تقریباً پایدار بوده است که در ابتدای توالی حاکی از شرایط شوری معمولی حوضه است (بین ۳۲% تا ۳۷%) و در ادامه درجه شوری کم (کمتر از ۳۲%) را نشان می دهد (شکل ۱۳).

بررسی فونای موجود در سازند تاربور در برش سمیرم مشخص نموده برخی موجودات نظیر رودیستهای بسیار

در محیط‌های دیرینه می‌شود. تمرکز و همراهی دانه‌های کربناته سبب تشکیل اجتماعات کربناته می‌شود (Flugle, 2010). به طور کلی تقسیم‌بندی اجتماعات کربناته بر اساس اجزای غالب سازنده رخساره‌ها و میزان وابستگی موجودات تولیدکننده کربنات به نور امکان پذیر می‌باشد (Wilson & Vecsei, 2005) که بر اساس فراوانی اجزای سازنده نامهای گوناگونی به آن داده می‌شود (جدول ۱۰).

سطح مواد غذایی و ورود رسوبات سیلیسی - آواری ناشی از تزریق رودخانه‌ای و روان‌آبهای سطحی و به تبع آن ایجاد شرایط یوتروفیک در حوضه نسبت داد.

اجتماعات کربناته سازند تاربور

استفاده از الگوی پراکندگی اجتماعات کربناته، سبب درک

بالای ما از شرایط آب و هوایی و تغییر عرضهای جغرافیایی

جدول ۱۰: اجتماعات کربناته و اجزای سازنده آنها در رسوبات (با اندکی تغییرات از Flugle, 2010)

Carbonate associations sensu Lees & Buller (1972)	Descriptive-term association	Dominant or characteristic biota	Additional biota	Light-related term (James, 1997)	Latitude-related term (Nelson, 1988; Schlager, 2000)
Chlorozoan	Chlorozoan (Lees & Buller, 1972) Chloralgal (Lees, 1975)	Zooxanthellate corals and calcareous green algae Clacareous green algae	Benthic foraminifers, branching coralline algae molluscs, non-skeletal grains Benthic foraminifers, branching coralline algae molluscs	Photozoan	tropical
Foramol	Foramol (Lees & Buller, 1972) Bryomol (Nelson, 1988) Rhodalgal (Carannante <i>et al.</i> , 1988) Molechfor (Carannante <i>et al.</i> , 1988) Bimol (Hayton <i>et al.</i> , 1995)	Benthic foraminifers and molluscs Bryozoans (>50%) and bivalve molluscs (infaunal and epifaunal) Molluscs and benthic foraminifera Bivalves (infaunal and/or epifaunal >60%, up to 80 %)	Echinoderms, bryozoans, barnacles, ostracods, spone spicules, worm tubes, ahermathypic corals and calcareous red algae Benthic foraminifers, echinoderms, calcareous red algae barnacles Bryozoans, benthic foraminifers, barnacles, bivalves, echinoderms Echinoderms, barnacles, serpulids and bryozoans Bryozoans, benthic foraminifers, echinoderms, calcareous, red algae, barnacles	Heterozoan	Non-tropical or cool-water

(Johnson, 1988). همچنین حضور روزن‌داران، جلبکهای سبز و به ویژه همراهی آنها با انواعی از مرجانها تداعی کننده دریایی گرم، کم عمق با نور و اکسیژن و شوری مساعد برای این منطقه است.

عمده تجمعات منطقه از نوع کلروزوئن - کلروآلگال هستند و پراکندگی تجمعات فورامول در آنها می‌تواند دلایل مختلفی داشته باشد (جدول ۱۰). به طور کلی پراکندگی تجمعات فورامول به دو عامل عرض جغرافیایی و عمق بستگی دارد که با توجه به قرارگیری این منطقه در عرضهای جغرافیایی پایین، عامل اول منتفی است، ولی عامل دوم با توجه به فعال بودن منطقه از نظر تکنونیک می‌تواند مورد

اجتماعات کربناته سازند تاربور در برش مورد مطالعه، به دلیل حضور روزن‌داران کفزی به همراه رودیستها، مرجانهای اسکلاکتینیا و مرجانهای انفرادی سیکلولیتیده و جلبکهای سبز و نبود شمار قابل توجهی از موجودات غیروابسته به نور (نظیر بریوزوآ، کرینوئید و اسفنج) معرف اجتماع فتوزوئن می‌باشند که شرایط الیگوتروفی تا یوتروفی برای آنها پیشنهاد می‌شود. از آن جا که رودیستها در محیطهای دیرینه‌ای با درجه حرارت بالاتر از ۲۵ درجه و شوری متغیر توسعه و گسترش داشته‌اند، لذا شرایط آب و هوایی دیرینه این منطقه نیز در زمان تشکیل آنها احتمالاً گرم و مناسب با زیست آنها بوده است (Kauffman &

با داده‌های ارائه شده از تیتیس مدیترانه، می‌توان سن بیوزون مذکور را به صورت دقیق‌تر به ماستریشین پسین نسبت داد. بنابراین مقایسه و تطابق بازه زمانی مجموعه‌های فسیلی (نظیر *Orbitoides*، *Loftusia*، *Omphalocyclus*، روزن‌داران کفزی ریز و درشت) شناسایی شده از توالی سنگ شناسی سازند تاربور در برش مورد مطالعه می‌تواند مؤید سن ماستریشین پسین برای این توالی باشد. بر اساس مطالعه نحوه توزیع روزن‌داران، مشاهده می‌شود که از کف برش تا ضخامت ۴۰ متری، روزن‌داران کفزی بزرگ با دیواره نازک هیالین مانند اربیتوئیدهای بزرگ که دارای هم‌زیست جلبکی هستند، دیده می‌شوند که دلیلی بر عمق آب، نور و انرژی کم، شوری نرمال و فائق آمدن زیر محیط دریای باز است. از ضخامت ۴۱ تا ۱۳۷ متری اندازه روزن‌داران کوچکتر شده، دیواره آنها ضخیم‌تر می‌گردد که نشانگر کاهش عمق، افزایش نور، انرژی و شوری بیشتر می‌باشد. از ضخامت ۱۳۸ متری تا انتهای برش، روزن‌داران با دیواره پورسلانوز و آگلوتینه حضور دارند که این امر حاکی از حداکثر کاهش عمق و افزایش نور، شوری و انرژی است. بررسی محتوای فونی بیانگر فراوانی و تنوع گونه‌ای بالا در برخی از موجودات نظیر روزن‌داران کفزی همچون *Loftusia* و *Omphalocyclus* است، در حالی که گونه‌های متعلق به *Orbitoides* از خانواده اربیتوئیدها حضور کمتری دارند. شرایط مساعد زیستی برای ایجاد تنوع در محتوای فسیلی سازند تاربور را می‌توان به بالا رفتن سطح مواد غذایی یعنی ایجاد شرایط یوتروفیک در حوضه نسبت داد. با توجه به نوع فونا و موقعیت قرارگیری این منطقه در زمان مذکور در عرضهای جغرافیایی پایین می‌توان تجمعات کلروزوئن - کلروآلگال را برای تجمعات سازند تاربور در این برش در نظر گرفت و پراکندگی تجمعات فورامول را می‌توان احتمالاً ناشی از افزایش ورود مواد مغذی، متأثر از روان‌آبهای سطحی و تزریق رودخانه‌ای در نظر گرفت.

توجه قرار گیرد. از طرفی عوامل دیگری چون دمای آب، شوری، ورود مواد مغذی، میزان نفوذ نور و دسترسی به بستر مناسب نیز می‌تواند بر تشکیل و پراکندگی این تجمعات (فورامول) در عرضهای پائین‌تر تأثیرگذار باشد. برای مثال بالا آمدن آبهای سرد غنی از مواد غذایی، رژیمهای جریانی سرد اقیانوسی و روان‌آبهای سطحی با تأثیر بر هر یک از دو عامل اصلی یاد شده می‌توانند تجمعات فورامولی (سنگ آهکهای آب سرد) را در عرضهای جغرافیایی پایین ایجاد کنند. به همین ترتیب تجمعات رودآلگال نیز ممکن است در عرضهای جغرافیایی بالا تشکیل شود (Carannante et al., 1988). بنابراین تغییر از حالت کلروزوئن - کلروآلگال به فورامول در منطقه مورد مطالعه را می‌توان احتمالاً ناشی از افزایش ورود مواد مغذی، متأثر از روان‌آبهای سطحی و تزریق رودخانه‌ای در نظر گرفت.

نتیجه‌گیری

از سازند تاربور در برش سمیرم با ضخامت ۴۶۲ متر متشکل از سنگهای کربناته و آواری تعداد ۱۱۰ مقطع نازک تهیه گردید. مطالعات انجام شده هم بر روی نمونه‌های ایزوله و هم در مقاطع نازک صورت گرفت که به شناسایی ۵۱ جنس و ۴۳ گونه از روزن‌داران و غیرروزن‌داران منجر شد که این امر مؤید تنوع و فراوانی بالا می‌باشد. بر مبنای جنس و گونه‌های روزن‌داران کفزی شناسایی شده، گسترش زمانی، پخش و پراکندگی و ظهور و ناپدید شدن گونه‌ها می‌توان بیوزون *Omphalocyclus-Loftusia-Siderolites* را برای واحدهای حاوی فونای کفزی سازند تاربور در برش سمیرم معرفی کرد که قابل انطباق با بیوزون شماره ۳۷ در نوشته Wynd (1965) و مؤید کل بازه سنی ماستریشین می‌باشد. از طرفی با توجه به تشخیص و فراوانی گونه‌های شاخص *Loftusia*، *Omphalocyclus* و *Orbitoides* در این برش و مقایسه آنها

سپاس‌گزاری

آنکارا، دکتر اُزکان از دانشگاه صنعتی استانبول، خانم مهندس سمیرا شهریاری گرائی و اساتید محترم که با نظرات مفید خود به ارتقای سطح علمی این مقاله کمک نموده‌اند، سپاس‌گذاریم.

از گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان به خاطر در اختیار گذاشتن امکانات جهت مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی سپاس‌گذاریم. از جناب آقایان پروفسور گورمُز از دانشگاه

منابع

- افقه، م.، ۱۳۸۱. مطالعه میکروبیواستراتیگرافی سازند تاربور در شمال - شمال شرق و جنوب شرق شیراز. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، ۱۸۰ ص.
- امیری بختیار، ح.، ۱۳۸۶. لیتواستراتیگرافی و بایواستراتیگرافی سازند تاربور در ناحیه فارس. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۴۳۹ ص.
- امیری بختیار، ح.، صادقی، ع.، شمیرانی، ا.، وزیری مقدم، ح.، صفری، ا.، ۱۳۸۶. انتخاب و معرفی برش چینه‌ای کوه چهل چشمه خرامه شیراز به عنوان برش مکمل سازند تاربور. مجله علوم دانشگاه شهید چمران اهواز، ۱۵ ص.
- بامداد، ل.، ۱۳۸۶. زیست چینه‌نگاری، میکروفاسیس و محیط‌های رسوبی سازند تاربور در ناحیه ناغان (جنوب غرب شهرکرد). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۶۹ ص.
- بلوچستانی، ف.، ۱۳۷۴. بیاوستراتیگرافی رسوبات کرتاسه بالایی جنوب - جنوب غربی بروجن (ناحیه گردبیشه). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۶۸ ص.
- حسینی مرندی، ح.، ۱۳۷۳. بیاوستراتیگرافی رسوبات کرتاسه بالایی جنوب شرق دریاچه بختگان (ناحیه خرامه). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۵۰ ص.
- خزاعی، ا.ر.، یزدی، م.، لوزر، ه.، ۱۳۸۸. دیرینه‌شناسی و دیرینه‌زیست جغرافیای مرجانهای اسکلاکتینیا در واحدهای کربناته رودیست‌دار سازند تاربور، برش سمیرم. رخساره‌های رسوبی، ۲: ۲۵-۴۰.
- خزاعی، ا.، ۱۳۸۹. چینه‌نگاری زیستی و دیرین‌بوم شناختی رودیستهای کرتاسه فوقانی تاربور در ناحیه سمیرم و گردبیشه. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، ۲۱۲ ص.
- خسروتهرانی، خ.، افقه، م.، ۱۳۸۳. مطالعه میکروبیواستراتیگرافی سازند تاربور در نواحی شمال - شمال خاوری و جنوب خاوری شیراز. فصلنامه علوم زمین، ۵۳: ۷۴-۸۷.
- دانشیان، ج.، فضلی، ل.، باغبانی، د.، ۱۳۸۹. زیست چینه‌نگاری روزن بران رسوبات سازندهای گورپی و تاربور در شمال شرق جهرم. پژوهشهای چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۳۸: ۸۹-۱۰۲.
- رشیدی، ع.، ۱۳۸۱. بیاوستراتیگرافی و محیط رسوبی سازند گورپی و سازند تاربور در نواحی سمیرم و بروجن بر اساس فرامینفر و پالینومورف. پایان‌نامه دوره کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۹۵ ص.
- شهریاری گرائی، س.، ۱۳۸۸. زیست چینه‌نگاری، میکروفاسیس و محیط‌های رسوبی سازند تاربور در ناحیه گردبیشه (جنوب و جنوب غرب بروجن). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۲۳۶ ص.

- صفری، ا.، ۱۳۸۴. چینه نگاری زیستی، محیطهای رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند تاربور در زاگرس مرکزی (شهرکرد تا شیراز). پایان نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، ۱۴۸ ص.
- طباطبائی، م.، وزیری مقدم، ح.، رشیدی، ع.، ۱۳۸۴. بیواستراتیگرافی نهشته های مرز سازندهای گورپی و تاربور در نواحی بروجن و سمیرم. علوم دانشگاه تهران، ۳۱: ۱۸۱-۱۹۷.
- عبیات، ا.، ۱۳۸۶. میکروبیواستراتیگرافی و چینه نگاری سکانسی سازند تاربور در شمال غربی و جنوب شرقی خرم آباد. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شیراز، ۱۸۳ ص.
- عسگری پیربلوطی، ب.، ۱۳۷۷. بیواستراتیگرافی رسوبات کرتاسه فوقانی (سازند تاربور) در دوراهان از توابع استان چهارمحال و بختیاری. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۴۸ ص.
- علوی، م.، ۱۳۷۵. نقشه زمین شناسی بروجن، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰. انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.
- کلانتری، ا.، ۱۳۷۱. سنگ چینه ای و رخساره های میکروسکوپی زاگرس. انتشارات شرکت ملی نفت ایران، ۴۲۱ ص.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. زمین شناسی ایران: چینه شناسی زاگرس. انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۵۳۶ ص.
- مغفوری مقدم، ا.، ۱۳۸۴. دیرینه شناسی و محیط دیرینه سازند تاربور در اطراف خرم آباد. فصلنامه علوم زمین، ۵۸: ۳۸-۴۵.
- مغفوری مقدم، ا.، ۱۳۸۹. معرفی رودیستهای سازند تاربور در برشهای سمیرم و خرم آباد. فصلنامه علوم زمین، ۷۷: ۶۳-۶۶.
- نجفی، ع.، ۱۳۷۶. چینه شناسی و بیواستراتیگرافی کرتاسه فوقانی و مرز کرتاسه - پالئوژن در جنوب شرق شیراز (ناحیه کوهنجان). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۶۴ ص.
- وزیری مقدم، ح.، صفری، ا.، شهریاری، س.، طاهری، ع.، خزاعی، ا.ر.، ۱۳۸۹. معرفی رسوبات آواری - کربناته و آواری قرمز رنگ ماستریشتین در ناحیه زاگرس مرتفع (سمیرم - اردل). مجله علوم دانشگاه تهران، ۳۶: ۱۰۳-۱۱۷.
- Abramovich, S., G. Keller, T., Adatte, W., Stinnesbeck, L., Hottinger, D., Stüben, Z., Berner, B., Ramanivosoa, & Randriamanantenasa, A., 2002. Age and paleoenvironment of the Maastrichtian to Paleocene of the Mahajanga Basin, Madagas-car: a multi-disciplinary approach. *Marine Micropaleontology*, 47: 17-70.
- Alegret, L., & Thomas, E., 2001. Upper Cretaceous and lower Paleogene benthic foraminifera from northeastern Mexico. *Micropaleontology*, 47: 269-316.
- Bassi, D., Hottinger, L., & Nebelsick, H., 2007. Larger Foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, northeast Italy. *Palaeontology*, 50 (4): 845-868.
- Baumfalk, Y.A., 1986. The evolution of Orbitoides media (Foraminiferida) in the Late Campanian. *Journal of Foraminiferal Research*, 16: 293-312.
- Beavington-Penney, S.J., & Racey, A., 2004. Ecology of extant Nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth Science Reviews*, 67: 219-265.
- Brandano, M., & Corda, L., 2002. Nutrients, sea level and tectonics: constrains for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy. *Terra Nova*, 14: 257-262.
- Carannante, G., Esteban, M., Milliman, J., & Simone, L., 1988. Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations. *Sedimentary Geology*, 60: 333-346.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of carbonate rocks. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg Germany, 976 p.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Görmüş, M., 1998. Türkiye Erken-Orta Maastrichtiyen örneklerinde *Orhitoides* parametreleri ve bunların zaman-mekan içerisindeki değişimi üzerine bir tartışma. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 41: 1: 85-97.
- Haynes, J., 1987. Foraminifera: Blackwell Scientific Publication, 433 p.
- Hottinger, L., 1983. Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, 30: 239-253.

- Hottinger, L., 1997. Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitation. *Bull. Soc. Geol. France*, 168: 491-505.
- James, G.A., & Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association Petroleum Geology Bulletin*, 49: 2182-2245.
- Jorissen, F.J., Stigter, H.C., & Widmark, J.G.V., 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology*, 26: 3-15.
- Kauffman, E.G., & Johnson, C.C., 1988. The morphological & Ecological Evolution of Mid. & Upp. *Cretaceous Reef Building Rudistids: Palaios, Reef Issue*, 3: 194-246.
- Khazaei, A.R., Skelton, P.W., & Yazdi, M., 2010. Maastrichtian Rudist fauna from Tarbur formation (Zagros region-SW Iran): Preliminary observations. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19: 703-719.
- Loblich, A. R., & Tappan, H., 1998. Foraminiferal genera and their classification. *Van Nostrand Reinhold Company*, New York, 970 p.
- Maghfouri-Moghadam, I., Zarei-Sahamieh, R., Ahmadi-Khalaji A., & Tahmasbi, Z., 2009. Microbiostratigraphy of the Tarbur Formation, Zagros basin, Iran. *Journal of Applied Science*, 9: 1781-1785.
- Meriç, E., & Görmüş, M., 2001. The Genus Loftusia. *Micropaleontology*, 47 (1): 1-71.
- Meriç, E., Ersoy, S., and Görmüş, M., 2001. Palaeogeographical distribution of the species of Loftusia (Foraminiferida) in the Tethyan Ocean during the Maastrichtian (Late Cretaceous). *Cretaceous Research*, 22: 353-364.
- Moro, A., Skelton, P.W., & Cosovic, V., 2002. Palaeoenvironmental setting of Rudists in the Upper Cretaceous (Turonian-Maastrichtian) Adriatic carbonate platform (Croatia), based on sequence stratigraphy. *Cretaceous Research*, 23: 489-50.
- Musscatine, L., & Porter, J.W., 1977. Reef corals: mutualistic symbioses adapted to nutrient poor environments. *Bioscience*, 27: 454-460.
- Mutti, M., & Hallock, P., 2003. Carbonate system along nutrient and temperature gradient: Some sedimentological and geochemical constraints. *International Journal of Earth-Science*, 92: 465-475.
- Özcan, E., 2007. Morphometric analysis of the genus Omphalocyclus from the Late Cretaceous of Turkey: new data on its stratigraphic distribution in Mediterranean Tethys and description of two new taxa. *Cretaceous Research*, 28: 621-641.
- Özcan, E., & Özkan-Altiner, S., 1999. The genus Lepidorbitoides and Orbitoides: evolution and stratigraphic significance in some Anatolian Basins. *Geological Journal*, 34: 275-286.
- Pomar, L., 2001. Ecological control of sedimentary accommodation: Evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 249-272.
- Pomar, L., Brandano, M., & Westphal, H., 2004. Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean. *Sedimentology*, 51: 627-651.
- Rajabi, P., Safizadeh, M., & Noroozpour, H., 2011. Microbiostratigraphy and microfacies of Tarbour Formation in Makhmal-kuh (North East of Khorram Abbad-Iran). *Journal of Basic and Applied Scientific Research*, 1 (10): 1724-1431.
- Renema, W., & Troelstra, S.R., 2001. Large foraminifera distribution on a meso-trophic carbonate shelf in SW Sulawesi (Indonesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 125-146.
- Van Hinte, J.E., 1965. An approach to Orbitoides. *Proceedings, Amsterdam, Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, Series B, 68: 57-70.
- Vaziri-Moghaddam, H., Safari, A., & Taheri, A., 2005. Microfacies, Palaeoenvironments and Sequence stratigraphy of the Tarbur Formation in Kerameh area, SW Iran. *Carbonates and Evaporites*, 20: 131-137.
- Widmark, J.G.V., 1997. Deep-sea benthic foraminifera from Cretaceous-Tertiary boundary strata in the south Atlantic ocean. *Taxonomy and Paleoecology, Fossils & Strata*. 43: 1-94.
- Wilson, M.E.J., & Vecsei, A., 2005. The apparent paradox of abundant foraminiferal facies in low latitudes, their environmental significance and effect on platform development. *Earth Science Review*, 69: 133-168.
- Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian consortium-agreement area. *Iranian Offshore Oil Company*, Tehran, Report 1082.

Biostratigraphy and palaeoecology of Tarbur Formation in Semirom area, southwest of Isfahan

Azizi, R.¹, Safari, A.^{2*}, Vaziri-Moghaddam, H.³

1- M.Sc. in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

2- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

3- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

*E-mail: safiri@sci.ui.ac.ir

Introduction

The Tarbur Formation is located in the interior of Fars region (east of Zagros Mountains) and is known as a carbonate unit with abundant larger benthic foraminifera, rudist and coral. This formation is exposed in the interior part of Fars and high Zagros zones and southwestward it laterally changes to thin limestone beds. The facies of this formation eventually changes into the Gurpi shale Formation. The purpose of this study is to assess the paleoecology and biostratigraphy of the Tarbur Formation based on present fauna (foraminifera) in Semirom area (SW of Isfahan). The study area with geographical coordinate of N: 31° 22' 48" and E: 51° 32' 01" is located at about 5kms southwest of Semirom area. The thickness of the Tarbur Formation in the study area is 462 meters. The formation mainly consists of carbonate and terrigenous rocks and has a gradual and conformable contact with underlying red shale unit (S₂) while is overlaid by the Kashkan Formation which is marked by an erosional surface.

Material and methods

Systematic sampling was conducted and 110 samples were collected from the selected section. Thin sections were prepared and studied with morphometrical and statistical analyses on some fossil samples (*Luftusia*, *Omphalocyclus*, and *Orbitoides*). The identification of larger benthic and small foraminifera are performed according to Leoblich & Tappan, 1989; Meric *et al.*, 2001; Özcan, 2007; Widmark, 1997; Algert & Thomas, 2001. The species of *Luftusia* and *Omphalocyclus* are identified based on personal communication and published papers of Görmüş (Ankara University) and Özcan (Istanbul Technical University)

Discussion

Based on fossil content, the *Omphalocyclus* – *Loftusia* – *Siderolites calcitrapoides* Assemblage Zone is recognized in the Tarbur Formation. This assemblage zone is equivalent to biozone 37 of Wynd (1965) and confirms the Maastrichtian age for the study section. Considering the morphometric measurement and identification of index species of *Loftusia* (*Loftusia anatolica*, *Loftusia turcica* (B), *Loftusia kahtaensis*, *Loftusia baykali*), *Omphalocyclus* (*Omphalocyclus macroporus*), *Lepidorbitoides* (*Lepidorbitoides socialis*) and *Orbitoides* (*Orbitoides apiculata*), the age of Tarbur Formation can precisely be considered as late Maastrichtian at the study area. Regarding the type of fauna and location of the study area at lower latitude in that period of time, the chlorozoan and chloralgal carbonate assemblages can be considered as part of the Tarbur Formation. The occasional presence of foramol assemblage can be due to the increase of nutrient influx by the surface run-off.

Keywords: Biostratigraphy; Tarbur Formation; Semirom; Foraminifera; Rudist; Maastrichtian.

References

- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20.
- Alegret, L., & Thomas, E., 2001. Upper Cretaceous and lower Paleogene benthic foraminifera from northeastern Mexico. *Micropaleontology*, 47: 269-316.
- James, G.A., & Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consor-tium agreement area. *American Association Petroleum Geology Bulletin*, 49: 2182-2245.

- Loblich, A. R., & Tappan, H., 1998. Foraminiferal genera and their classification. *Van Nostrand Reinhold Company*, New York, 970 p.
- Meriç, E., Ersoy, S., and Görmüş, M., 2001. Palaeogeographical distribution of the species of *Loftusia* (Foraminiferida) in the Tethyan Ocean during the Maastrichtian (Late Cretaceous). *Cretaceous Research*, 22: 353-364.
- Mutti, M., & Hallock, P., 2003. Carbonate system along nutrient and temperature gradient: Some sedimentological and geochemical constraints. *International Journal of Earth-Science*, 92: 465-475.
- Özcan, E., 2007. Morphometric analysis of the genus *Omphalocyclus* from the Late Cretaceous of Turkey: new data on its stratigraphic distribution in Mediterranean Tethys and description of two new taxa. *Cretaceous Research*, 28: 621-641.
- Widmark, J.G.V., 1997. Deep-sea benthic foraminifera from Cretaceous-Tertiary boundary strata in the south Atlantic ocean. *Taxonomy and Paleoecology, Fossils & Strata*. 43: 1-94.
- Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian consortium-agreement area. *Iranian Offshore Oil Company*, Tehran, Report 1082.