



دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر
فصلنامه علمی فضای جغرافیایی

دوره بیست و ششم، شماره ۹۶
زمستان ۱۴۰۵، صفحات ۲۳-۱

طاهره شکوهی فر^۱
نادر کهنسال قدیم وند^{۲*}
داود جهانی^۳
محمد علی آراین^۴

تاقدیس توکاک

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۵/۲۹ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۱۱/۰۱

چکیده

سازند آسماری (الیگوسن-میوسن پیشین) مهم ترین سنگ مخزن کربناته حوضه زاگرس و یکی از پرتولیدترین مخازن هیدروکربنی جهان است؛ از این رو شناخت دقیق ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چارچوب چین‌نگاری سکانشی آن در هر برش، هم ارزش بنیادی و هم کاربرد مخزنی دارد. در پژوهش حاضر یک برش پیوسته به ضخامت ۵۶۸ متر از سازند آسماری در یال تاقدیس توکاک — واقع در ۱۵ کیلومتری شمال‌باختری شهرستان ایذه در پهنه ساختاری ایذه (کمر بند چین خورده — رانده زاگرس) — به روش نمونه برداری سیستماتیک و چین‌شناسی و با فواصل منظم ۲ متری برداشت شد و در مجموع ۲۶۳ نمونه سنگی مورد بررسی سنگ‌نگاری و فسیل‌شناسی قرار گرفت. بر پایه بافت رسوبی (طبقه‌بندی Dunham, 1962; Klován, 1971 & Embry) و اجتماعات زیستی، پنج ریزرخساره اصلی (MF1 تا MF5) شناسایی و به چهار محیط رسوبی اصلی — لاگون، شول، دریای باز کم عمق (رمپ میانی) و دریای عمیق (رمپ خارجی) — به همراه یک زیرمحیط رخساره‌های جریان‌ی/طوفانی (تمپستایت) تفکیک شدند. نبود کامل شواهد پهنه جزرومدی و رخساره‌های تبخیری، همراه با گذار تدریجی و پیوسته کمر بندهای رخساره‌ای، نشان می‌دهد که این توالی بر روی یک رمپ کربناته هموکلینال (Homoclinal Ramp) و در شرایط دریای باز و بدون سد مؤثر نهشته شده است. حضور پیوسته Borealis melo از ژرفای ۵۶۲ تا ۱ متری، سنِ بُوردیگالین را برای کل توالی مسجّل می‌کند و کل برش را می‌توان به صورت یک سکانش رسوبی رده سوم کامل تفسیر کرد که از یک دسته رخساره پیشرونده (TST) با روند ژرف‌شونده به سوی سطح حداکثر غرقابی (MFS) و سپس یک دسته رخساره تراز بالا (HST) با روند کم عمق‌شونده تشکیل شده است. رخساره‌های تمپستایتی در بخش پیشرونده سکانش، گویای رخساره‌های طوفانی پرانرژی و انتقال آوارهای اسکلتی از رمپ داخلی به رمپ میانی — خارجی هستند. یافته‌های این برش با الگوی ناحیه‌ای شناخته شده برای بخش بُوردیگالین سازند آسماری در پهنه ایذه و فروافتادگی دزفول هم‌خوانی دارد و بر تسلط رمپ کربناته کم‌شیب در زمان نهشت آسماری فوقانی تأکید می‌کند.

^۱ گروه زمین شناسی، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

^۲ گروه زمین شناسی، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران. (نویسنده مسئول) n_kohansal_ghadimvand@iau-tnb.ac.ir

^۳ گروه زمین شناسی، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

^۴ گروه زمین شناسی، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

کلیدواژه‌ها: تافدیس توکاک، سازند آسماری، ریزرخساره، رمپ کربناته هموکلینال، چینه‌نگاری سکانسی، پهنه ایزه، زاگرس، بوردیگالین.

مقدمه

سنگ‌های کربناته بخش عمده‌ای از توالی‌های رسوبی فانروزویک را می‌سازند و به دلیل حساسیت بالای فرایندهای زیستی-شیمیایی سازنده آن‌ها نسبت به عمق آب، انرژی محیط، شوری، دما و میزان نور، بایگانی بسیار حساسی از شرایط دیرینه محیطی حوضه‌های رسوبی به‌شمار می‌روند. تحلیل ریزرخساره‌ای^۵ روشی بنیادین برای بازسازی این شرایط است؛ روشی که در آن ترکیبی از بافت رسوبی، اجزای اسکلتی و غیراسکلتی و ساخت‌های رسوبی در مقیاس مقطع نازک به‌کار گرفته می‌شود تا محیط دیرینه نهشت و جایگاه هر رسوب در نیمرخ حوضه بازسازی گردد (Flügel, 2010; Wilson, 1975). در میان سامانه‌های کربناته، رمپ‌های کربناته^۶ که نخستین‌بار به‌عنوان یک الگوی مستقل در برابر سکوه‌های لبه‌دار^۷ معرفی شدند، جایگاه ویژه‌ای دارند؛ رمپ سطحی است با شیب بسیار ملایم (عموماً کمتر از یک درجه) که در آن رخساره‌های کم‌عمق پراثری به‌تدریج و بدون شکست شیب مشخص به رخساره‌های عمیق کم‌انرژی حوضه تبدیل می‌شوند (Ahr, 1973; Read, 1985; Burchette & Wright, 1992). رمپ‌ها به‌ویژه در حوضه‌های پیش‌بوم^۸ و در پهنه‌های وسیع با نشست خمشی به‌خوبی گسترش می‌یابند و بخش بزرگی از کربنات‌های ترشیری قلمرو تیتس بر روی چنین سامانه‌هایی و با تسلط روزن‌بران کفزی بزرگ^۹ (LBF) نهشته شده‌اند (Buxton & Pedley, 1989; Pomar, 2001). سازند آسماری، به‌عنوان شاخص‌ترین توالی کربناته سنوزویک زاگرس، نمونه‌ای کلاسیک از یک سامانه رمپ کربناته سرشار از روزن‌بران بزرگ است. این سازند نخستین‌بار توسط Thomas (1948) شناسایی و سپس به‌شکل رسمی توسط James Wynd (1965) در محدوده قرارداد کنسرسیوم نفت ایران تعریف و نامگذاری شد؛ برش الگوی آن در کوه آسماری در تنگ گل ترش نزدیک مسجدسلیمان قرار دارد و سن آن از دیرباز الیگوسن تا میوسن پیشین (روپلین تا بوردیگالین) در نظر گرفته شده است (James & Wynd, 1965; Motiei, 1993). اهمیت اقتصادی این سازند در آن است که مخزن اصلی شمار بزرگی از میدان‌های نفتی گول‌آسای جنوب‌باختری ایران را تشکیل می‌دهد و همین امر آن را به یکی از مطالعه‌شده‌ترین واحدهای سنگ‌چینه‌ای خاورمیانه بدل کرده است. زیست‌زون‌بندی آسماری بر پایه روزن‌بران کفزی بزرگ، از مطالعات آغازین Wynd (1965) و Adams & Bourgeois (1967) آغاز شد و در سال‌های اخیر با به‌کارگیری چینه‌نگاری ایزوتوبی استرانسیم و بازنگری زیست‌زون‌ها به‌شکل چشمگیری دقیق‌تر شده است (Ehrenberg et al., 2007; Laursen et al., 2009; Van Buchem et al., 2010). در چارچوب این زیست‌زون‌بندی، حضور گونه شاخص *Borelis melo* نشانگر بخش بالایی آسماری و سن بوردیگالین است، حال آن‌که مجموعه‌های دربردارنده *Nummulites* و *Lepidocyclina vascus* بازه‌های کهن‌تر (روپلین تا آکیتانین) را مشخص می‌کنند (Wynd, 1965; Laursen et al., 2009).

از دهه ۱۹۹۰ به‌این‌سو، شمار زیادی از پژوهش‌ها به تحلیل ریزرخساره‌ای، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در برش‌های گوناگون زاگرس پرداخته‌اند و تقریباً همگی بر تسلط یک سامانه رمپ کربناته با کمربندهای رخساره‌ای

⁵ Microfacies Analysis

⁶ Carbonate Ramps

⁷ Rimmed Shelves

⁸ Foreland

⁹ Larger Benthic Foraminifera

لاگون، سد/شول، رمپ میانی و رمپ خارجی تأکید کرده‌اند (Seyrafian & Hamedani, 1998; Seyrafian, 2000; Vaziri-Moghaddam et al., 2006; Amirshahkarami et al., 2007a, 2007b; Ranjbaran et al., 2007; Vaziri-Moghaddam et al., 2010; Sadeghi et al., 2011). مطالعات جدیدتر نیز این الگو را تأیید و جزئیات بیشتری از کنترل‌های بافتی، دیاژنزی و سکانسی بر کیفیت مخزنی ارائه داده‌اند؛ از جمله شناسایی نه ریزخساره در میدان پارسی که در تنظیمات رمپ درونی تا بیرونی نهشته شده‌اند (Danaei et al., 2025)، پنج سکانس درجه سوم در میدان پازنان با سن شاتین تا بوردیگالین و رخساره‌های مرجانی-جلبکی رمپ میانی (Esrafil-Dizaji et al., 2025)، و همچنین شش سکانس درجه سوم همراه با ده رخساره در میدان رگ‌سفید که تحول رمپ از میانی به درونی و پرتیدال را در بازه روپلین تا بوردیگالین نشان می‌دهد (Esrafil-Dizaji et al., 2026). با این حال، به سبب گسترش جغرافیایی وسیع آسماری و تفاوت در موقعیت دیرینه جغرافیایی و شرایط زمین‌ساختی زیرحوضه‌ها، تنوع رخساره‌ای و معماری سکانسی این سازند از یک برش به برش دیگر به مقدار درخور توجهی دگرگون می‌شود؛ برای نمونه در بخش شمال‌باختری حوضه، عضو تبخیری کلهر به صورت جانبی به آهک‌های میانی آسماری تبدیل می‌شود، در حالی که در بخش‌های مرکزی و جنوب‌خاوری، توالی عمدتاً کربناته باقی می‌ماند (Motiei, 1993; Van Buchem et al., 2010). همین تنوع، مطالعه تک‌تک برش‌های شاخص را ضروری می‌سازد و بدون تحلیل موردی هر برش نمی‌توان تصویری کامل از تحول رمپ آسماری در سراسر زاگرس ارائه داد.

پهنه ساختاری ایذه، که برش مورد مطالعه این پژوهش در آن جای دارد، یک زیرپهنه مهم و متمایز در کمربند چین‌خورده زاگرس است که میان زاگرس مرتفع در شمال‌خاور و فروافتادگی دزفول در جنوب‌باختر واقع شده و سبک چین‌خوردگی و تکامل حوضه‌ای ویژه‌ای دارد (Sherkati & Letouzey, 2004; Sepehr & Cosgrove, 2004). کمربند زاگرس در کل، حاصل همگرایی و سرانجام برخورد صفحه عربی با صفحه اوراسیا در سنوزویک است و روند عمومی شمال‌باختری-جنوب‌خاوری چین‌ها و راندگی‌های آن، بازتاب این رویداد کوهزایی است (Berberian & King, 1981; Alavi, 2007). چین‌های پهنه ایذه غالباً به شکل چین‌های جعبه‌ای¹⁰ با یال‌های پرشیب و ستیغ نسبتاً مسطح ظاهر می‌شوند و رخنمون‌های سه‌بُعدی مناسبی از سازند آسماری در یال‌های آن‌ها دیده می‌شود که آن‌ها را به آزمایشگاهی طبیعی برای مطالعه معماری رخساره‌ای و سکانسی این سازند بدل کرده است.

تاق‌دیس توکاک یکی از همین ساختارهای پهنه ایذه است. این تاق‌دیس در فاصله ۱۵ کیلومتری شمال‌باختری شهرستان ایذه در استان خوزستان و با مختصات جغرافیایی دقیق $31^{\circ}58'N$ و $49^{\circ}42'13"E$ در محل رخنمون اصلی سازند آسماری واقع شده است. این ناحیه کوهستانی و صعب‌العبور در دامنه‌های زاگرس میانی قرار گرفته و در همسایگی عوارضی چون کوه پیون، تالاب میانگران و کوه چپوه و در مجاورت تاق‌دیس کمرون است؛ به گونه‌ای که دماغه باختری تاق‌دیس توکاک با دماغه خاوری تاق‌دیس کمرون هم‌پوشانی داشته و این دو ساختار یک آرایش هم‌پوش¹¹ را می‌سازند. توکاک از دیدگاه ساختاری یک چین جعبه‌ای با روند عمومی شمال‌باختری-جنوب‌خاوری است که در محل رخنمون سازند آسماری حدود ۱۷ کیلومتر طول و ۳٫۳ کیلومتر عرض دارد و بستگی قائم (ارتفاع ساختاری) آن حدود ۲۵۰ متر و بستگی افقی آن حدود ۳٫۴ کیلومتر مربع برآورد شده است (Baratpour et al., 2015). توالی رسوبی رخنمون‌یافته در این تاق‌دیس، توالی استاندارد زاگرس را از قدیم به جدید نشان می‌دهد: کهن‌ترین واحد رخنمون‌یافته در هسته چین، سازند پابده (شیل، مارن و آهک‌های رسی نازک‌لایه، نهشته‌شده در محیط دریای نسبتاً عمیق) است؛ واحد اصلی و میانی که بیشترین گسترش سطحی را دارد، سازند آسماری (آهک‌های ضخیم‌لایه، دولومیت و آهک‌های ماسه‌ای نهشته‌شده بر یک رمپ کربناته کم‌شیب) است؛ و

¹⁰ Box Folds

¹¹ En-echelon/Overlapping

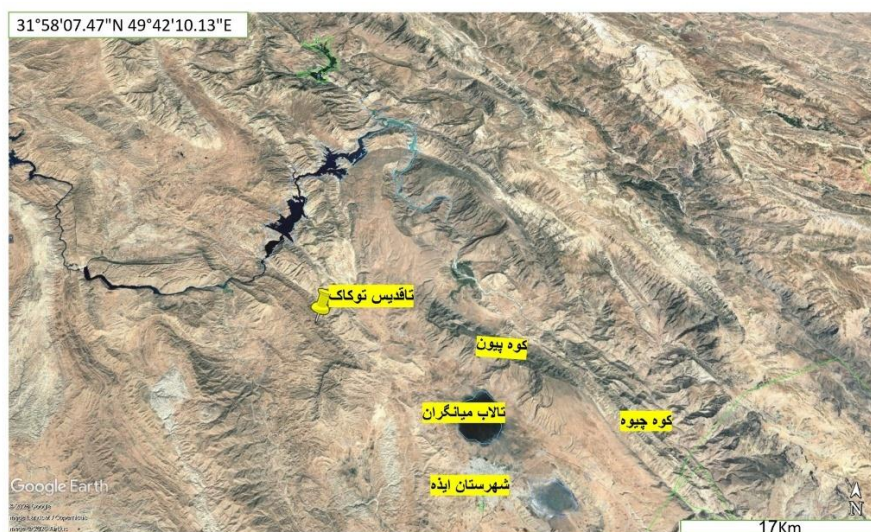
جوان‌ترین واحد، سازند گچساران (ژیپس، انیدریت، نمک و مارن‌های رنگی) است که به‌عنوان یک پوش‌سنگِ عالی برای مخزن آسماری عمل می‌کند (Sepehr & Cosgrove, 2004; Van Buchem et al., 2010).

با وجود مطالعات پرشمار بر روی سازند آسماری در زاگرس، این برش خاص در تاق‌دیس توکاک تاکنون به‌شکل تفصیلی از دیدگاه ریزرخساره‌ای و سکانسی معرفی نشده است؛ حال آن‌که ضخامت درخور توجهِ توالی (۵۶۸ متر، به‌مراتب بیش از ضخامت ۳۱۴ متری برش الگو) و سن یکنواخت بوردیگالین آن، این برش را به گزینه‌ای ارزشمند برای واکاوی تحول رمپ آسماری فوقانی در بخش شمال‌باختری پهنه ایزه بدل می‌کند. بر همین اساس، هدف‌های اصلی پژوهش حاضر عبارت‌اند از: (۱) شناسایی و توصیف ریزرخساره‌های کربناته سازند آسماری در برش توکاک بر پایه بافت و اجتماعات زیستی؛ (۲) تفکیک محیط‌های رسوبی و بازسازی نیم‌رخ رمپ حاکم بر حوضه؛ (۳) تعیین جایگاه هر رخساره در کمربندهای رخساره‌ای و تحلیل توزیع عمودی آن‌ها؛ و (۴) استخراج چارچوب چینه‌نگاری سکانسی برش و تطبیق آن با الگوی ناحیه‌ای شناخته‌شده آسماری. دستیابی به این هدف‌ها، هم به درک بهتر دیرینه‌جغرافیای بوردیگالین در پهنه ایزه کمک می‌کند و هم می‌تواند مبنایی برای پیش‌بینی توزیع کیفیت مخزنی در معادل‌های زیرسطحی این توالی فراهم آورد.

۲. روش پژوهش

۱.۲. موقعیت و دسترسی به برش

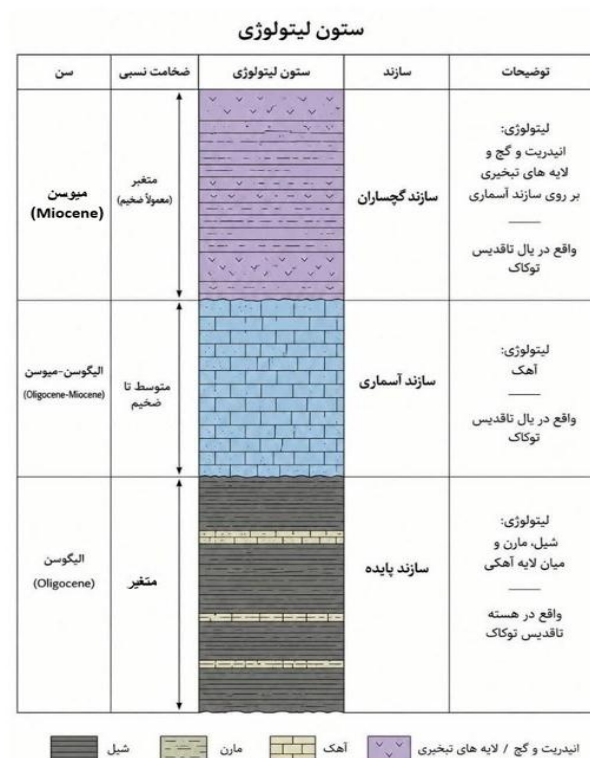
برش مورد مطالعه در یال تاق‌دیس توکاک، در شمال‌باختری پهنه ایزه و در فاصله ۱۵ کیلومتری شمال‌باختری شهرستان ایزه در استان خوزستان قرار دارد (شکل ۱).



شکل ۱. نمای ماهواره‌ای از موقعیت جغرافیایی تاق‌دیس توکاک (مختصات $31^{\circ}58'07.47''N$ و $49^{\circ}42'10.13''E$) در ۱۵ کیلومتری شمال‌باختری شهرستان ایزه، در همسایگی کوه پیون، تالاب میانگران و کوه چیه.

برای دسترسی به برش، نخست باید به شهر ایزه رسید؛ از ایزه مسیر به دو بخش تقسیم می‌شود. در بخش نخست، از ایزه به‌سوی اندیکا و از طریق جاده ایزه-اندیکا به روستای پیان و سپس از راه جاده پیان-اندیکا به روستای تاشار — که نزدیک‌ترین آبادی به برش است — می‌رسیم؛ این بخش عمدتاً جاده آسفalte و قابل‌تردد با خودروهای معمولی است. پس از روستای تاشار، بخش دوم مسیر از میان راه‌های خاکی و کوهستانی به‌سوی برش امتداد می‌یابد که حدود ۳ کیلومتر طول دارد و پیمودن آن و نمونه‌برداری در این ناحیه مستلزم پیاده‌روی در مسیر کوهستانی و صعب‌العبور بوده است. توالی رسوبی

رخنمون یافته در محل برش، از قدیم به جدید شامل سه سازند پابده (هسته)، آسماری (یال‌ها) و گچساران (بخش‌های بالایی) است که ستون لیتواستراتیگرافی آن‌ها در شکل ۲ نشان داده شده است.



شکل ۲. ستون لیتواستراتیگرافی سه سازند رخنمون یافته در تاقدیس توکاک: پابده (شیل و مارن، هسته)، آسماری (آهک، یال‌ها) و گچساران (ژپس و انیدریت، پوش سنگ).

برش در امتداد یک دره نسبتاً عمیق با دیواره‌های مرتفع گسترش یافته و رخنمونی مناسب و پیوسته از سازند آسماری و سازندهای مجاور (پابده در زیر و گچساران در بالا) ارائه می‌دهد (شکل ۳).



شکل ۳. رخنمون صحرایی سازند آهکی آسماری در یال تاقدیس توکاک؛ تصاویر ۱، ۲ و ۴ آهک آسماری و تصویر ۳ فسیل‌های دفن شده همراه با گچ گچساران را نشان می‌دهد.

لیتولوژی غالب آسماری در سراسر مسیر نمونه‌برداری، سنگ آهک با طیف رنگی کرم تا قهوه‌ای روشن است؛ مرزهای زیرین (با شیل‌های پابده) و بالایی (با تبخیری‌های گچساران) هر دو به‌صورت تدریجی‌اند و شواهد آشکاری از توقف رسوب‌گذاری (ناپیوستگی) در سطح رخنمون دیده نمی‌شود.

۲.۲. برداشت صحرایی و نمونه‌برداری

نمونه‌برداری از برش به‌صورت سیستماتیک و چینه‌شناسی انجام شد. نقطه آغاز نمونه‌برداری در محل گذار تدریجی از شیل‌های پابده به آهک‌های قاعده سازند آسماری در یال تاقدیس انتخاب گردید و از این مبدأ به‌سوی رأس توالی، با فواصل منظم ۲ متری (و در محل‌های تغییر رخساره با فواصل کمتر برای ثبت دقیق‌تر تغییرات) نمونه‌های سنگی برداشت شد. نام‌گذاری نمونه‌ها به‌صورت عددی و بر پایه متر از فاصله از مبدأ برش انجام گرفت؛ این شیوه نام‌گذاری امکان بازیابی دقیق موقعیت چینه‌شناسی هر نمونه را در مطالعات بعدی فراهم می‌آورد. نمونه‌برداری تا جایی ادامه یافت که لیتولوژی آسماری به‌تدریج جای خود را به واحدهای تبخیری (گچ و انیدریت) سازند گچساران داد و در همین نقطه (مرز بالایی سازند آسماری) برداشت متوقف شد. در مجموع، ۲۶۳ نمونه سنگی از یک ضخامت قابل‌برداشت معادل ۵۶۸ متر جمع‌آوری گردید (شکل ۴).



شکل ۴. روش و فواصل نمونه‌برداری سیستماتیک در برش مورد مطالعه؛ (۱) فواصل نمونه‌برداری و (۲) شماره‌گذاری نمونه‌ها بر پایه متر از مبدأ برش.

همه نمونه‌ها پس از شست‌وشو و شماره‌گذاری در کیسه‌های پلاستیکی مخصوص نگهداری و برای آماده‌سازی به آزمایشگاه منتقل شدند و هم‌زمان، مستندسازی تصویری از برش صحرایی و فواصل نمونه‌برداری انجام شد.

۳.۲. مطالعات آزمایشگاهی و سنگ‌نگاری

از هر نمونه سنگی، مقطع نازک استاندارد تهیه شد و مقاطع با میکروسکوپ پلاریزان مورد بررسی سنگ‌نگاری (پتروگرافی) و فسیل‌شناسی قرار گرفتند. برای هر مقطع، بافت رسوبی، نوع و فراوانی اجزای اسکلتی و غیراسکلتی، و ویژگی‌های ریختی روزن‌بران کفزی بزرگ ثبت شد. توصیف بافت کربنات‌ها بر پایه طبقه‌بندی بافتی Dunham (۱۹۶۲) و در موارد لازم با تکمیل آن به‌وسیله Klován & Embry (۱۹۷۱) انجام گرفت؛ در این چارچوب، اصطلاحاتی مانند مادستون، وکستون، پکستون و گرین‌ستون برای بیان نسبت گِل آهکی به آلومک و میزان تماس دانه‌ها به‌کار رفت. شناسایی و رده‌بندی ریزرخساره‌ها بر مبنای اصول تحلیل ریزرخساره‌ای Flügel (۲۰۱۰) و با تکیه بر ترکیب بافت و مجموعه زیستی صورت گرفت. تفسیر جایگاه دیرینه‌محیطی هر رخساره نیز با استفاده از ریخت‌شناسی کارکردی روزن‌بران کفزی بزرگ و شاخص‌های بوم‌شناختی آن‌ها انجام شد؛ رویکردی که در آن نسبت پورسلانوز (نامنفذ) به هیالین (منفذدار)، شکل و

ضخامت پوسته، و همراهی با جلبک‌ها و مرجان‌ها به عنوان معیارهای عمق، انرژی، شوری و میزان نور به کار گرفته می‌شوند (Racey, 2004 & Glenn, 1986; Geel, 2000; Beavington-Penney & Hallock).

۴.۲. مدل رخساره‌ای و چارچوب سنی

برای بازسازی محیط رسوبی و تعیین کمربندهای رخساره‌ای، از الگوهای استاندارد رخساره‌ای کربناته (Wilson, 1975) و به طور خاص از الگوی رمپ کربناته (Wright, 1992; Pomar, & Pedley, 1989; Burchette & Buxton, 2001) بهره گرفته شد. سن توالی بر پایه زیست‌زون‌بندی روزن‌بران کفزی بزرگ و با اتکا به چارچوب‌های زیست‌زون (Van Buchem, 1965) و Bourgeois & Adams (۱۹۶۷) و بازنگری‌های نوین (Laurson et al, ۲۰۰۹) و et al (۲۰۱۰) تعیین گردید. حضور پیوسته گونه شاخص *Borelis melo* در سراسر برش، مبنای اصلی انتساب سن بوردیگالین به کل توالی قرار گرفت.

۵.۲. تحلیل چین‌نگاری سکansı

چارچوب چین‌نگاری سکansı برش بر پایه روندهای عمودی ژرف‌شوندگی و کم‌عمق‌شوندگی رخساره‌ها، الگوی روی‌هم‌رفتگی دسته‌رخساره‌ها (Stacking Pattern) و شناسایی سطوح کلیدی (به‌ویژه سطح حداکثر غرقابی، MFS) و مطابق اصول رایج در چین‌نگاری سکansı رسوبات کربناته استخراج شد (Myers, 1996; Catuneanu, & Emery, 2006). با در نظر گرفتن مجموعه داده‌های رخساره‌ای، سنی و ستون چین‌شناسی، عناصر سکansı برش تعریف و در قالب یک نمودار چین‌نگاری سکansı تلفیقی ارائه شد (شکل ۱۳).

۳. نتایج

۱.۳. چارچوب کلی رخساره‌ای

برش مورد مطالعه (۰ تا ۵۶۸ متر) بر روی یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال نهشته شده است. بر اساس بافت رسوبی و اجتماعات فسیلی، پنج محیط رسوبی اصلی و یک زیرمحیط رخساره‌های جریان‌ی تفکیک شد. نکته کلیدی آن‌که در هیچ بخشی از توالی، شواهدی از محیط تبخیری یا پهنه جزرومدی^{۱۲} مشاهده نشد و کم‌عمق‌ترین بخش سامانه، محیط لاگون است. پنج ریزرخساره شناسایی شده (MF1 تا MF5) و ویژگی‌های بافتی، زیستی و محیطی آن‌ها در جدول ۱ خلاصه شده‌اند.

جدول ۱. خلاصه ویژگی‌های پنج ریزرخساره اصلی سازند آسماری در برش تاقدیس توکاک (بافت بر پایه Dunham, 1962).

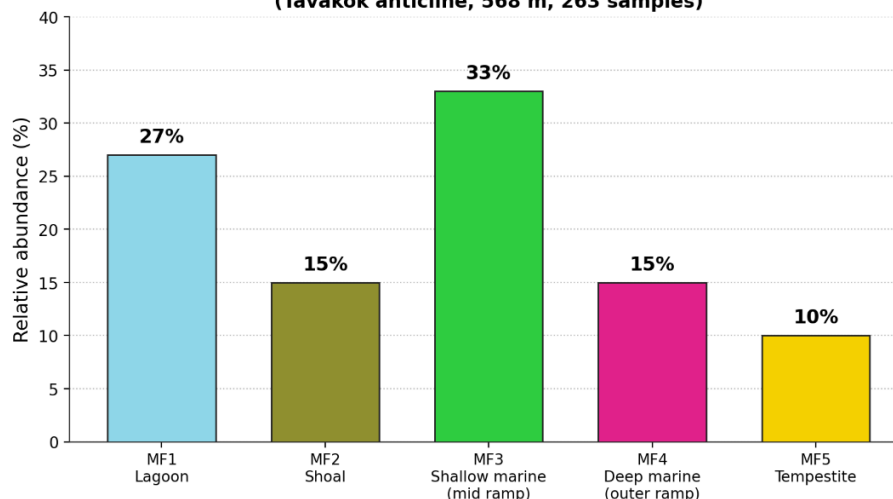
رخساره	نام رخساره	بافت غالب	مهم‌ترین اجزای زیستی	محیط رسوبی	ناحیه رمپ
۱MF	وکستون/پکستون بُریس-میلیولید- پنروپلیس	وکستون تا پکستون	<i>Borelis melo</i> , <i>B. pygmaea</i> , <i>Peneroplis</i> spp., <i>Dendritina</i> <i>rangi</i> , <i>Meandropsina iranica</i> میلیولیدها، استراکود	لاگون	رمپ داخلی
۲MF	وکستون/پکستون اسفرژیپسینا-جلبک سرخ-مرجان	وکستون تا پکستون	<i>Sphaerogypsina globulus</i> , مرجان، <i>Lithophyllum</i> sp., <i>Operculina complanata</i> , <i>Planorbulina</i> sp	شول	رمپ داخلی (پرانرژی)
۳MF	وکستون/پکستون	وکستون تا	<i>Nummulites vascus</i> , <i>Operculina complanata</i> ,	دریای باز	رمپ میانی

¹² Tidal Flat

	نومولیتس-اپرکولینا	پکستون	<i>Eulepidina elephantina</i> , <i>Lepidocyclina</i> sp., <i>Miogyopsinoides</i> sp., بریزوئر	کم عمق	
MF4	مادستون پلاژیک	مادستون	<i>Operculina complanata</i> (پهن)، <i>Globigerina</i> sp. اجزای بازماندی کم عمق	دریای عمیق	رمپ خارجی/حوضه
MF5	پکستون/گرین ستون مخلوط (جریانی)	پکستون تا گرین ستون	مخلوط آلوتون (بورلیس، مرجان، جلبک سرخ) + اتوکتون (ائولپیدینا، نومولیتس، گلوبیزرینا)	رخساره‌های جریانی/طوفانی	رمپ میانی- خارجی

توزیع نسبی این ریزرخساره‌ها در کل توالی در نمودار ۱ ارائه شده که بر پایه آن، رخساره MF3 (وکستون/پکستون نومولیتس-اپرکولینا) گسترده‌ترین کمربند رخساره‌ای برش و رخساره لاگونی MF1 دومین رخساره فراوان است.

Relative abundance of the five microfacies in the studied Asmari section
(Tavakok anticline, 568 m, 263 samples)



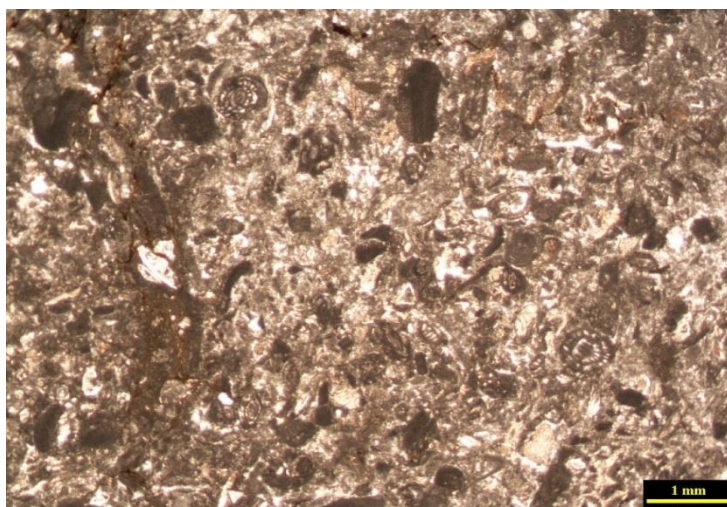
نمودار ۱. فراوانی نسبی پنج ریزرخساره (MF1 تا MF5) در برش ۵۶۸ متری آسماری در تاق‌دیس توکاک؛ تسلط رخساره رمپ میانی (MF3) و سپس رخساره لاگونی (MF1).

۲.۳. محیط لاگون^{۱۳} — رخساره MF1

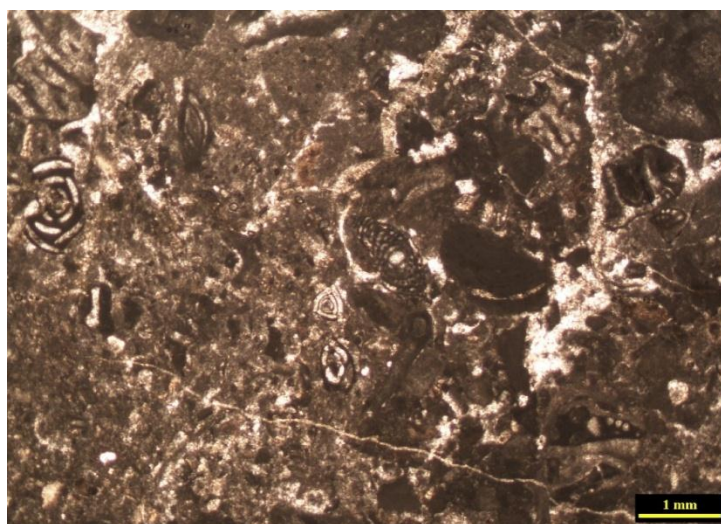
این محیط کم عمق‌ترین بخش رمپ داخلی را تشکیل می‌دهد و با شرایط نسبتاً محصور تا نیمه‌محصور، انرژی هیدرودینامیکی کم تا متوسط (تسلط بافت وکستون) و شوری متغیر نرمال تا اندکی فوق‌شور مشخص می‌شود. حضور فراوان روزن‌بران پورسلانوز (میلیولیدها) و جنس‌های شاخصی چون *Borelis* و *Peneroplis* گویای شرایط نیمه‌محصور این محیط است. رخساره MF1 (وکستون/پکستون بُرلیس-میلیولید-پنروپلیس) با بافت غالب وکستون تا پکستون و مجموعه فسیلی شاخصی شامل *Peneroplis*, *Peneroplis evolutus*, *Dendritina rangi*, *Borelis pygmaea*, *Borelis melo*, *Taberina malabarica*, *Meandropsina iranica*, *farsensis*, *Quinqueloculina* و انبوهی از میلیولیدها (*Triloculina*, *Spiroloculina*, *Pyrigo*, *Miliola*)، به همراه *Discorbis*, *Textularia*, *Ditrupa* و استراکود مشخص می‌شود. این رخساره معرف یک محیط لاگونی با گردش آب محدود است؛ فراوانی جنس *Borelis* در کنار *Peneroplis* و میلیولیدها نشان‌دهنده شرایط نیمه‌محصور با شوری نرمال تا کمی بالاست، حال آن‌که حضور *Dendritina*

¹³ Lagoon

و *Meandropsina* می‌تواند بخش‌های پرانرژی‌تر لاگون یا مناطق تحت نفوذ جریان‌های کانالی را نشان دهد. وجود استراکود و *Schlumbergerina* نیز مؤید بسترهای علفزار دریایی^{۱۴} درون لاگون است. نمونه‌های شاخص این رخساره در شکل ۵ و شکل ۶ نشان داده شده‌اند.



شکل ۵. نمونه tk-312، رخساره پکستون بورلیس-پنروپلیس (MF1) در محیط لاگون.



شکل ۶. نمونه tk-30، رخساره وکستون میلیولید-بورلیس (MF1) در محیط لاگون.

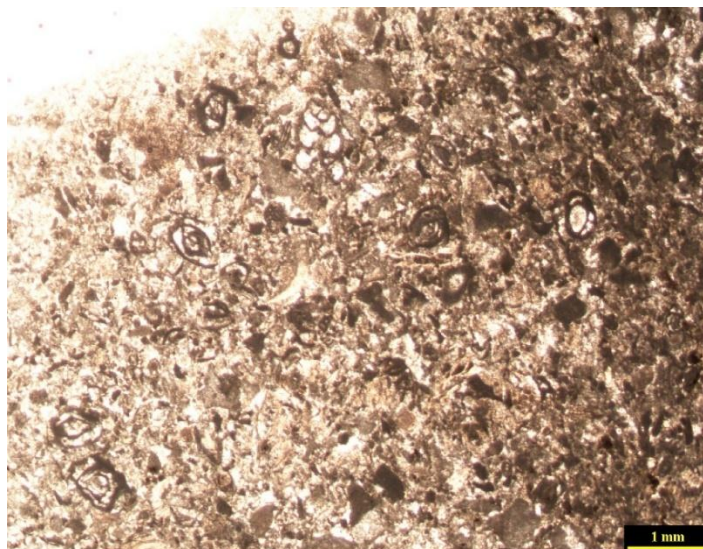
۳.۳. محیط شول^{۱۵} — رخساره MF2

این محیط، بخش پرانرژی رمپ داخلی است که در آن تجمعات اسکلتی به صورت شول‌های بیوکستی یا پچریف‌های مرجانی کوچک نهشته شده‌اند. در این محیط بافت‌های پکستون فراوان‌تر از لاگون است و قطعات مرجان و جلبک‌های قرمز به فراوانی دیده می‌شوند. رخساره MF2 (وکستون/پکستون اسفرژیپسینا-جلبک سرخ-مرجان) با مجموعه فسیلی *Dendritina rangi*, *Operculina complanata*, *Lithophyllum* sp., مرجان، *Sphaerogypsina globulus*, *Nummulites* sp., *Eouvigerina iranica*, *Planorbulina* sp. و میلیولیدها مشخص می‌شود. این رخساره در بخش کم‌عمق و پرانرژی رمپ داخلی، در بالای موج‌پایه آرام (FWWB) نهشته شده است. *Sphaerogypsina globulus* به عنوان یک روزن‌بر کفزی بزرگ با پوسته ضخیم و کروی، شاخص محیط‌های پرتلاطم شول است و همراهی آن با قطعات

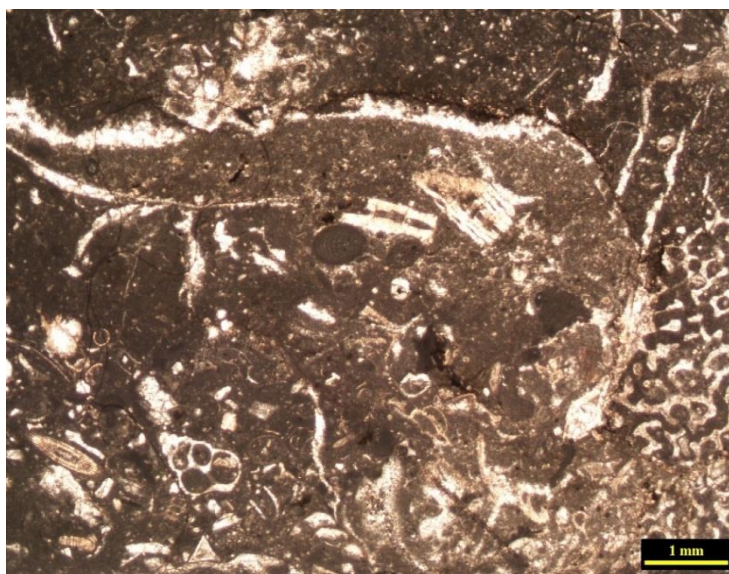
¹⁴ Sea-grass

¹⁵ Shoal

مرجان و جلبک سرخ (*Lithophyllum*) بیانگر تشکیل در شول‌های بیوکستی و پیرامون پج‌ریف‌های مرجانی است. حضور *Operculina complanata* با پوسته پهن نشان می‌دهد که این شول‌ها در ارتباط با آب‌های بازتر رمپ میانی بوده‌اند. نمونه‌های شاخص این رخساره در شکل ۷ و شکل ۸ ارائه شده‌اند.



شکل ۷. نمونه tk-48، رخساره پکستون اسفرژیپسینا-نومولیتس (MF2) در محیط شول.



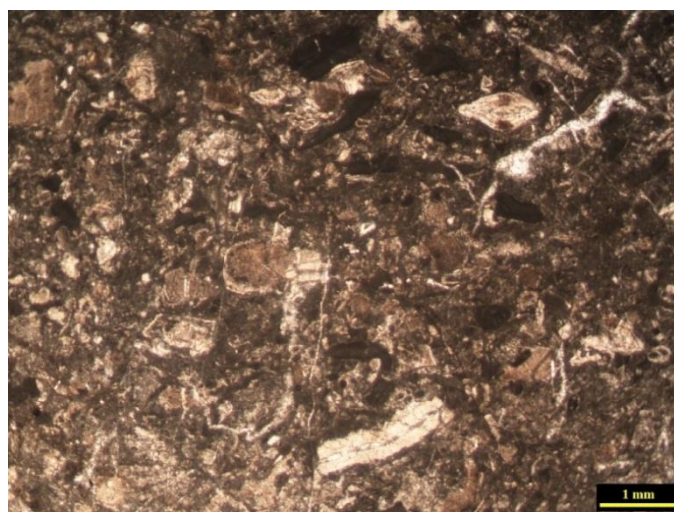
شکل ۸. نمونه tk-24، رخساره وکستون مرجان-جلبک قرمز (MF2) در محیط شول.

۴.۳. محیط دریای باز کم‌عمق (رمپ میانی)^{۱۶} — رخساره MF3

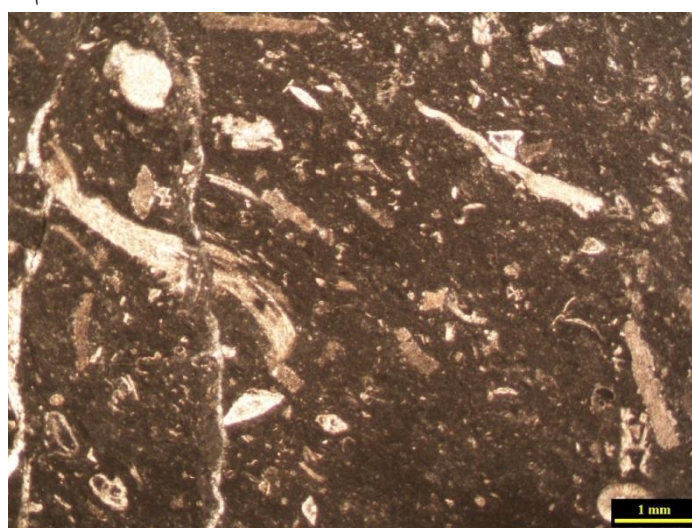
این محیط معادل رمپ میانی است که میان محدوده امواج طوفانی و موج‌پایه آرام قرار دارد. رسوبات آن عمدتاً از نوع وکستون و پکستون با تجمعات فراوان روزن‌بران کفزی بزرگ هیالین (*Operculina*, *Nummulites*) هستند که نشان‌دهنده شرایط نوری مناسب و انرژی متوسط تا کم است. رخساره MF3 (وکستون/پکستون نومولیتس-پرکولینا) با مجموعه زیستی *Eulepidina elephantina*, *Operculina complanata*, *Nummulites vascus*, *Lepidocyclina* sp., *Miogypsinoidea* sp., *Spiroclypeus* sp., *Tubucellaria* sp. (بریوزوئر)، *Rotalia*

¹⁶ Shallow Marine

viennoti, Discorbis sp., Textularia sp. و Globigerina sp. مشخص می‌شود. این رخساره گسترده‌ترین کمر بند رخساره‌ای برش است و معرف ته‌نشست در یک رمپ میانی با شرایط نوری الیگوفوتیک تا مزوفوتیک و گردش آب نسبتاً باز است. تجمع نومولیتیدهای پهن و مسطح (مانند Operculina complanata و Eulepidina) شاخص بخش‌های عمیق‌تر رمپ میانی است، حال آن‌که حضور Nummulites vascus با پوسته عدسی شکل می‌تواند بخش‌های کم‌عمق‌تر رمپ میانی را نشان دهد. همراهی بریوزوئرها (Tubucellaria) و روزن‌بران پلانکتونیک اپی‌کنتینتال (Globigerina) نیز مؤید ارتباط این بخش با آب‌های باز دریاست. نمونه‌های شاخص در شکل ۹ و شکل ۱۰ دیده می‌شوند.



شکل ۹. نمونه tk-350، رخساره پکستون نومولیتس-پرکولینا (MF3) در دریای باز کم‌عمق (رمپ میانی).

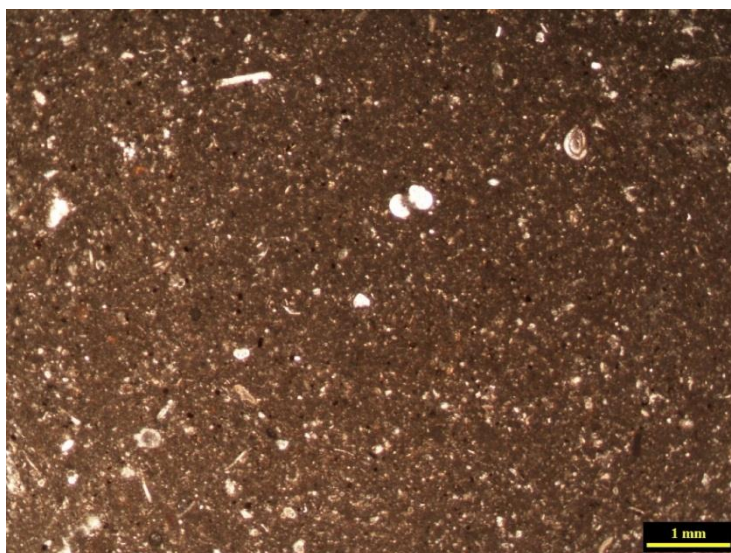


شکل ۱۰. نمونه tk-472، رخساره وکستون Nummulites vascus-توبوسلاریا (MF3) در دریای باز کم‌عمق.

۵.۳. محیط دریای عمیق (Deep Marine / رمپ خارجی) — رخساره MF4

این محیط معرف رمپ خارجی و بخش‌های عمیق حوضه است که در زیر موج‌پایه طوفانی (SWB) قرار دارد. رسوب‌گذاری در شرایط بسیار کم‌انرژی و غالباً از نوع مادستون صورت گرفته و فونای کفزی بسیار محدود و عمدتاً شامل روزن‌بران مسطح یا پلانکتونیک است. رخساره MF4 (مادستون پلاژیک، فسیل‌دار تا بدون فسیل) با اجزای Operculina, Miliola sp., Pyrgo sp., Globigerina sp., Nummulites sp., complanata می‌شود. غلبه مادستون نشان‌دهنده انرژی بسیار پایین و ته‌نشست ذرات معلق (پلاژیک و همی‌پلاژیک) است. فونای کفزی

بسیار محدود و منحصر به روزن‌بران بسیار مسطح (مانند *Operculina*) است که برای زندگی در شرایط نوری بسیار کم (الیگوفوتیک) سازگار شده‌اند؛ حضور روزن‌بران پلانکتونیک و نبود فسیل‌های آب‌های کم‌عمق، مؤید عمق زیاد این محیط است. حضور نادر فسیل‌های کم‌عمق (میلیولیدها) در این رخساره به‌صورت بازماندی و حمل‌شده از رمپ داخلی تفسیر می‌شود. نمونه شاخص این رخساره در شکل ۱۱ ارائه شده است.

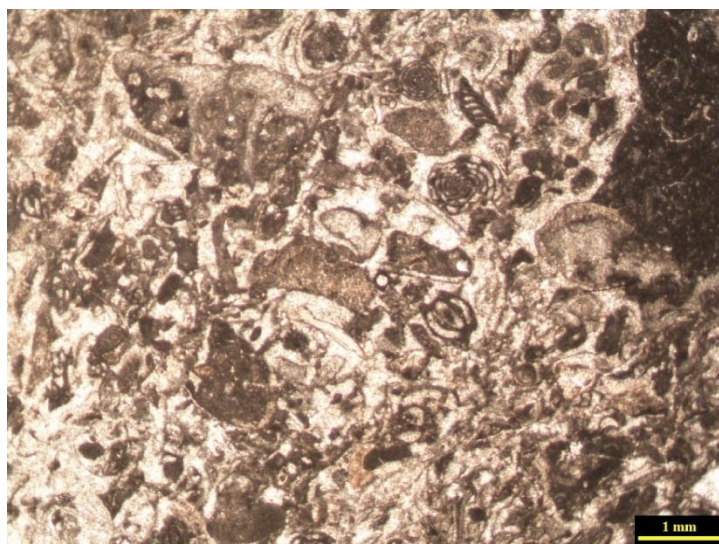


شکل ۱۱. نمونه tk-550، رخساره مادستون با روزن‌بران پلانکتونیک و مواد بازماندی (MF4) در دریای عمیق (رمپ خارجی).

۶.۳. رخساره‌های جریان/طوفانی^{۱۷} — رخساره MF5

این رخساره‌ها نهشته‌های رویدادی هستند که در نتیجه طوفان‌ها یا جریان‌های توریدایتی در رمپ میانی و خارجی تشکیل شده‌اند. مشخصه اصلی آن‌ها، مخلوط‌شدن رسوبات و فسیل‌های محیط‌های کم‌عمق (لاگون و شول) با رسوبات محیط‌های عمیق است. رخساره MF5 (پکستون/گرین‌ستون مخلوط) با یک مجموعه زیستی دوگانه مشخص می‌شود: اجزای آلوتون (حمل‌شده) شامل *Sphaerogypsina*، میلیولیدها، *Peneroplis evolutus*، *Dendritina rangi*، *Borelis melo*، مرجان و *Lithophyllum*؛ و اجزای اتوکتون/پارااتوکتون (بومی یا نیمه‌بومی) شامل *Eulepidina*، *Globigerina* sp، *Tubucellaria* sp، *Operculina* sp، *Nummulites vascus*، *elephantina* و *Uvigerina* sp. این رخساره نتیجه رخداد‌های طوفانی شدید است که توانسته‌اند رسوبات و اجزای اسکلتی را از رمپ داخلی (لاگون و شول) کنده و به بخش‌های عمیق‌تر رمپ میانی و خارجی حمل کنند. مخلوط آشفته فسیل‌های کم‌عمق با فونای عمیق، معیار اصلی تشخیص این رخساره است؛ حضور پلانکتون‌ها در کنار قطعات مرجان و جلبک قرمز، ماهیت حمل‌شده و نهشت سریع این رسوبات را تأیید می‌کند. این رخساره‌ها عمدتاً در بخش‌های پیشرونده سکانس، که نرخ ایجاد فضای رسوبی بالاست، دیده می‌شوند. نمونه شاخص در شکل ۱۲ نشان داده شده است.

¹⁷ Tempestite



شکل ۱۲. نمونه tk-360، رخساره پکستون مخلوط (MF5)؛ نهشته طوفانی حاوی قطعات حمل‌شده از لاگون (بورلیس) و فونای عمیق (ائولیدینا، گلوبیژرینا).

۷.۳. مقایسه محیط‌های رسوبی و مدل رمپ

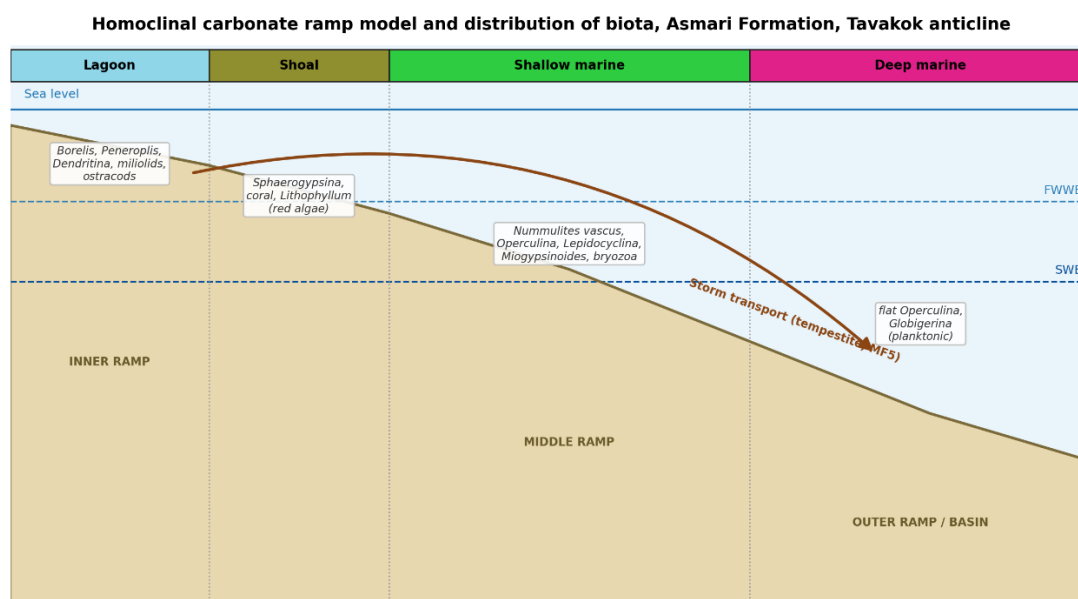
جمع‌بندی ویژگی‌های چهار محیط رسوبی اصلی و یک زیرمحیط جریانی در جدول ۲ ارائه شده است.

جدول ۲. مقایسه ویژگی‌های چهار محیط رسوبی و زیرمحیط جریانی رمپ آسماری در برش توکاک.

محیط	ناحیه رمپ	انرژی	بافت غالب	شاخص‌های زیستی کلیدی	رخساره
لاگون	رمپ داخلی	کم تا متوسط	وکستون (تا پکستون)	میلیولید، بورلیس، پنیروپلیس، دندریتینا، استراکود	MF1
شول	رمپ داخلی (پرانرژی)	زیاد	پکستون (تا وکستون)	اسفرژیپسینا، مرجان، جلبک سرخ	MF2
دریای باز کم‌عمق	رمپ میانی	متوسط تا کم	وکستون/پکستون	نومولیتس، اپرکولینا، ائولیدینا، لپیدوسیکلینا، بریزوثر	MF3
دریای عمیق	رمپ خارجی/حوضه	بسیار کم	مادستون	اپرکولینای پهن، گلوبیژرینا (پلانکتون)	MF4
رخساره‌های جریانی	رمپ میانی-خارجی	رویدادی (طوفانی)	پکستون/گرین‌ستون	مخلوط آلوتون کم‌عمق + اتوتون عمیق	MF5

بر پایه گذار تدریجی و پیوسته رخساره‌ها از لاگون به شول، سپس دریای باز کم‌عمق و در نهایت دریای عمیق — و به‌ویژه نبود کامل پهنه جزرومدی و تبخیری‌ها و نبود شواهد یک سد صلب^{۱۸} — می‌توان نتیجه گرفت که این توالی بر روی یک رمپ کربناته هموکلینال نهشته شده است (نمودار ۳). در این مدل، روزن‌بران پورسلانوز و کوچک (بورلیس، پنیروپلیس، میلیولید) در بخش لاگونی رمپ داخلی متمرکزند؛ اسفرژیپسینا، مرجان و جلبک قرمز در کمربند شول؛ نومولیتیدها و لپیدوسیکلیندهای بزرگ و پهن در رمپ میانی؛ و روزن‌بران بسیار مسطح و پلانکتونیک در رمپ خارجی و حوضه؛ و رخساره‌های جریانی MF5 حاصل انتقال طوفانی آوارها از رمپ داخلی به بخش‌های عمیق‌تر هستند.

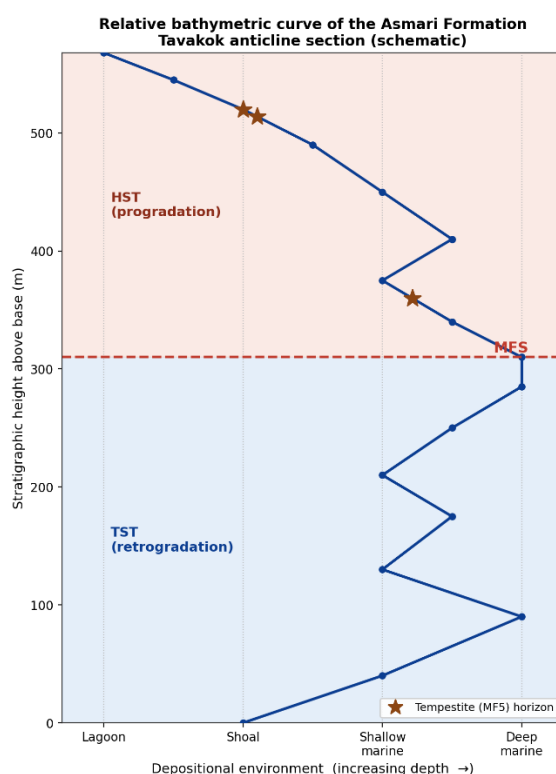
¹⁸ Rimmed Barrier



نمودار ۳. مدل رمپ کربناته هموکلینال و توزیع اجتماعات زیستی در سازند آسماری تاقدیس توکاک؛ جایگاه کمرندهای لاگون، شول، رمپ میانی و رمپ خارجی نسبت به موج پایه آرام (FWWB) و طوفانی (SWB) و مسیر انتقال طوفانی آوارها.

۸.۳. توزیع عمودی رخساره‌ها و چارچوب چینه‌نگاری سکانسی

توزیع عمودی رخساره‌ها در امتداد ستون چینه‌شناسی، الگویی از تناوب کمرندهای رخساره‌ای را نشان می‌دهد که در قالب یک منحنی تغییرات عمق نسبی در نمودار ۲ خلاصه شده است.



نمودار ۲. منحنی تغییرات عمق نسبی آب در برابر ضخامت چینه‌شناسی (شماتیک): روند ژرف‌شونده TST تا سطح حداکثر غرقابی (MFS) و سپس روند کم‌عمق‌شونده HST، به همراه افق‌های تمپستایت (MF5).

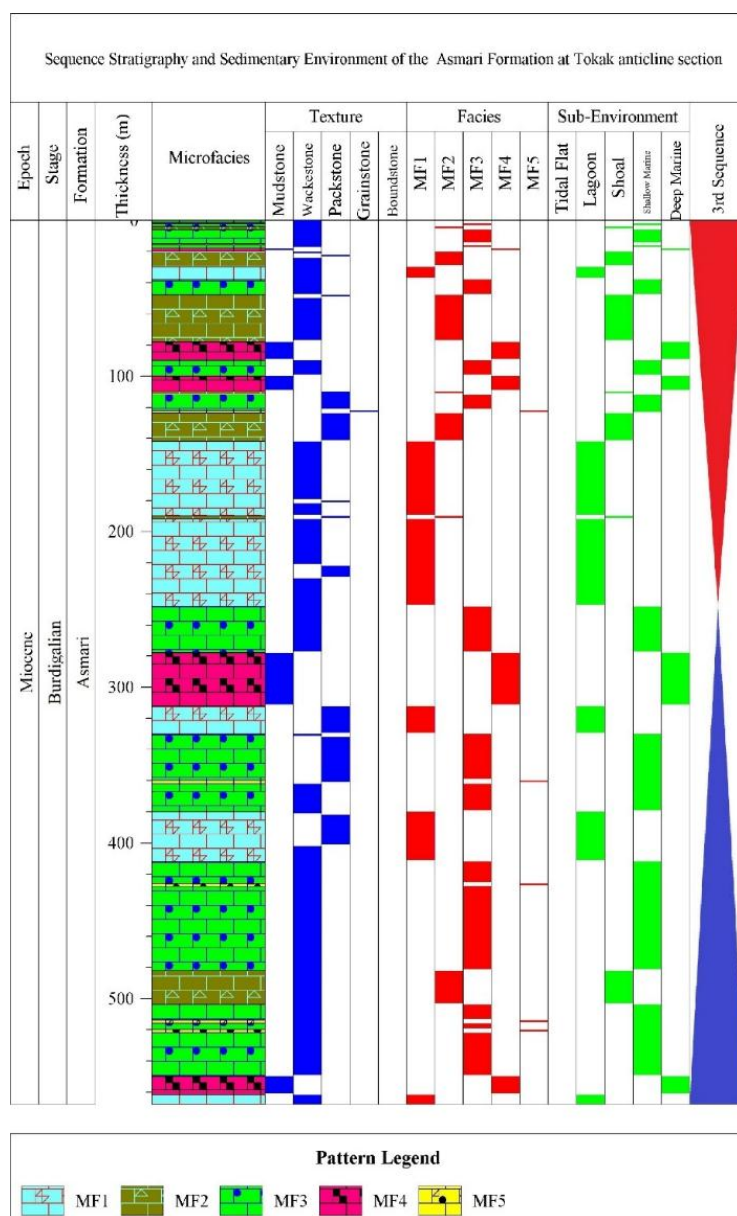
با توجه به آنالیز رخساره‌ها و تفسیر محیط‌های رسوبی و نیز بر پایه سن قطعیِ بُردیگالین برای کل توالی (که با حضور Borelis melo از ژرفای ۵۶۲ تا ۱ متری اثبات می‌شود)، کل برش ۵۶۸ متری به‌عنوان یک سکانس رده سوم کامل در نظر گرفته می‌شود. این سکانس با الگوی ناحیه‌ای شناخته‌شده برای بخش بُردیگالین سازند آسماری تطابق دارد و مرزهای سکاسی^{۱۹} آن در خارج از محدوده برش قرار می‌گیرند. عناصر سکاسیِ شناسایی‌شده در برش در جدول ۳ گردآوری شده‌اند.

جدول ۳. عناصر چین‌نگاری سکاسی سازند آسماری در برش تاق‌دیس توکاک.

عنصر سکاسی	تعریف/شاهد	موقعیت در برش	رخساره‌های شاخص
سکانس رده سوم	کل توالی ۵۶۸ متری با سن بُردیگالین	۰ تا ۵۶۸ متر	MF1-MF5
دسته پیش‌رونده (TST)	روند ژرف‌شونده پس‌رونده تا MFS	بخش زیرین تا میانی	MF1/MF2 → MF3 → MF4
سطح حداکثر غرقابی (MFS)	ژرف‌ترین رخساره (مادستون با گلوپیژرینا)	نزدیک میانه توالی	MF4
دسته تراز بالا (HST)	روند کم‌عمق‌شونده روبه‌جلو پس از MFS	بخش بالایی	MF3 → MF1
رخساره‌های رویدادی	نهشته‌های طوفانی درون بخش پیش‌رونده	حدود ۳۶۰، ۵۱۴ و ۵۲۰ متری	MF5
مرزهای سکاسی (SB)	خارج از محدوده برش	زیر قاعده/بالای رأس	—

سطح حداکثر غرقابی (MFS) در جایی قرار دارد که عمیق‌ترین رخساره برش (مادستون MF4 با Globigerina) نهشته شده است. دسته رخساره پیش‌رونده (TST) شامل یک روند کلی افزایش عمق است که با رخساره‌های دریای باز کم‌عمق (MF3) و شول/لاگون (MF2/MF1) در بخش‌های زیرین آغاز می‌شود و به تدریج به سوی رخساره‌های غالب دریای عمیق (MF4) در پیرامون MFS پیش می‌رود؛ این بخش، جای‌گیری تدریجی و پس‌رونده (Retrogradational) کمرنده‌های رخساره‌ای را نشان می‌دهد. رخساره‌های جریانی (MF5) که در حدود ژرفای‌های ۳۶۰، ۵۱۴ و ۵۲۰ متری ثبت شده‌اند، مؤید فعالیت‌های طوفانی پرانرژی در طی فاز پیش‌رونده هستند و نوسانات کوچک‌مقیاس (پاراسکانس‌ها) نیز به صورت تناوب شول و دریای عمیق در این دسته رخساره دیده می‌شود. پس از MFS، دسته رخساره تراز بالا (HST) با روند کم‌عمق‌شوندگی (Progradational) پیش می‌رود؛ این بخش با رخساره‌های دریای باز کم‌عمق (MF3) بلافاصله پس از MFS آغاز می‌شود و به سرعت به رخساره‌های لاگونی (MF1) در رأس برش تبدیل می‌گردد. تلفیق کامل این عناصر — شامل ستون لیتولوژی، ریزرخساره، بافت، رخساره‌ها و زیرمحیط‌ها به‌همراه منحنی سکاسی — در شکل ۱۳ ارائه شده است.

¹⁹ Sequence Boundary



شکل ۱۳. ستون تلفیقی چینه‌نگاری سکانسی و محیط رسوبی سازند آسماری در برش تاقدیس توکاک؛ شامل ستون لیتولوژی،

ریزرخساره‌ها (MF1–MF5)، بافت، رخساره‌ها، زیرمحیط‌ها و منحنی سکانس رده سوم (TST/HST و MFS).

جمع‌بندی کمی فراوانی رخساره‌ها (نمودار ۱)، منحنی تغییرات عمق نسبی (نمودار ۲) و مدل رمپ هموکلینال با توزیع زیستی (نمودار ۳)، در کنار ستون سکانسی تلفیقی (شکل ۱۳)، تصویری منسجم از یک رمپ کربناته کم‌شیب ارائه می‌دهند که در طی یک چرخه پیشروی-پسروی نسبی سطح آب دریا و در سن بوردیگالین شکل گرفته است.

۴. بحث

مجموعه داده‌های رخساره‌ای و زیستی به‌دست‌آمده از برش تاقدیس توکاک، به‌روشنی از یک مدل رمپ کربناته هموکلینال پشتیبانی می‌کند و این نتیجه با درک عمومی حاکم بر ادبیات سازند آسماری در زاگرس هم‌سو است. مهم‌ترین دلیل تفسیر رمپ (در برابر سکوی لبه‌دار)، گذار تدریجی و پیوسته کمربندهای رخساره‌ای از لاگون به شول، سپس رمپ میانی و در نهایت رمپ خارجی، بدون هرگونه شکست شیب ناگهانی یا وجود یک سلب ریفی پیوسته است؛ همان معیاری که در تعریف کلاسیک رمپ‌ها بر آن تأکید شده است (Ahr, 1973; Read, 1985; Burchette & Wright, 1992). افزون

بر این، تسلط روزن‌بران کفزی بزرگ به‌عنوان تولیدکنندگان اصلی رسوب — به‌جای مرجان‌های سازنده ریف‌های حاشیه‌ای — ویژگی بارز رمپ‌های ترشیری قلمرو تیس است و آسماری نمونه‌ای شاخص از این سامانه‌ها به‌شمار می‌رود (Buxton, 2001; Pedley, 1989; Pomar, 2001). نبود کامل پهنه جزرومدی و رخساره‌های تبخیری در این برش نیز نشان می‌دهد که رمپ در بخش شمال‌باختری پهنه ایزه در زمان بوردیگالین، در ارتباط باز با دریای آزاد و به‌دور از شرایط محصور تبخیری قرار داشته است؛ الگویی که با تفسیر «پلاتفرم باز بدون سد مؤثر» در دیگر برش‌های آسماری هم‌خوانی دارد (Vaziri-Moghaddam et al., 2006). مطالعات بسیار جدید نیز این مدل را تأیید کرده‌اند: شناسایی نه ریزرخساره در میدان پارسی که در تنظیمات رمپ درونی تا بیرونی نهشته شده‌اند و حاکی از یک رمپ هموکلینال بدون ساختارهای ریفی پیوسته است (Danaei et al., 2025)، و همچنین تشخیص هشت تا ده رخساره در میدان‌های پازنان و رگ‌سفید که همگی بر رمپ کربناته با گذار تدریجی کمربندها تأکید دارند (Esrafil-Dizaji et al., 2025; Esrafil-Dizaji et al., 2026).

توزیع روزن‌بران کفزی بزرگ در امتداد نیمرخ رمپ (نمودار ۳)، ابزاری نیرومند برای بازسازی عمق و میزان نور فراهم می‌کند. بر پایه ریخت‌شناسی کارکردی این موجودات، پوسته‌های پورسلانوز و کوچک نامنفذ (مانند میلیولیدها، *Borelis* و *Peneroplis*) بیانگر آب‌های کم‌عمق، گرم و گاه اندکی فوق‌شور رمپ داخلی‌اند، در حالی‌که پوسته‌های هیالین منفذدار و پهن‌شونده (مانند *Lepidocyclina* و *Operculina*) با افزایش عمق و کاهش نور در رمپ میانی تا خارجی سازگارند؛ این تغییر ریختی، بازتاب مستقیم گذار از منطقه نوری یوفوتیک به الیگوفوتیک است (Hallock & Glenn, 1986; Geel, 2000; Beavington-Penney & Racey, 2004). به‌ویژه، مسطح‌شدن روزآزون پوسته *Operculina* در رخساره MF4، سازگاری با محیط کم‌نور و ژرف را نشان می‌دهد و همراهی آن با روزن‌بران پلانکتونیک (*Globigerina*) شاهدهی قاطع بر ماهیت رمپ خارجی/حوضه‌ای این رخساره است؛ تولید کربنات در چنین بخش‌هایی از رمپ حتی می‌تواند تا منطقه آفوتیک (بدون نور) نیز ادامه یابد، پدیده‌ای که در رمپ‌های میوسن مشابه گزارش شده است (Corda & Brandano, 2003). بدین ترتیب، آرایش عمودی رخساره‌ها در برش توکاک را می‌توان به‌صورت یک شیب‌بندی منظم عمقی‌نوری تفسیر کرد که از لاگون پر نور و کم‌عمق تا حوضه کم‌نور و عمیق امتداد می‌یابد. این الگو با یافته‌های اخیر در میدان رگ‌سفید نیز هم‌راستا است که در آن ریزرخساره‌های غنی از روزن‌بران هیالین بزرگ نشانگر رمپ میانی و رخساره‌های نامنفذ نشانگر رمپ داخلی تفسیر شده‌اند (Esrafil-Dizaji et al., 2026).

رخساره‌های تمپستایتی (MF5) از دیدگاه دیرینه‌محیطی و سکانشی اهمیت ویژه‌ای دارند. مخلوط‌شدن آشفته آوارهای کم‌عمق (بورلیس، مرجان، جلبک سرخ) با فونای عمیق (ائولپیدینا، گلوبیژرینا) در این رخساره، امضای کلاسیک نهشته‌های رویدادی ناشی از طوفان است که در آن مواد اسکلتی رمپ داخلی طی رخداد‌های پراثری کنده شده و به‌سرعت در بخش‌های عمیق‌تر رمپ میانی-خارجی ته‌نشین می‌شوند. جای‌گیری این رخساره‌ها عمدتاً در بخش پیشرونده سکانش (TST)، جایی‌که نرخ ایجاد فضای تجمع رسوب بالاست، با انتظارات مدل‌های چینه‌نگاری سکانشی سازگار است؛ در چنین فازی، افزایش نسبی سطح آب و ژرف‌شدن محیط، شرایط را برای حفظ و اندوزش نهشته‌های طوفانی در رمپ عمیق فراهم می‌کند (Emery & Myers, 1996; Catuneanu, 2006). بنابراین، رخساره‌های MF5 نه‌تنها شاهدهی بر پویایی هیدرودینامیکی رمپ توکاک‌اند، بلکه به‌عنوان نشانگرهای کمکی برای بازشناسی فاز پیشرونده نیز به‌کار می‌آیند.

از منظر چارچوب سکانشی، تفسیر کل توالی ۵۶۸ متری به‌عنوان یک سکانش رده سوم کامل — متشکل از یک TST ژرف‌شونده و پس‌رونده و یک HST کم‌عمق‌شونده و روبه‌جلو با MFS در محل ژرف‌ترین رخساره — با معماری سکانشی گزارش‌شده برای آسماری در دیگر نقاط زاگرس هماهنگ است (Amirshahkarami et al., 2007a). در برش

چمن بلبل، سه سکانس رده سوم را بر پایه روندهای ژرف‌شوندگی/کم‌عمق‌شوندگی و الگوی روی‌هم‌رفتگی چرخه‌ها شناسایی کردند و Vaziri-Moghaddam et al. (2006) نیز چارچوب مشابهی از دسته‌رخساره‌های پیش‌رونده و تراز بالا را برای آسماری در جنوب‌باختر ایران ارائه دادند. مطالعات جدیدتر نیز پنج سکانس درجه سوم (شاتین تا بوردیگالین) در میدان پازنان و شش سکانس درجه سوم (روپلین تا بوردیگالین) در میدان رگ‌سفید را شناسایی کرده‌اند که الگوی کلی TST-HST و کنترل رخساره‌ای بر کیفیت مخزنی را تأیید می‌کنند (Esfarili-Dizaji et al., 2025; Esfarili-Dizaji et al., 2026). تفاوت اصلی برش توکاک در آن است که به دلیل سن یکنواخت بوردیگالین و ضخامت زیاد، تنها بخشی از یک چرخه رده سوم را با وضوح بالا و بدون مرزهای سکانشی درون‌برشی به نمایش می‌گذارد؛ همین ویژگی، آن را به مطالعه‌ای موردی و ارزشمند برای واکاوی جزئیات یک سکانس منفرد آسماری فوقانی بدل می‌کند. غلبه رخساره رمپ میانی (MF3) در کل توالی (نمودار ۱) نیز با این ایده سازگار است که بخش عمده نهشت در نزدیکی MFS و در پهنه باز و پرتولید رمپ میانی رخ داده است.

مقایسه گسترده‌تر با ادبیات ناحیه‌ای، جایگاه یافته‌های توکاک را روشن‌تر می‌کند. مطالعات متعددی که در دو دهه گذشته بر روی آسماری در زیرحوضه‌های گوناگون زاگرس انجام شده‌اند، همگی بر تسلط یک سامانه رمپ کربناته با کمربندهای رخساره‌ای مشابه صحنه گذاشته‌اند (Seyrafian & Hamedani (1998) و Seyrafian (2000) در زاگرس مرکزی، Ranjbaran et al. (2007) در ناحیه گچساران، Rahmani et al. (2009) در تاقدیس خاویز، Vaziri-Moghaddam et al. (2010) در شمال‌باختر حوضه و Sadeghi et al. (2011) در زیرحوضه فارس، همگی مدل رمپ را برای آسماری تأیید کرده‌اند، هرچند در جزئیات شمار ریزرخساره‌ها، حضور یا نبود پهنه جزرومدی، و درجه توسعه عضو تبخیری کلهر تفاوت‌هایی وجود دارد. این تفاوت‌ها عمدتاً بازتاب موقعیت دیرینه‌جغرافیایی هر برش بر روی رمپ (داخلی، میانی یا خارجی) و تأثیر عوامل محلی زمین‌ساختی و اقلیمی هستند (Van Buchem et al., 2010). در چارچوب دیرینه‌جغرافیایی کلان، حوضه زاگرس در سراسر فائروزییک بخشی از حاشیه قاره‌ای شمال‌خاوری صفحه عربی (گندوانا/آفریقا) بوده و رمپ آسماری بر روی همین حاشیه روبه‌بسته نوتیس، هم‌زمان با نزدیک شدن و برخورد صفحات عربی و اوراسیا، توسعه یافته است (Berberian & King, 1981; Alavi, 2007). شکل‌گیری تاقدیس‌های پهنه ایزه از جمله توکاک، مرحله پسین همین تحول کوهزایی و کوتاه‌شدگی پوسته را بازتاب می‌دهد (Sherkati & Letouzey, 2004; Sepehr & Cosgrove, 2004).

از دیدگاه سن‌سنجی زیستی، پیوستگی حضور *Borelis melo* در سراسر ۵۶۸ متر توالی، شاهدی نیرومند بر انتساب سن بوردیگالین به کل برش است؛ این گونه در چارچوب‌های زیست‌زون (Wynd (1965) ، Adams & Bourgeois (1967) و بازنگری‌های نوین Laursen et al. (2009) و Van Buchem et al. (2010) به‌عنوان شاخص بخش بالایی آسماری و سن بوردیگالین شناخته می‌شود. همراهی آن با گونه‌هایی چون *Peneroplis farsensis* ، *Meandropsina iranica* و *Dendritina rangi* و *Miogyopsinoides* این انتساب را تقویت می‌کند. باید توجه داشت که چارچوب سنتی زیست‌زون‌بندی آسماری در سال‌های اخیر با به‌کارگیری چینه‌نگاری ایزوتوپی استرانسیم مورد بازنگری و کالیبراسیون دقیق‌تر قرار گرفته و در پاره‌ای موارد، سن‌های پیشین جابه‌جا شده‌اند (Ehrenberg et al., 2007)؛ با این حال، جایگاه *Borelis melo* به‌عنوان شاخص بوردیگالین همچنان پابرجاست و بنابراین چارچوب سنی ارائه‌شده برای برش توکاک از استحکام کافی برخوردار است. نکته درخور توجه دیگر، ضخامت زیاد این توالی تک‌سینی است که در مقایسه با ضخامت ۳۱۴ متری برش الگو (Motiei, 1993)، بر نرخ بالای فضای تجمع رسوب و پایداری شرایط رمپ در این بخش از حوضه در طی بوردیگالین دلالت می‌کند.

سرانجام، یافته‌های این پژوهش پیامدهای کاربردی نیز دارند. سازند آسماری مهم‌ترین سنگ‌مخزن زاگرس است و توزیع کیفیت مخزنی در آن به شدت تحت کنترل رخساره و محیط رسوبی و سپس فرآیندهای دیاژنتیکی است. در چارچوب رخساره‌ای به دست آمده، رخساره‌های پرانرژی شول (MF2) و بخش‌های دانه‌پشتیان رمپ میانی (MF3) به سبب تخلخل اولیه بالاتر و استعداد بیشتر برای انحلال و دولومیتی شدن، محتمل‌ترین رخساره‌های مخزنی‌اند، حال آن‌که مادستون‌های رمپ خارجی (MF4) و بخش‌های گل‌پشتیان لاگون می‌توانند به عنوان لایه‌های کم‌تراوا عمل کنند. این نتیجه با یافته‌های جدید در میدان‌های پارسی، پازنان و رگ‌سفید نیز هم‌خوانی دارد که در آن‌ها رخساره‌های دانه‌پشتیان رمپ میانی و بخش‌های دولومیتی شده HST بالاترین کیفیت مخزنی را نشان می‌دهند، در حالی که رخساره‌های گلی و انیدریتی شده کیفیت پایین‌تری دارند (Danaei et al., 2025; Esrafil-Dizaji et al., 2025; Esrafil-Dizaji et al., 2026). بنابراین، بازشناسی آرایش عمودی و جانبی این کمربندهای رخساره‌ای در چارچوب سکانشی — به‌ویژه موقعیت دسته‌رخساره‌های پیش‌رونده و تراز بالا نسبت به — MFS می‌تواند مبنایی برای پیش‌بینی توزیع بدنه‌های مخزنی و سدهای تراوایی در معادل‌های زیرسطحی این توالی در پهنه ایزه فراهم آورد؛ رویکردی که پیش‌تر در تحلیل‌های سکانشی-مخزنی ناحیه‌ای آسماری نیز نتیجه‌بخش بوده است (Van Buchem et al., 2010).

۵. نتیجه‌گیری

مطالعه تفصیلی یک برش پیوسته به ضخامت ۵۶۸ متر از سازند آسماری در یال تاق‌دیس توکاک (پهنه ایزه، شمال‌باختری شهرستان ایزه)، بر پایه ۲۶۳ نمونه سنگی برداشت‌شده به‌روش سیستماتیک، به شناسایی پنج ریزرخساره اصلی (MF1 تا MF5) انجامید که به چهار محیط رسوبی لاگون، شول، دریای باز کم‌عمق (رمپ میانی) و دریای عمیق (رمپ خارجی)، به‌همراه یک زیرمحیط رخساره‌های جریانی/طوفانی، تفکیک شدند. گذار تدریجی و پیوسته این کمربندهای رخساره‌ای، تسلط روزن‌بران کفزی بزرگ به‌عنوان تولیدکنندگان اصلی رسوب، و نبود کامل شواهد پهنه جزرومدی و رخساره‌های تبخیری و نبود سدّ صلب، به‌روشنی نشان می‌دهند که این توالی بر روی یک رمپ کربناته هموکلینال و در شرایط دریای باز بدون سدّ مؤثر نهشته شده است. توزیع منظم روزن‌بران در امتداد نیم‌رخ رمپ — از پوسته‌های پورسلانوز کوچک لاگون تا پوسته‌های هیالین پهن و پلانکتون‌های رمپ خارجی — بازتاب مستقیم شیب‌بندی عمقی و نوری حوضه است. از دیدگاه چینه‌نگاری سکانشی، حضور پیوسته گونه شاخص Borealis melo از ژرفای ۵۶۲ تا ۱ متری، سن بوردیگالین را برای کل توالی مسجّل می‌کند و بر همین اساس، کل برش را می‌توان به‌صورت یک سکانش رده سوم کامل تفسیر کرد که از یک دسته‌رخساره پیش‌رونده ژرف‌شونده و پس‌رونده (TST) — با سطح حداکثر غرقابی در محل ژرف‌ترین رخساره (مادستون رمپ خارجی) — و سپس یک دسته‌رخساره تراز بالای کم‌عمق‌شونده و روبه‌جلو (HST) تشکیل شده است. رخساره‌های تمپستایتی درون بخش پیش‌رونده، گویای رخداد‌های طوفانی پرانرژی و انتقال آوارهای اسکلتی از رمپ داخلی به رمپ میانی-خارجی هستند و به‌عنوان نشانگرهای کمکی فاز پیش‌رونده به‌کار می‌آیند. غلبه رخساره رمپ میانی در کل توالی، بر تمرکز نهشت در پهنه باز و پرتولید رمپ میانی و نزدیکی به سطح حداکثر غرقابی دلالت دارد.

در مجموع، یافته‌های برش توکاک با الگوی ناحیه‌ای شناخته‌شده برای بخش بوردیگالین سازند آسماری در پهنه ایزه و فروافتادگی دزفول هم‌خوانی کامل دارد و بر تسلط سامانه رمپ کربناته کم‌شیب در زمان نهشت آسماری فوقانی تأکید می‌کند. ضخامت زیاد این توالی تک‌سینی نیز بر نرخ بالای فضای تجمع رسوب و پایداری شرایط رمپ در این بخش از حوضه در طی بوردیگالین دلالت دارد. از دیدگاه کاربردی، رخساره‌های پرانرژی شول و بخش‌های دانه‌پشتیان رمپ میانی محتمل‌ترین رخساره‌های مخزنی‌اند، حال آن‌که مادستون‌های رمپ خارجی و بخش‌های گل‌پشتیان لاگون می‌توانند نقش لایه‌های کم‌تراوا

را ایفا کنند؛ بنابراین، چارچوب رخساره‌ای-سکانسی ارائه شده می‌تواند مبنایی برای پیش‌بینی توزیع کیفیت مخزنی در معادل‌های زیرسطحی این توالی فراهم آورد. پیشنهاد می‌شود در پژوهش‌های آینده، این چارچوب با مطالعات تفصیلی دیاژنز، ژئوشیمی ایزوتوپی و تطابق برش‌های مجاور (از جمله تاقدیس کمارون هم‌پوش) تکمیل گردد تا تصویری کامل‌تر از تحول جانبی رمپ آسماری در بخش شمال‌باختری پهنه ایزه به دست آید.

References

1. Adams, C. G., & Bourgeois, E. (1967). Asmari biostratigraphy. Geological and Exploration Division, Iranian Oil Offshore Company, Report No. 1074 (unpublished).
2. Ahr, W. M. (1973). The carbonate ramp: An alternative to the shelf model. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, 23, 221–225.
3. Alavi, M. (2007). Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science*, 307(9), 1064–1095.
4. Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H., & Taheri, A. (2007a). Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(5–6), 947–959.
5. Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H., & Taheri, A. (2007b). Paleoenvironmental model and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in southwest Iran. *Historical Biology*, 19(2), 173–183.
6. Baratpour, S. et al. (2015). Structural characteristics of the Tavakok anticline, Izeh Zone, Zagros (as cited in the source dataset).
7. Beavington-Penney, S. J., & Racey, A. (2004). Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: Applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth-Science Reviews*, 67(3–4), 219–265.
8. Berberian, M., & King, G. C. P. (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2), 210–265.
9. Burchette, T. P., & Wright, V. P. (1992). Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79(1–4), 3–57.
10. Buxton, M. W. N., & Pedley, H. M. (1989). A standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps. *Journal of the Geological Society, London*, 146(5), 746–748.
11. Catuneanu, O. (2006). *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 375 pp.
12. Corda, L., & Brandano, M. (2003). Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy. *Sedimentary Geology*, 161(1–2), 55–70.
13. Danaei, Z., Habibi, T., Karimian Torghabeh, A., & Fathi Isvand, R. (2025). Integrated sedimentary texture and diagenetic controls on reservoir quality: Insights from the Asmari Formation, Parsi Oil Field, SW Iran. *Carbonates and Evaporites*, 40, 89. <https://doi.org/10.1007/s13146-025-01117-w>
14. Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In W. E. Ham (Ed.), *Classification of carbonate rocks* (AAPG Memoir 1, pp. 108–121). American Association of Petroleum Geologists.
15. Ehrenberg, S. N., Pickard, N. A. H., Laursen, G. V., Monibi, S., Mossadegh, Z. K., Svånå, T. A., Aqrabi, A. A. M., McArthur, J. M., & Thirlwall, M. F. (2007). Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene–Lower Miocene), SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 30(2), 107–128.
16. Embry, A. F., & Klován, J. E. (1971). A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19(4), 730–781.
17. Emery, D., & Myers, K. (1996). *Sequence stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, 297 pp.
18. Esrafil-Dizaji, B., Soltani, B., & Khalili, A. (2025). Sequence stratigraphy and reservoir characteristics of the Asmari Formation in the Pazanan supergiant oil field, Zagros Fold Belt. *Carbonates and Evaporites*, 40. <https://doi.org/10.1007/s13146-025-01098-w>
19. Esrafil-Dizaji, B. et al. (2026). Depositional and diagenetic controls on reservoir quality in the Asmari Formation, Rag-e Safid Field, SW Iran: Insights from sequence stratigraphy and

- strontium isotope data. *Journal of Petroleum Exploration and Production Technology*. <https://doi.org/10.1007/s13202-026-02175-z>
20. Flügel, E. (2010). *Microfacies of carbonate rocks: Analysis, interpretation and application* (2nd ed.). Springer-Verlag, Berlin, 984 pp.
 21. Geel, T. (2000). Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: Empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155(3–4), 211–238.
 22. Hallock, P., & Glenn, E. C. (1986). Larger foraminifera: A tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. *Palaos*, 1(1), 55–64.
 23. James, G. A., & Wynd, J. G. (1965). Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. *AAPG Bulletin*, 49(12), 2182–2245.
 24. Laursen, G. V., Monibi, S., Allan, T. L., Pickard, N. A. H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F. S. P., Moallemi, A., & Druillion, G. (2009). The Asmari Formation revisited: Changed stratigraphic allocation and new biozonation. First International Petroleum Conference & Exhibition, Shiraz, Iran.
 25. Motiei, H. (1993). *Geology of Iran: Stratigraphy of Zagros*. Geological Survey of Iran, Tehran, 536 pp. (in Persian).
 26. Pomar, L. (2001). Types of carbonate platforms: A genetic approach. *Basin Research*, 13(3), 313–334.
 27. Rahmani, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., & Ghabeishavi, A. (2009). A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera of Oligocene–Miocene carbonate rocks at Khaviz Anticline, Zagros Basin, SW Iran. *Historical Biology*, 21(3–4), 215–227.
 28. Ranjbaran, M., Fayazi, F., & Al-Aasm, I. (2007). Sedimentology, depositional environment and sequence stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene–Lower Miocene), Gachsaran area, SW Iran. *Carbonates and Evaporites*, 22(2), 135–148.
 29. Read, J. F. (1985). Carbonate platform facies models. *AAPG Bulletin*, 69(1), 1–21.
 30. Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H., & Taheri, A. (2011). Microfacies and sedimentary environment of the Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars sub-basin, Zagros Mountains, southern Iran. *Facies*, 57(3), 431–446.
 31. Sepehr, M., & Cosgrove, J. W. (2004). Structural framework of the Zagros fold–thrust belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21(7), 829–843.
 32. Seyrafian, A. (2000). Microfacies and depositional environments of the Asmari Formation, Dehdez area (a correlation across Central Zagros Basin). *Carbonates and Evaporites*, 15(2), 121–129.
 33. Seyrafian, A., & Hamedani, A. (1998). Microfacies and depositional environments of the Upper Asmari Formation (Burdigalian), north-central Zagros Basin, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 210(1), 129–141.
 34. Sherkati, S., & Letouzey, J. (2004). Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21(5), 535–554.
 35. Thomas, A. N. (1948). The Asmari Limestone of southwest Iran. Anglo-Iranian Oil Company Report No. 706 (unpublished).
 36. Van Buchem, F. S. P., Allan, T. L., Laursen, G. V., Lotfipour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N. A. H., Tahmasbi, A. R., Vedrenne, V., & Vincent, B. (2010). Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations), SW Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, 329(1), 219–263.
 37. Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M., & Taheri, A. (2006). Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran. *Facies*, 52(1), 41–51.
 38. Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A., & Motiei, H. (2010). Oligocene–Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(1), 56–71.

39. Wilson, J. L. (1975). *Carbonate facies in geologic history*. Springer-Verlag, Berlin, 471 pp.
40. Wright, V. P., & Burchette, T. P. (1998). Carbonate ramps: An introduction. In V. P. Wright & T. P. Burchette (Eds.), *Carbonate ramps* (Geological Society, London, Special Publications 149, pp. 1–5).
41. Wynd, J. G. (1965). Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area. Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division, Report No. 1082

Tavakok Anticline

Tahereh shokouhifar^{۱*}, nader kohansal ghadim vand^{۲*}, Davood Jahani^{۳*}, mohammad ali arian^{۳*}

1- Department of Geology, NT.C., Islamic Azad University, Tehran , Iran

tahereh.shokouhifar@iau.ir

2- Department of Geology, NT.C., Islamic Azad University, Tehran , Iran

nkohansal@yahoo.com

3- Department of Geology, NT.C., Islamic Azad University, Tehran , Iran

davoodjahani@iau.ac.ir

Department of Geology, NT.C., Islamic Azad University, Tehran , Iran

Abstract

The Asmari Formation (Oligocene–Lower Miocene) is the most important carbonate reservoir of the Zagros Basin and one of the most prolific hydrocarbon reservoirs in the world; consequently, a precise understanding of its microfacies, depositional environment and sequence-stratigraphic framework in any given section carries both fundamental and applied (reservoir) value. In the present study, a continuous 568-m-thick section of the Asmari Formation was examined on the flank of the Tavakok anticline, located 15 km northwest of Izeh (Khuzestan Province) within the Izeh structural zone of the Zagros fold–thrust belt. The section was sampled systematically at regular 2-m intervals, and a total of 263 rock samples were studied petrographically and micropaleontologically. On the basis of depositional texture (Dunham, 1962; Embry & Klovan, 1971) and skeletal assemblages, five main microfacies (MF1–MF5) were identified and assigned to four principal depositional environments—lagoon, shoal, shallow open marine (middle ramp) and deep marine (outer ramp)—together with an event-driven tempestite sub-environment. The complete absence of tidal-flat and evaporitic facies, combined with the gradual and continuous transition between facies belts, indicates deposition on a homoclinal carbonate ramp within an open-marine

20

21

22

23

setting lacking any effective barrier. The continuous occurrence of *Borelis melo* from 562 m up to 1 m establishes a Burdigalian age for the whole succession, which can be interpreted as a single complete third-order depositional sequence composed of a retrogradational, deepening-upward transgressive systems tract (TST) culminating at a maximum flooding surface (MFS), overlain by a progradational, shallowing-upward highstand systems tract (HST). Tempestite facies within the transgressive interval record high-energy storm events and the transport of skeletal debris from the inner ramp to the middle–outer ramp. The results are fully consistent with the regional pattern documented for the Burdigalian part of the Asmari Formation in the Izeh Zone and the Dezful Embayment, and reaffirm the dominance of a low-gradient carbonate ramp during deposition of the upper Asmari Formation.

Keywords

Tavakok anticline; Asmari Formation; microfacies; homoclinal carbonate ramp; sequence stratigraphy; Izeh Zone; Zagros; Burdigalian.