

## محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی کوارتزیت‌های قاعده‌ای گروه میلا (سازند فشم) در البرز مرکزی

نارام بایت گل<sup>۱</sup>، سید رضا موسوی حرمی<sup>۲\*</sup>، اسدالله محبوبی<sup>۳</sup>

۱- استادیار، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

۲- پژوهشکده علوم پایه و فناوریهای نوین، زنجان، ایران

۳- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

\*پست الکترونیک: moussavi@um.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۴/۴/۳

تاریخ دریافت: ۹۳/۴/۱

### چکیده

نهشته‌های تخریبی کوارتزیت قاعده‌ای گروه میلا در البرز مرکزی که در این تحقیق سازند فشم نامیده می‌شود، در برشهای شه میرزاد، تویه دروار، میلاکوه و ده ملا جهت تعیین محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی مورد مطالعه قرار گرفته است. با توجه به خصوصیات رخساره‌ای، شکل هندسی لایه‌ها، اندازه شکلها و ساختارهای رسوبی و طرح برانبارش آنها، قاعده فرسایشی، اندازه دانه‌های ماسه، ارتفاع شکل‌های ماسه‌ای و وجود شواهد جزرومدی همانند طبقه بندی مورب تراف، دسته‌های جزرومدی، سطوح دوباره فعال شده و پوششهای گلی، نهشته‌های سیلیسی آواری سازند فشم در یک محیط خلیج دهانه‌ای باز تحت تأثیر جزرومد نهشته شده‌اند. در طول سیلابی شدن نهشته‌های کامبرین میانی البرز مرکزی همزمان با بالا آمدن جهانی سطح آب دریاها، نهشته‌های خلیج دهانه‌ای جزرومدی سازند فشم تشکیل شده‌اند. سکانس قاعده‌ای نهشته‌های کامبرین میانی البرز مرکزی از توالی نهشته‌های جزرومدی پیش‌رونده (TST) نهشته‌های سیلیسی آواری سازند فشم تشکیل شده است که در طول گستره تراز بالا (HST) به وسیله سیستم رسوبی پلانفرم کربناته سازند ده‌صوفیان جایگزین می‌گردد. این روند حاکی از بین رفتن سیستم منشأ نهشته‌های آواری و جایگزینی سیستم رسوبی کربناته غالب در ابتدای کامبرین میانی در طول البرز مرکزی همزمان با بالا آمدن جهانی سطح آب دریاها است. بر اساس مدل‌های پرشدگی محیط‌های خلیج دهانه‌ای در طول پیش‌روی و سیلابی شدن، رخساره‌های پهنه جزرومدی در امتداد حاشیه‌های خلیج دهانه‌ای و کانال‌های ماسه سنگی با سطح قاعده‌ای همراه با ناپیوستگی فرسایشی تشکیل شده در نتیجه فرسایش گستره تراز پایین (LST) در بخش مرکزی خلیج دهانه‌ای ایجاد می‌شوند. مرحله نهایی پرشدن محیط‌های خلیج دهانه‌ای به وسیله گسترش سدهای ماسه‌ای در بخش خارجی خلیج و به سمت دریای باز تکمیل می‌گردد.

**واژه‌های کلیدی:** سازند فشم؛ محیط رسوبی؛ چینه نگاری سکانسی؛ کامبرین میانی؛ خلیج دهانه‌ای؛ سیلابی شدن.

### مقدمه

چینه بندی مورب دوطرفه<sup>۱</sup>، طبقه بندی فلیزر، عدسی، موجی، دسته‌های جزرومدی<sup>۲</sup> و پوششهای گلی<sup>۳</sup> می‌باشند (Willis, 2005). در نتیجه موقعیت نزدیکتر ماه به زمین در

بررسی و تعیین رخساره‌های سنگی مهمترین عنصر برای بازسازی محیط‌های رسوبی دیرینه است که برای تشخیص تغییرات اقلیمی و تاریخچه فرونشست حوضه‌های رسوبی کاربرد دارد. اغلب واحدهای ماسه سنگی کامبرین در نتیجه تأثیر غالب جریان‌های جزرومدی حاوی شواهدی از وجود

1- herringbone  
2- tidal bundles  
3- mud drops

شده است، ۴ برش چینه شناسی مختلف شامل برشهای شهمیرزاد، تویه دروار، میلاکوه و ده ملا انتخاب گردید. در این برداشتها ضخامت نهشته‌ها، سطوح لایه‌بندی، ساختارهای رسوبی، سطوح دوباره فعال شده، تغییرات لایه بندی، پوششهای گلی، تغییرات اندازه دانه‌ها، شکل هندسی لایه‌ها، بررسی ساختارهای رسوبی فیزیکی (از جمله topsets, bottomsets, foresets, toesets)، آنالیز جهت جریان دیرینه و همچنین ارتباط لایه‌ها مورد بررسی قرار گرفتند.

### زمین شناسی عمومی منطقه

سازندهای تعریف شده کامبرین تا اردوویسین زیرین به وسیله *Stöcklin et al.* (1964) با عنوان "لالون" و "میلان" برای واحدهای ماسه سنگی، شیلی، دولومیتی و کربناته فسیل دار به کار می‌رود. بر اساس مطالعات *Geyer et al.* (2014)، واحدهای رسوبی منسوب به نهشته‌های کامبرین تا اردوویسین زیرین عدم تجانس یا ناسازگاری زیادی را در تعریف و خصوصیات فیزیکی بر مبنای تعریف استاندارد کمیته چینه شناسی برای یک سازند، نشان می‌دهند. مهمترین مسائل ناشی از ابهامات در جایگاه چینه‌شناسی سازند لالون و مرز بالایی آن یا مرز کامبرین زیرین و میانی است. بر اساس مطالعات *Stöcklin et al.* (1964) مرز پایینی سازند میلان در قاعده عضو یک در زیر واحدهای دولومیتی ضخیم لایه و مارنی - شیلی نازک قرار دارد (*Stöcklin et al.*, 1964). این مرز منطبق با مرز بالایی سازند لالون شامل مارنهای زرد رنگ و بدون فسیل بر روی واحد کوارتزیتی سفید رنگ لالون یا کوارتزیت رأسی<sup>۹</sup> است (*Stöcklin et al.*, 1964). مسائل بیشتر ناشی از ابهامات در جایگاه چینه‌شناسی سازند لالون منتج از تعریف سازند میلان به وسیله دیگر محققین است. بر اساس دیگر

طول کامبرین تأثیر جزرومد بر روی شلفهای قاره‌ای سیلیسی کلاستیک کامبرین نسبت به دیگر دوره‌ها بیشتر است (*Willis, Desjardins et al.*, 2010; *Hein*, 1987)، به طوری که بر اساس نوشته *Desjardins et al.* (2005)، وجود پلاتفرمهای کم عمق گسترده در شلفهای قاره‌ای کامبرین موجب افزایش تأثیر نوسانات جزرومد بر نهشته‌های رسوبی می‌شود (*Willis*, 2005). بر اساس مطالعات *Alavi* (1996)، نهشته‌های کامبرین تا اردوویسین ایران در حوضه البرز قسمتی از یک پلاتفرم بر قاره‌ای<sup>۴</sup> گسترده را تشکیل می‌دهند که در موقعیت تکتونیکی حاشیه قاره‌ای غیرفعال<sup>۵</sup> ته‌نشین شده‌اند. وجود چنین پلاتفرم گسترده‌ای در البرز مرکزی در طول کامبرین موجب تأثیر غالب جزرومد بر نهشته‌های سازند لالون و گروه میلان شده است (*Geyer et al.*, 2014). محیطهای تحت تأثیر جزرومد، ساختارهای رسوبی فیزیکی معینی را ایجاد می‌کنند که خاص چنین محیطهای می‌باشند. مهمترین نشانه‌های جزرومدی در ساختارهای تراف موجود در این محیطها شامل چینه‌بندی مورب جناخی یا دو جهته<sup>۶</sup>، سطوح دوباره فعال شده و دسته‌های جزرومدی<sup>۷</sup> می‌باشند. مهمترین جریانات موجود در محیطهای جزرومدی جریانات سیلابی و گردابی<sup>۸</sup> می‌باشند که در جهت مخالف هم یا حداقل در زوایای بیش از ۹۰ درجه مخالف هم عمل می‌کنند (*Bayet-Goll & Neto de Carvalho*, 2015). ساختارهایی که در اثر جریانات سیلابی و گردابی ایجاد می‌شوند، جهت چینه بندی مورب حاوی نشانه‌های از این جریانات می‌باشد. جهت بررسی شواهد رسوب شناسی کوارتزیت قاعده‌ای گروه میلان در البرز مرکزی که بر اساس مطالعات *Geyer et al.* (2014) سازند فشم نامیده

4- epicontinental platform

5- passive margin

6- bidirectional

7- tidal bundles

8- flood and ebb currents

9- Top Quartzite

یا سطوح فرسایش جزرومدی TRS<sup>۱۱</sup> در برش ده‌ملا واقع شده است که نشان دهنده یک مرز ناپیوسته با واحد شیل بالایی سازند لالون است (شکل ۲). همچنین مرز بالایی این سازند با دولوستون و مارنهای سازند ده‌صوفیان هم شیب است (شکل ۲). هیچ گونه فسیل شاخصی در نهشته‌های سازند فشم که جهت تعیین سن قابل استفاده باشد، یافت نشده است. به هر حال بر اساس مطالعات Peng et al. (1999) و Geyer et al. (2014)، جایگاه چینه شناسی، مطالعه اثر فسیلهای حاصل از فعالیت تریلوبیتها و بررسی تریلوبیت‌های واحدهای مجاور این سازند، سن سازند فشم کامبرین میانی آغازین<sup>۱۲</sup> در نظر گرفته شده است. این جایگاه سنی با توجه به حداکثر سن اوایل کامبرین میانی برای مجموعه اثر فسیلهای واحد شیل بالایی سازند لالون (Geyer et al., 2014)، حداقل سن مجموعه تریلوبیت‌های سازند ده‌صوفیان (Peng et al., 1999) و نیز وجود اثر فسیل شاخص *Cruziana cf. arizonensis* متعلق به کامبرین میانی (Seilacher, 1991; 2007) در نهشته‌های سازند فشم (Geyer et al., 2014) برای این سازند در نظر گرفته شده است.

#### مجموعه رخساره های شناسایی شده در سازند فشم

۳ مجموعه رخساره‌ای در سازند فشم شناسایی شده‌اند که عبارتند از:

##### مجموعه رخساره‌ای ۱ (Facies association 1)

این رخساره از شیل، شیل سیلتی، سیلت سنگ، سیلت سنگ ماسه‌ای و ماسه‌سنگ تشکیل شده است. مهمترین ساختارهای رسوبی شامل طبقه‌بندی فلاسر، موجی و عدسی در مجموعه‌های رسوبی هترولیک شیل - ماسه‌سنگ<sup>۱۳</sup> است (شکل ۴ الف - ب). مجموعه‌های رسوبی هترولیک شیل -

مطالعات (Wrona & Hamdi, Peng et al., 1999؛ 2000؛ Etemad-Saeed et al., 2011)، واحدهای کوارتزیتی بالای سازند لالون به عنوان واحد کوارتزیتی سفید<sup>۱۰</sup> قاعده سازند میلا یا کوارتزیت قاعده‌ای معرفی می‌شود. همچنین به دلیل وجود ناپیوستگی‌های اصلی در بین عضوهای ۲ و ۳ و عضوهای ۴ و ۵ سازند میلا، بازنگری در تعریف سنگ چینه‌ای این سازند صورت گرفته است (Bayet-Goll؛ Geyer et al., 2014؛ Peng et al., 1999). (شکل ۱). بر اساس مطالعات Geyer et al. (2014) و بایت گل (۱۳۹۳) بر روی نهشته‌های کامبرین - اردوویسین البرز، یک الگوی جدید سنگ چینه‌ای برای نهشته‌های پالئوزوئیک زیرین البرز ارائه شده است، به طوری که نهشته‌های کامبرین - اردوویسین البرز مرکزی تحت عنوان گروه میلا معرفی شده است که شامل سازند فشم (جدید، معادل با کوارتزیت رأسی یا قاعده‌ای)، سازند ده‌صوفیان (جدید، معادل با عضوهای ۱ و ۲ سازند میلا)، سازند ده‌ملا (جدید، معادل با عضوهای ۳ و ۴ سازند میلا) و سازند لشکرک (معادل با عضو ۵ سازند میلا) است (شکل ۲).

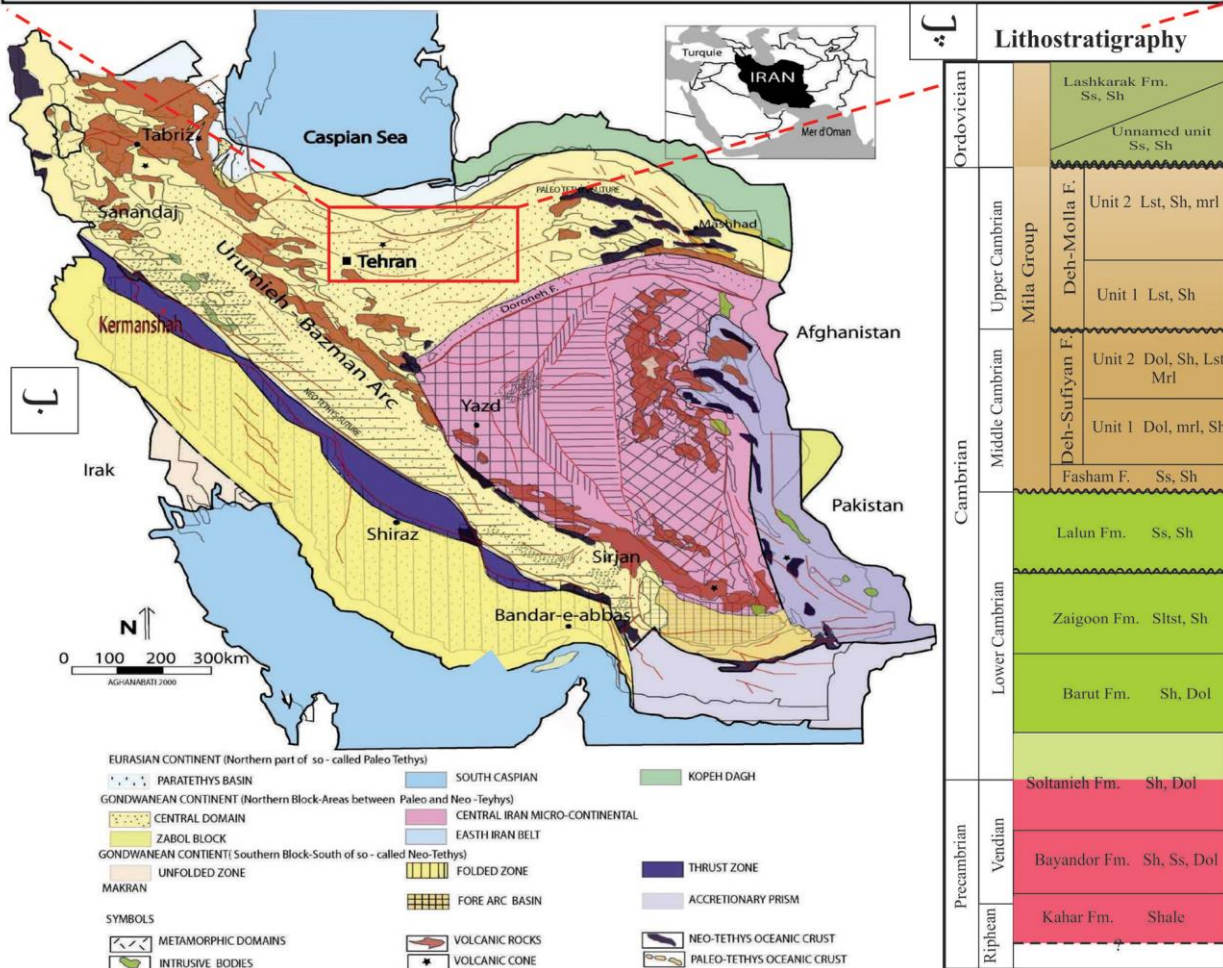
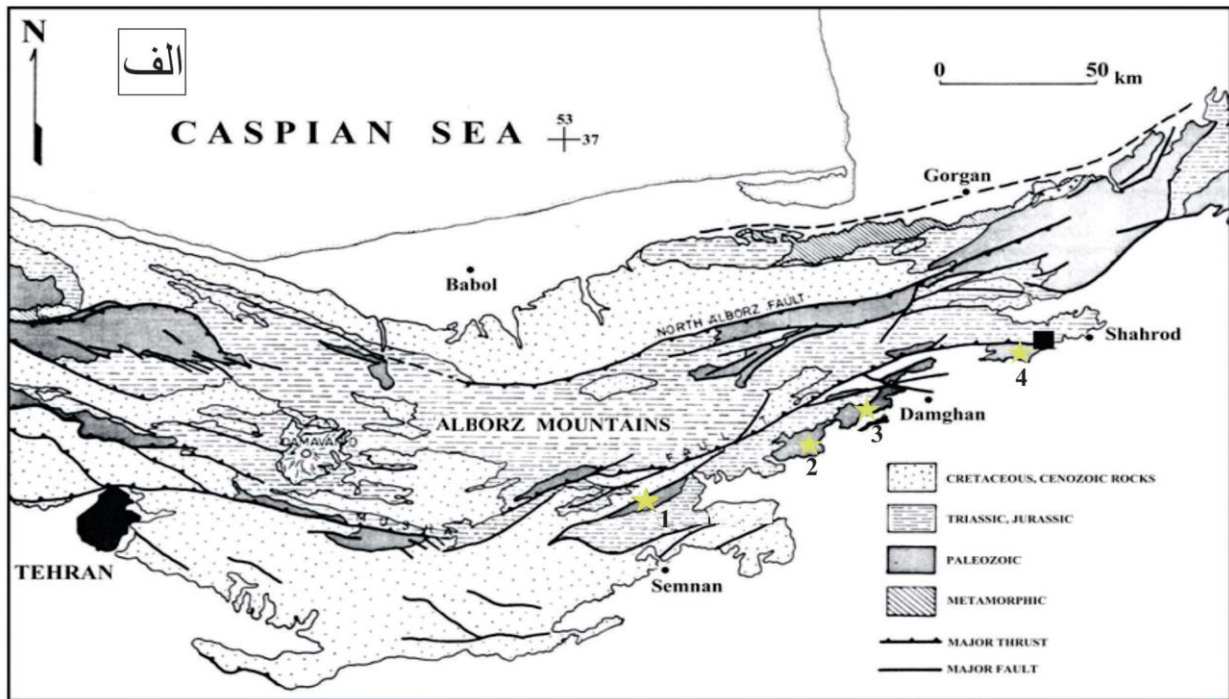
مطالعه حاضر به بررسی اهمیت محیطی و چینه نگاری سکانسی نهشته‌های تحت تأثیر جزرومد سازند فشم در ۴ برش میلاکوه، ده‌ملا، شهمیرزاد و تویه دروار می‌پردازد (شکل ۳). سازند فشم شامل طبقات ماسه‌سنگی ضخیم لایه (به طور تقریبی ۸۰ تا ۱۰۰ سانتی‌متر ضخامت) دانه ریز تا متوسط خوب جور شده با طبقه بندی مورب تراف است. ضخامت میانگین این سازند در برشهای متفاوت به طور تقریبی بین ۲۵ تا ۴۰ متر است. مرز پایینی سازند مورد نظر در قاعده ماسه‌سنگهای ضخیم لایه با طبقه‌بندی مورب تراف بر روی یک افق خاک دیرینه در برش تویه دروار و

11- tidal ravinement surface

12- early Middle Cambrian

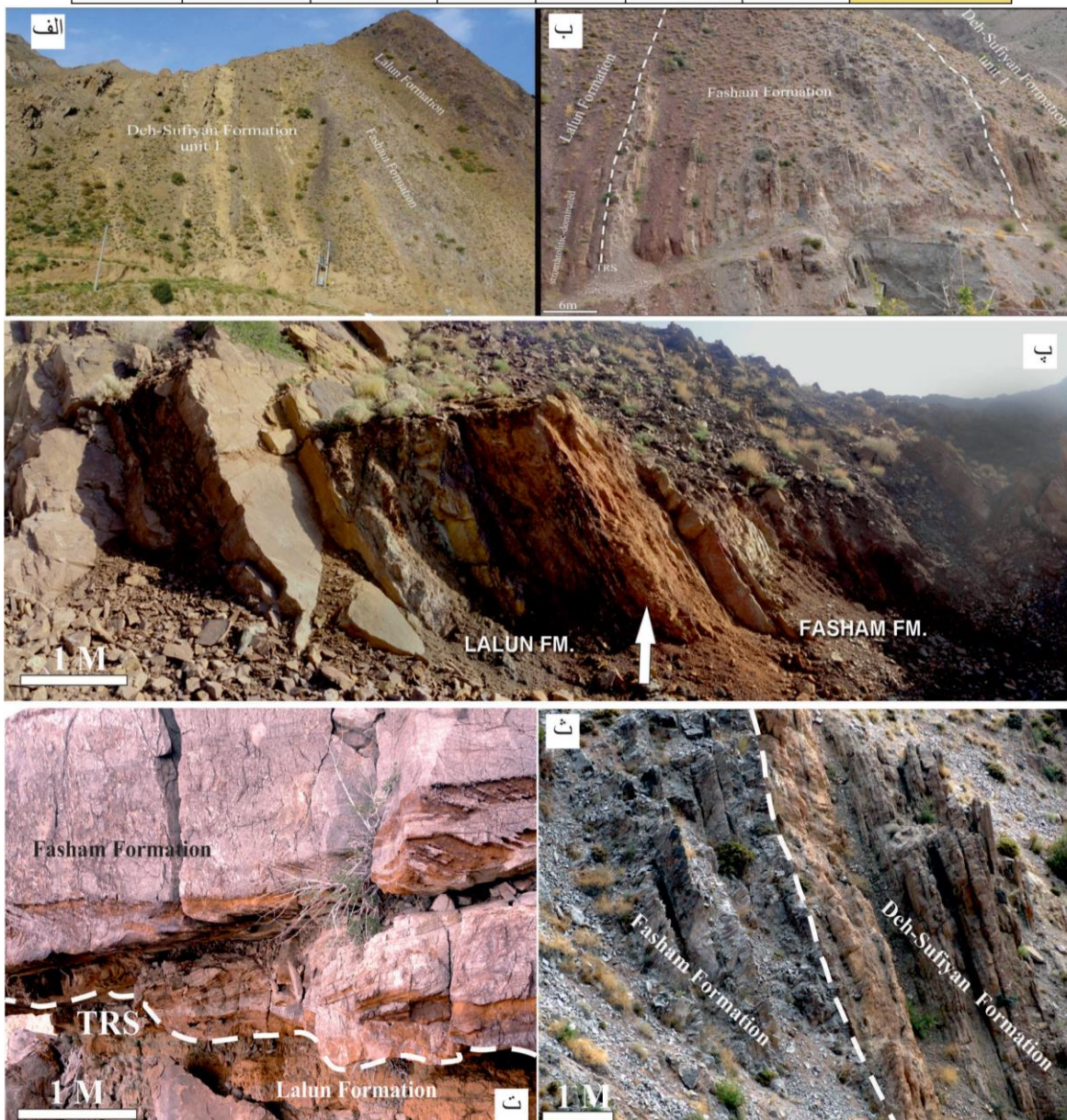
13- heterolithic mudstone/sandstone

10- White Quartzite



شکل ۱: الف) موقعیت جغرافیایی برشهای مورد مطالعه در البرز مرکزی (علامت زرد رنگ) ۱- برش شه میرزا، ۲- برش میلاکوه، ۳- برش تویه دروار، ۴- برش دهلا؛ ب) نقشه زمین شناسی ایران (برگرفته از آقناباتی، ۱۳۸۵؛ با تغییرات)؛ پ) ستون چینه شناسی سازندهای پالئوزوئیک زیرین بر اساس Geyer et al. (2014).

Assereto, 1963	Stöcklin et al., 1964	Ruttner et al., 1968	Kushan, 1978	Hamdi, 1995	Lasemi and Amin-Rasouli, 2003, 2007	Stratigraphic Chart of Iran	Geyer et al., 2014	
Mila Formation	Mila Formation	Mila Group	Mila Formation	Mila Formation	Mila Formation	Lashkerak Formation	Lashkerak Formation	
						[not covered]	[not covered]	unnamed shale unit
						Member 5	Member 5	
						Member 4	Member 4	Deh-Molla Formation (new)
						Member 3	Member 3	Deh-Sufiyan Formation (new)
Member 2	Member 2							
Member 1	Member 1	Kalshaneh Formation						
Lalun Sandstone	Lalun Sandstone	Lalun Formation	Lalun Fm.	Lalun Formation	Lalun Fm.	Lalun Formation	Fasham Formation (new)	
			Top Quartzite		Top Quartzite	Base Quartzite	Lalun Formation	
					Shale			
					Sandstone			



شکل ۲: ستون چینه شناسی بازنگری شده سازندهای پالئوزوئیک زیرین بر اساس Geyer et al. (2014)، با تغییرات اندک؛ الف) چشم‌اندازی از نهشته‌های ماسه‌سنگی قرمز رنگ سازند لالون که به وسیله ماسه‌سنگهای کوارتزآرنایتی سازند فشم و واحد یک سازند ده‌صوفیان در برش شه‌میرزاد پوشیده شده است (دید به سمت غرب). ب) مرز پایینی و بالایی سازند فشم در برش شه‌میرزاد، مرز پایینی در قاعده ماسه‌سنگهای ضخیم لایه نشان دهنده یک سطح پیش‌رونده جزرومدی و مرز بالایی که به نهشته‌های مارنی - شیلی واحد یک سازند ده‌صوفیان تبدیل می‌شود. (دید به سمت شرق). پ) مرز پایینی سازند فشم در قاعده ماسه‌سنگهای ترف بر روی سطوح فرسایش جزرومدی (TRS) در برش ده‌ملا؛ ث) مرز بالایی سازند فشم با دولستون و مارنهای سازند ده‌صوفیان به صورت هم شیب.

منظم از تغییر ضخامت با چرخه‌های جزرومدی بر اساس نسبت ماسه به شیل نشان دهنده جریانات جزرومدی با جهت جریان دوطرفه یا رفت و برگشتی می‌باشد (Legler et al., 2013؛ Bayet-Goll & Neto de Carvalho, 2015). وجود مجموعه‌های هترولیک در این رخساره حاکی از نوسانات انرژی در بخشهای اینترتایدال از پهنه‌های جزرومدی هستند (Dalrymple, 1992؛ Willis & Gabel, 2003). در این توالی بخشهای ماسه‌سنگی در بیشینه شرایط انرژی تشکیل شده‌اند در حالی که بخشهای دانه ریزتر در شرایط سکون آب<sup>۱۶</sup> تشکیل شده‌اند. نواحی با فراوانی بالا از ترکهای سین آرسیس و ترکهای گلی حاکی از نوسانات سطح آب دریا و رخنمون موقتی نهشته‌های رسوبی و خارج شده آنها از آب است. در نتیجه وجود ساختارهای رسوبی جزرومدی همراه با شواهد خروج از آب نشان دهنده محیطهای اینترتایدال است (Willis et al., 1999). مجموعه اثرفسیلهای با میزان زیست آشفستگی کم، تنوع و مقدار اندک اثرفسیلهای، نشان دهنده اثررخساره کروزیانای محدود شده هستند<sup>۱۷</sup> که نشان دهنده محیطی با نوسانات شرایط فیزیکوشیمیایی است (Gingras et al., 2011). بر اساس مطالعات Bayet-Goll & Neto de Carvalho (2015)، اغلب محیطهای جزرومدی، در اثر نوسانات محیطی همچون تغییرات نرخ رسوب‌گذاری در اثر فرآیندهای رفت و برگشتی، نوسانات شوری و انرژی مجموعه اثرفسیلهای با تنوع و فراوانی خیلی کم دارند.

ماسه‌سنگ اغلب یک طرح منظم از تغییر ضخامت را نشان می‌دهند که منعکس کننده چرخه‌های جزرومدی هستند. بخش بالایی لایه‌های ماسه‌سنگی در بیشتر موارد دارای ریلهای جریان و تا حد کمتر ریلهای تداخلی هستند (شکل ۴پ). این مجموعه دارای الگوی به سمت بالا ریزشونده است. هیچ گونه فسیل پیکره‌ای در این رخساره دیده نمی‌شود. این توالی رخساره‌ای به طور جانبی و قائم به توالی رخساره‌ای ۲ تبدیل می‌شود.

**ایکنولوژی:** لایه‌های شیلی و سیلت سنگی دارای اثرفسیلهای حاصل فعالیت موجودات تغذیه کننده از رسوبات و چرنده و از لحاظ ریخت شناسی خیلی ساده نظیر *Palaeophycus* و *Planolites* هستند (شکل ۴ت). لایه‌های ماسه‌سنگی فاقد اثرفسیل هستند، اما در بیشتر موارد دارای ساختارهای چروکیده<sup>۱۴</sup> و ترکهای سین آرسیس بر روی رپیل مارکها و همچنین ترکهای گلی در بالاترین بخش توالی هستند (شکل ۴ج - ج).

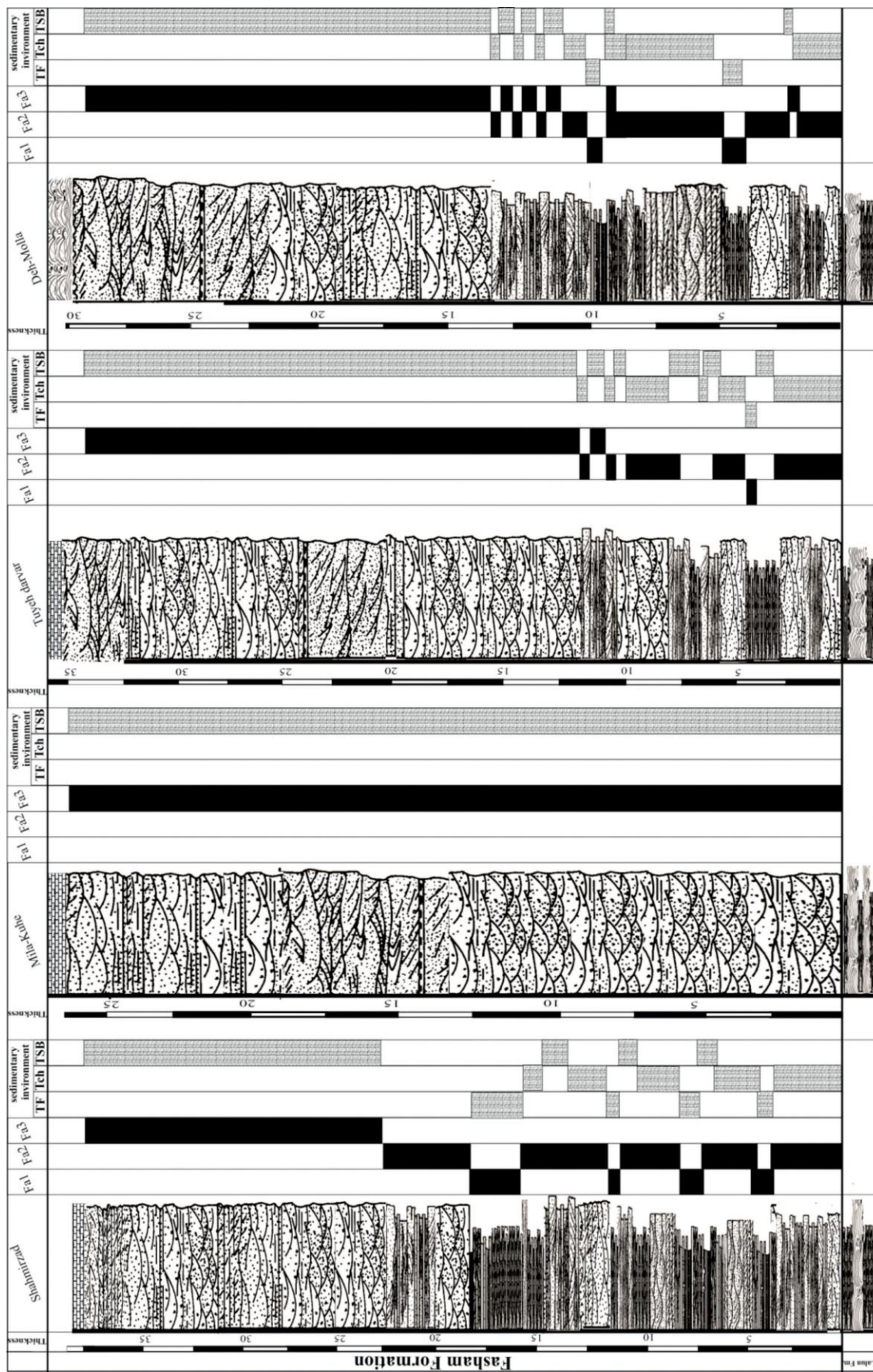
**تفسیر:** بر اساس طرح برانبارش توالی رسوبی، غالب بودن مجموعه‌های دانه ریز گلی و نوع ساختارهای رسوبی مورد نظر، مجموعه رسوبی ۱ در یک محیط کم انرژی ته‌نشین شده است. با این وجود نوسانات دوره‌ای در میزان انرژی رسوب گذاری<sup>۱۵</sup> موجب ایجاد مجموعه‌های رسوبی هترولیک شیل - ماسه‌سنگ در پهنه‌های رسوبی جزرومدی می‌شود (Willis & Gabel, 2003). این توالی با طبقات هترولیک ماسه سنگ - شیل و ساختارهای رسوبی فلیزر، موجی و عدسی و طرح

16- slack-water

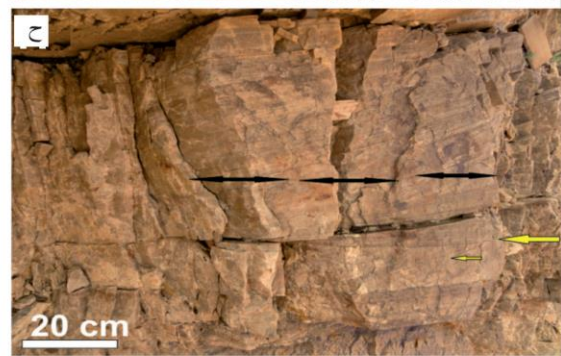
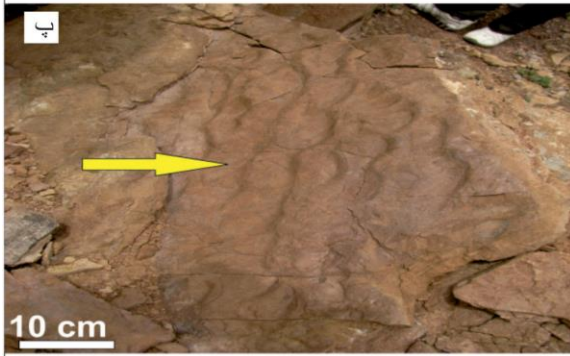
17- stressed Cruziana ichnofacies

14- wrinkle marks

15- periodically fluctuating current



شکل ۳. ستون رخسارهای سازند فشم و محیط رسوبی آنها در برشهای مورد مطالعه (شهریزاد، میلا کوه، تپه دروار و ده‌ملا). TSB پارهای ماسه‌ای جزرومدی، Tch محیط کانالی، TF پهنه‌های رسوبی جزرومدی.





شکل ۴: ساختارهای رسوبی توالی رخساره‌ای ۱ و ۲ سازند فشم؛ الف) مجموعه‌های رسوبی هترولیک شیل - ماسه‌سنگ با طبقه‌بندی فلاسر، موجی و عدسی در برش تویه دروار؛ ب) طبقه‌بندی فلیزر، موجی و عدسی توالی رخساره‌ای ۱ در برش تویه دروار؛ پ) ریب‌های تداخلی در برش تویه دروار؛ ت) مجموعه‌های رسوبی هترولیک شیل - ماسه‌سنگ با اثرسیلهای فروان از اثرسیل چریدن با ساختاری ساده (*Planolites*؛ ث) ترکهای سین‌آرسیس در برش ده‌ملا؛ ج) ترکهای گلی در بالاترین بخش رسوبی توالی رخساره‌ای ۱؛ چ) توالی رخساره‌ای ۲ از توده‌های کانالی شکل در برش تویه دروار؛ ح) ماسه‌سنگهای تراف توالی رخساره‌ای ۲ با دسته‌های جزرومدی (پیکانه‌های سیاه) و سطوح دوباره فعال شده (پیکانه‌های زرد) در برش شه‌میرزاد؛ خ) ماسه‌سنگهای با طبقه‌بندی مورب تراف با دسته‌های جزرومدی و پوششهای گلی در توالی رخساره‌ای ۲ از برش تویه دروار؛ د) سری زیرین ماسه‌سنگهای با طبقه‌بندی مورب تراف در توالی رخساره‌ای ۲ دارای مجموعه‌ای از لایه‌های نازک ماسه‌سنگ گلی ریزدانه با لامیناسیون ریبلی رورانده (*climbing ripple*) (پیکان زرد).

## مجموعه رخساره‌ای ۲ (*Facies association 2*)

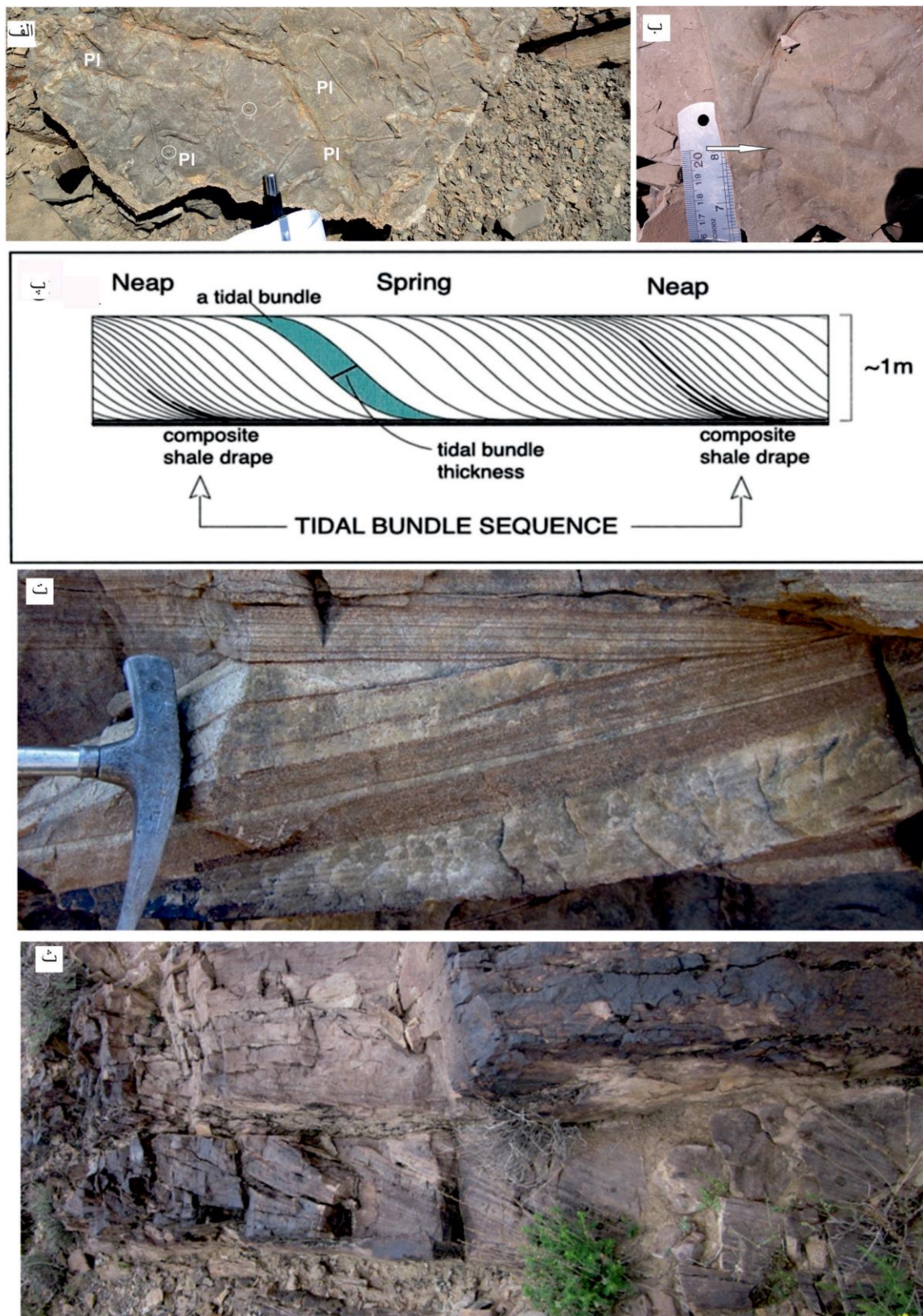
**توصیف:** این توالی رخساره‌ای از توده‌های کانالی شکل با سطح قاعده فرسایشی واضح و مشخص، از لایه‌های ضخیم ماسه سنگی ریز تا متوسط دانه با جورشدگی نسبتاً خوب تشکیل شده است (شکل ۴ج). ساختارهای رسوبی غالب در این بخش‌ها شامل لایه‌های توده‌ای، طبقه‌بندی مورب تراف بایمدال<sup>۱۸</sup>، طبقه‌بندی مورب کم زاویه<sup>۱۹</sup>، مسطح و لامیناسیون موازی و ریبیل مارکهای جریان‌ی با خط الرأس مضاعف است. این نهشته‌ها گاهی به فرم واحد باقی مانده قاعده‌ای<sup>۲۰</sup> هستند که به سمت بالا تبدیل به ماسه‌سنگهای تراف بایمدال و کم زاویه می‌شوند و در نهایت به وسیله لامیناسیون موازی و چینه‌بندی هترولیک با طبقه‌بندی فلاسر، موجی و عدسی دنبال می‌شوند (شکل ۴ح). سریهای شیب دار<sup>۲۱</sup> ماسه‌سنگهای تراف دارای ضخامت متغیری هستند و تشکیل دسته‌های جزرومدی<sup>۲۲</sup> را می‌دهند که در بیشتر موارد پوششهای گلی<sup>۲۳</sup> هم به فرم منفرد و هم به فرم مزدوج و سطوح دوباره فعال شده<sup>۲۴</sup> در آنها دیده می‌شود (شکل ۴ح). گاهی موارد سری زیرین<sup>۲۵</sup> ماسه‌سنگهای با طبقه‌بندی مورب تراف دارای مجموعه‌ای از لایه‌های نازک ماسه‌سنگ گلی ریزدانه با لامیناسیون ریبلی رورانده<sup>۲۶</sup> و موجی است (شکل ۴خ). بررسی جهت

جریان دیرینه حاصل از طبقات مورب تراف به صورت بایمدال NNE-NE و SSW-SW است (شکل ۸). در بیشتر موارد این توده‌های کانالی شکل به طور جانبی به تناوب طبقات هترولیک شیلی - ماسه سنگی (با طبقه‌بندی فلاسر، موجی و عدسی) تبدیل می‌شود.

**ایکتولوژی:** شاخص زیست‌آشفته‌گی در این رخساره خیلی پایین است ( $BI=0$ ) و به ندرت به یک ( $BI=0-1$ ) می‌رسد. اثرسیلهای این محدوده بیشتر از آثار معلق خوار هستند. غالب اثرسیلها ریخت شناسی ساده‌ای دارند و به طور غالب شامل *Skolithos*، *Palaeophycus* و *Planolites* می‌باشند (شکل ۵ الف - ب).

**تفسیر:** جورشدگی خوب دانه‌های ماسه، وجود مقادیر فراوانی از طبقات مورب تراف و مسطح، پوششهای گلی، طبقه‌بندی مورب بایمدال، دسته‌های جزرومدی با تغییرات ضخامت در یک لایه و سطوح دوباره فعال شده حاکی از تشکیل مجموعه رخساره‌ای ۲ تحت تأثیر جریانهای جزرومدی و احتمالاً در یک محیط کانالی می‌باشد. شکل هندسی کانالی، قاعده فرسایشی و کاهش انرژی بر اساس اندازه دانه و همچنین ترتیب توالی ساختارهای رسوبی به سمت بالای توالی حاکی از ته نشینی این رخساره در یک محیط کانالی می‌باشد. گسترش چنین ساختارهایی نیازمند محیطی با نوسانات انرژی همچون محیطهای جزرومدی است. توالیهای با دسته‌های جزرومدی و تغییرات منظم در ضخامت آنها نشان دهنده چرخه‌های

- 18- bi-directional cross-stratified
- 19- low angle
- 20- basal lags
- 21- foresets
- 22- tidal bundles
- 23- mud drops
- 24- reactivation surfaces
- 25- bottomests
- 26- climbing ripple



شکل ۵: الف) ماسه‌سنگهای ترفالی رخساره‌ای ۲ همراه با اثرفسیلیهایی از ساختارهای زیست زادی قائم *Skolithos* (دوایر) و چریدن ساده *Planolites* (Pl); ب) اثرفسیل *Paleophycus* با ریخت شناسی ساده؛ پ) دسته‌های جزرومدی و تغییرات منظم در ضخامت آنها نشان دهنده چرخه‌های جزرومدی کامل و خفیف است (neap-spring tidal variations؛ برگرفته از Tape *et al.*, 2003؛ با اندکی تغییرات)؛ ت) دسته‌های جزرومدی در نهشته‌های خلیج دهانه‌ای سازند فشم در مجموعه ترفالی رخساره‌ای ۲؛ ث) دسته‌های جزرومدی در مجموعه ترفالی رخساره‌ای ۳.

دارند و دسته‌های جزرومدی را تشکیل می‌دهند که در گاهی پوششهای گلی به صورت منفرد یا مزدوج در آنها دیده می‌شود (شکل ۶ت). سری شیب دار<sup>۳۱</sup> در این رخساره به صورت مسطح، زاویه‌دار و گاهی سیگموئید دیده می‌شوند (شکل ۶ ث - ج). وجود سریهای شیب‌دار سیگموئید موجب شده است که دسته‌های جزرومدی سیگموئیدی<sup>۳۲</sup> و یا دسته‌های جزرومدی خفیف<sup>۳۳</sup> و کامل<sup>۳۴</sup> با تغییرات ضخامت منظم نیز در این رخساره به فراوانی دیده شود. گاهی سریهای زیرین<sup>۳۵</sup> در این رخساره لامیناسیونی ریپلی رورونده<sup>۳۶</sup> دارند. بررسی جهت جریان دیرینه حاصل از طبقات مورب تراف به صورت بایمدال NNW-NW و SSE-SE با جهت غالب NNW-NW است. در بیشتر موارد بالاترین بخش توالی رخساره‌ای<sup>۳</sup> از لامیناسیون افقی با تناوبی از لایه‌های سفید رنگ غنی از کوارتز و لامینه‌های تیره تا زرد رنگ غنی از رس تشکیل شده است. ضخامت لایه‌های با لامیناسیون افقی در بیشتر موارد کمتر از ۵۰ سانتی‌متر است (شکل ۶چ و شکل ۷).

**ایکونولوژی:** هیچ‌گونه اثرفسیلی در این توالی رخساره‌ای وجود ندارد. با این وجود ساختارهای حاصل از فعالیت‌های زیستی جانداران همانند ساختارهای چروکیده<sup>۳۷</sup> و ساختارهای کینیا<sup>۳۸</sup> در سطح بالایی این طبقات به فراوانی دیده می‌شود (شکل ۶ح).

**تفسیر:** جورشدگی خوب ماسه‌ها، وجود مقادیر فراوانی از طبقه‌بندی مورب تراف و مسطح با گسترش جانبی و قائم بالا از توده‌های ماسه‌ای، پوششهای گلی، طبقه‌بندی مورب دوجته، طبقه‌بندی مورب سیگموئید، دسته‌های جزرومدی

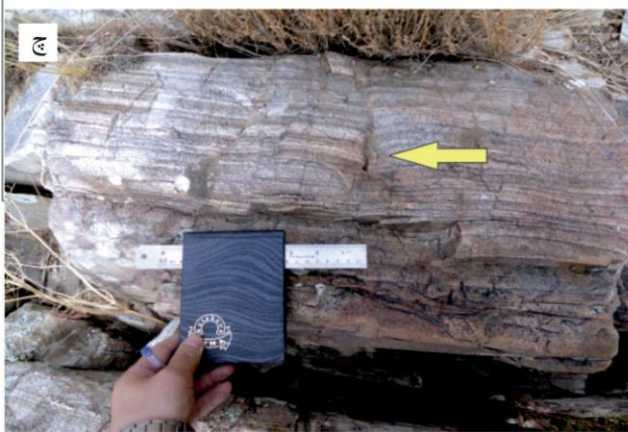
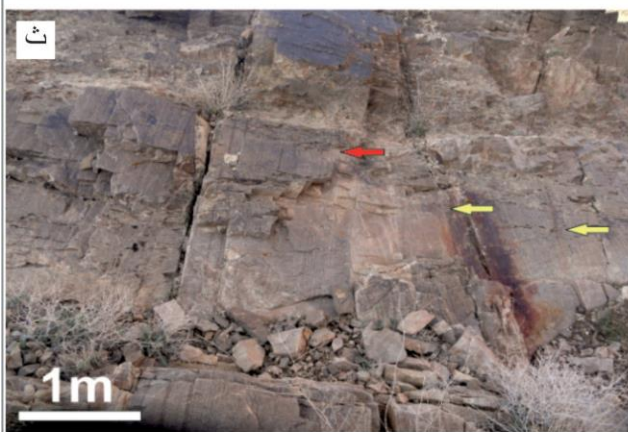
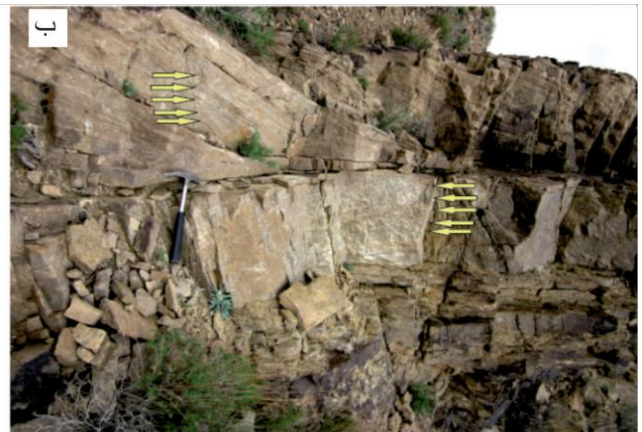
جزرومدی کامل و خفیف<sup>۳۷</sup> است (Nio & Yang, 1991) (شکل ۵). توالی به سمت بالا ریز شونده، از ساختارهای رسوبی مؤید پرشدگی کانال در طول بالا آمدن سطح آب دریا تشکیل می‌شوند. گسترش جانبی محدود کانالهای ماسه‌ای و نبود عنصر ساختاری با برافزایی جانبی<sup>۲۸</sup> حاکی از مهاجرت کم کانالهای جزرومدی است. زیست آشفستگی کم، تنوع و اندازه پایین اثرفسیلها و ریخت شناسی ساده آنها (Bayet-Goll *et al.*, 2014a)، نشان دهنده اثررخساره‌های دریایی لب شور<sup>۲۹</sup> در محیطهای با نوسانات زیاد شرایط محیطی است (MacEachern & Gingras, 2007). بر اساس نتایج بالا همچون طرح برانبارش لایه‌ها و الگوی ساختارهای رسوبی و توالی رخساره‌ای مجاور، مجموعه رخساره‌ای ۲ احتمالاً در بخش مرکزی یک محیط خلیج دهانه‌ای<sup>۳۰</sup> ته نشین شده است.

### مجموعه رخساره‌ای ۳ (Facies association 3)

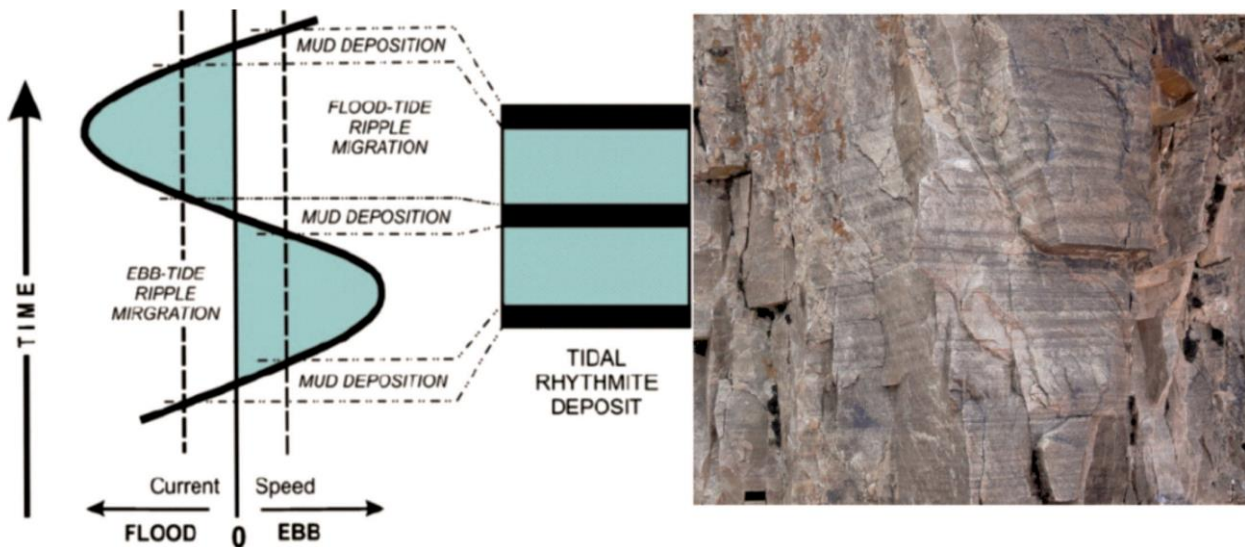
**توصیف:** این توالی از توده‌های کانالی شکل از ماسه‌سنگهای متوسط تا درشت دانه با جورشدگی نسبتاً خوب، بخش اعظم نهشته‌های سازند فشم را تشکیل می‌دهد (شکل ۶الف). ساختارهای رسوبی غالب در این بخشها شامل طبقه‌بندی مورب تراف بایمدال، طبقه‌بندی مورب تراف سیگموئیدی، طبقه‌بندی مورب کم زاویه در تناوب با طبقه‌بندی مورب مسطح و طبقات و لامیناسیون مسطح هستند (شکل ۶ ب - پ). مجموعه ترافهای انباشته شده روی هم در این رخساره به وسیله سطوح دوباره فعال شده از هم جدا می‌شوند. در یک مجموعه پیوسته جهت شیب ترافهای قرار گرفته بر روی هم در بیشتر موارد در حالت دوجته دیده می‌شود. سریهای شیب‌دار ضخامت متغییری

31- foresets  
32- sigmoidal tidal bundles  
33- ebb-flood  
34- neap-spring  
35- toesets  
36- climbing  
37- wrinkle marks  
38- kinneyia

27- neap-spring tidal variations  
28- lateral accretion surfaces  
29- stressed Skolithos ichnofacies  
30- central zone of the estuarine valley



شکل ۶: ساختارهای رسوبی توالی رخساره‌ای ۳ سازند فشم: الف) ماسه‌سنگ‌های کانالی شکل یا سیگموئید با سطح قاعده فرسایشی تند در زیر دولومیت‌های سازند ده‌صوفیان، برش شه‌میرزاد (دید به سمت شرق): ب) طبقه‌بندی مورب تراف بایمدال با دسته‌های جزرومدی خفیف و پوشش‌های گلی (پیکانهای زرد)، برش تویه دروار (دید به سمت جنوب): پ) طبقه‌بندی مورب تراف سیگموئیدی، طبقه بندی مورب کم زاویه در تناوب با طبقات و لامیناسیون مسطح، برش ده‌ملا: ت) سری شیب‌دار به صورت مسطح، زاویه‌دار با پوشش‌های جزرومدی سیگموئیدی و یا دسته‌های جزرومدی خفیف و کامل، برش شه‌میرزاد: ث) سری شیب‌دار به صورت مسطح، زاویه‌دار با پوشش‌های گلی فراوان (پیکانهای زرد) در تناوب با طبقات و لامیناسیون مسطح (پیکان قرمز)، برش تویه دروار: ج) بخش قاعده‌ای طبقه‌بندی مورب تراف به صورت سیگموئید، برش ده‌ملا، چ) لامیناسیون افقی با تناوبی از لایه‌های سفید رنگ غنی از کوارتز و لامینه‌های تیره تا زرد رنگ غنی از رس و با اثر فسیل *Skolithos* (پیکان زرد)، برش شه‌میرزاد: ح) ساختارهای حاصل فعالیت‌های زیستی جانداران و ساختارهای کینیا در سطح بالایی طبقات ماسه‌سنگی.



شکل ۷. تناوبی از لایه‌های درشت ماسه در کنار لایه‌های دانه ریز گلی در سازند فشم (مجموعه رخساره ۳) با عنوان ریتمیت‌های جزرومدی (tidal rhythmites): برگرفته از Wang (2012)، با اندکی تغییرات

عهدحاضر (Willis, 2005؛ Willis *et al.*, 1999) تفسیر می‌شوند. کاهش در ضخامت لایه‌های رسوبی و ساختارهای رسوبی همراه و افزایش در تعداد پوشش‌های گلی و کاهش فراوانی ساختارهای چروکیده و کینیا حاکی از تشکیل رخساره‌های رسوبی مورد نظر در یک روند عمیق شونده به طرف بالا از محیط رسوبی یا در الگوی پس‌رونده به سمت ساحل<sup>۴۲</sup> است. بر اساس مطالعات انجام شده پیشین (برای مثال: Legler *et al.*, 2013؛ Bayet-Goll & Neto de Carvalho, 2015) وجود دسته‌های جزرومدی سیگموئیدی، تغییرات ضخامت لایه‌ها، جهت بایمدال جریانهای با الگوی غالب به سمت خشکی<sup>۴۳</sup> و وجود سطوح دوبار فعال شده با پوشش‌های گلی

سیگموئیدی، دسته‌های جزرومدی با تغییرات ضخامت در یک لایه، سطوح دوباره فعال شده حاکی از تشکیل ساختارهای طبقه بندی مورب مسطح و تراف تحت تأثیر جریانات جزرومدی در سدهای ماسه‌ای جزرومدی<sup>۳۹</sup> در بخش ساب تایدال از یک محیط خلیج دهانه‌ای هستند (Dalrymple & Choi, 2007).

چنین سدهای ماسه‌ای جزرومدی خاص محیط‌های ماکروتایدال همچون خلیج‌های دهانه‌ای جزرومدی یا دلتاهای جزرومدی می‌باشند (Willis & Gabel, 2003). شکل‌های لایه‌ای مشاهده شده به عنوان سدهای ماسه‌ای<sup>۴۰</sup> یا امواج ماسه‌ای<sup>۴۱</sup> مشابه بسیاری از محیط‌های جزرومدی

42- retrograding  
43- landward

39- tidal sand bars  
40- sandbar  
41- sand wave

al. (2013) صورت گرفته است. ایشان محیط رسوبی سازند فشم را یک محیط رسوبی جزرومدی تفسیر نموده‌اند. در این مطالعه بر اساس داده‌های بدست آمده از نهشته‌های سازند فشم، محیط رسوبی این سازند را می‌توان خلیج دهانه‌ای تحت تأثیر جزرومد قوی (ماکروتایدال) در نظر گرفت. تفسیر محیط رسوبی نهشته‌های مورد مطالعه سازند فشم نیاز به بررسی شواهد تأثیر جزرومد، نبود نشانه‌های زیستی و سطح زیست آشفته‌گی خیلی کم، ساختار درونی و الگوی ضخیم شونده به سمت بالای طبقات رسوبی دارد. در واحد کوارتزیتی مورد مطالعه از سازند فشم، آثار و شواهدی از جریانهای امواج و طوفان (همانند چینه بندی مورب پشته‌ای) مشاهده نشد. این شواهد نشان می‌دهد که این واحد در یک محیط سدی یا خلیج دهانه‌ای تحت تأثیر امواج نهشته نشده است. همچنین یکی از مهمترین رخساره‌های محیطهای خلیج دهانه‌ای تحت تأثیر امواج، وجود بخش مرکزی لاگون با رسوبات دانه ریز است که این نوع رخساره رسوبی در نهشته‌های سازند فشم وجود ندارد. نبود شواهد نهشته‌های سدی<sup>۴۸</sup> و پشت سدی<sup>۴۹</sup> و نهشته‌های پیش ساحل<sup>۵۰</sup> این تفسیر را تأیید می‌کند. همچنین عدم همراهی نهشته‌های دانه ریز و واحدهای هترولیک با زیست آشفته‌گی بالا که خاص محیطهای دور از ساحل و حاشیه ساحلی<sup>۵۱</sup> است، نشان می‌دهد که نهشته‌های سازند فشم در محیطهای دور از ساحل و حاشیه ساحلی ته نشین نشده است، زیرا در چنین محیطهایی نوسانات موجسار هوای آرام و موجسار هوای طوفانی بیشترین تأثیر را بر ساختارهای رسوبی و روند رخساره‌ای دارند که چنین نشانه‌ای در نهشته‌های سازند فشم دیده نشده است. وجود شواهدی از پوششهای گلی، طبقه بندی مورب دوجهته،

حاکی از تشکیل این رخساره‌ها در سدهای ماسه‌ای جزرومدی است. وجود لامیناسیون ریلی بالارونده (رورانده) حاکی از ریزش دانه‌های حمل شده ماسه از قسمت کم شیب<sup>۴۴</sup> سدهای ماسه‌ای به قسمت پرشیب<sup>۴۵</sup> سد هستند (Willis et al., 1999). طبقه بندی مورب سیگموئیدی رخساره مورد مطالعه عموماً به عنوان دسته‌های جزرومدی در نتیجه نوسانات جزرومدی در طول چرخه‌های neap-spring تشکیل می‌شوند (Tape et al., 2003). سطوح دوباره فعال شده در بین چینه‌بندی مورب سیگموئیدی موجود در این رخساره به مهاجرت شکل‌های لایه ای طبقه بالایی با جهت جریان معکوس نسبت داده می‌شود (Bayet-Goll & Neto de Carvalho, 2015). لامیناسیون افقی در این مجموعه رخساره‌ای در نتیجه جریانات جزرومدی سیلابی و گردابی ایجاد شده است، به طوری که بر اساس مطالعات انجام شده قبلی (برای مثال: Willis et al., 1999) لایه‌های غنی از کوارتز طی جریانهای سیلابی و گردابی ایجاد می‌شوند. با این وجود لایه‌های غنی از مواد دانه ریز رسی یا گلی در شرایط آرام محیطی<sup>۴۶</sup> ایجاد می‌شوند. چنین تناوبی از لایه‌های درشت ماسه در کنار لایه‌های دانه ریز گلی را ریتمیتهای جزرومدی می‌نامند<sup>۴۷</sup> (شکل ۷). این حالت نشان دهنده چرخه جزرومدی بوده و به طور غالب در محیطهای اینترتایدال و ساب تایدال کم عمق تشکیل می‌شوند (Dalrymple & Choi, 2007؛ Nio & Yang, 1991).

### محیط رسوبی سازند فشم

مطالعه محیط رسوبی سازند فشم در ناحیه کرمان با عنوان "واحد کوارتزیت رأسی" به وسیله Zand-Moghadam et

48- barrier-island  
49- back-barrier lagoons  
50- foreshore  
51- shoreface-offshore

44- stoss-side  
45- lee-side  
46- slack  
47- tidal rhythmites

در حالی که به سمت نواحی دریایی به پهنه‌های ساب‌تایدال تبدیل می‌شوند.

### مدل رسوبی سازند فشم

بخش اعظم (مجموعه رخساره‌ای ۳) نهشته‌های مورد مطالعه سازند فشم با توجه به شواهد جریانهای جزرومدی و ساختارهای رسوبی همراه، به عنوان سدهای ماسه‌ای جزرومدی در نواحی ساب‌تایدال تعریف می‌شوند. بنابر مطالعات Dalrymple *et al.* (1992) و Dalrymple & Cho (2007)، سدهای ماسه‌ای جزرومدی در نواحی ساب‌تایدال با بیشترین سرعت فرآیندهای جزرومدی مشخص می‌شوند. نبود میان‌لایه‌های دانه ریز شیل و سیلت‌سنگ، فراوانی نسبتاً کم پوششهای گلی در بین چرخه‌های جزرومدی، نبود طبقه بندی فلاسر، موجی و عدسی و نبود شواهدی از اثر فسیلها از تشکیل سدهای ماسه‌ای توالی رخساره‌ای ۳ در یک محیط رسوبی جزرومدی با بیشینه فعالیت‌های جزرومد حکایت دارد. چنین محیطی منطبق بر بارهای ماسه‌ای جزرومدی در بخش ساب‌تایدال شلف<sup>۵۷</sup> و خلیج‌های دهانه‌ای تحت تأثیر جزرومد و دلتاهای جزرومدی می‌باشد. وجود مجموعه‌های رسوبی هترولیک شیل - ماسه‌سنگ با طبقه بندی فلاسر، موجی و عدسی و گسترش محدود از مجموعه رخساره‌ای ۱ و وجود توده‌های کانالی شکل یا سیگموئید با الگوی به سمت بالا ریزشونده از مجموعه رخساره‌ای ۲ حاکی از تشکیل آنها در بخش داخلی یک خلیج دهانه‌ای (Dalrymple & Choi, 2007) است (شکل ۸). مجموعه رخساره‌ای ۱ با شواهدی از ته‌نشینی در محیط‌های اینترتایدال و سوپرتایدال و تبدیل جانبی آنها به توالی کانالی ماسه‌ای رخساره ۲، نشان می‌دهد که این رخساره‌ها در پهنه‌های جزرومدی در بخش حاشیه‌ای خلیج‌های

طبقه بندی مورب سیگموئید، دسته‌های جزرومدی سیگموئیدی، دسته‌های جزرومدی با تغییرات ضخامت در یک لایه، سطوح دوباره فعال شده و نشانه‌هایی از چرخه‌های جزرومدی خفیف<sup>۵۲</sup> و کامل<sup>۵۳</sup> حاکی از تشکیل نهشته‌های سازند فشم در یک محیط تحت تأثیر نوسانات جزرومدی شدید (ماکروتایدال) است. وجود پوششهای گلی در این توالیها نشان دهنده فرآیندهای جزرومدی است (Dalrymple & Choi, 2007) که در طول شرایط سکون بین جریانات جزرومدی تشکیل شده‌اند (Dalrymple *et al.*, 1992). همچنین دسته‌های جزرومدی از لایه‌های رسوبی تشکیل می‌شوند که تحت تأثیر تغییرات منظم چرخه‌های neap-spring تشکیل می‌شوند. با مهاجرت اشکال لایه‌ای و تغییرات سرعت چرخه‌های neap-spring دسته‌های جزرومدی تغییرات زیادی را از لحاظ اندازه ضخامت نشان می‌دهند (Dalrymple & Choi 2007)؛ دسته‌های<sup>۵۴</sup> ضخیم‌تر در جریانهای جزرومدی قوی‌تر در طول spring tide تشکیل شده‌اند، در حالی که دسته‌های جزرومدی نازک‌تر در جریانات جزرومدی ضعیف‌تر در طول neap tide تشکیل شده‌اند.

در بررسی شواهد محیطی واحد مورد مطالعه هیچ نشانه‌ای از پهنه‌های جزرومدی کلاسیک<sup>۵۵</sup> مشاهده نشده است، زیرا بر طبق مطالعات انجام شده (برای مثال: Māngano & Buatois, 2004)، پهنه‌های جزرومدی به نواحی بین بیشینه فعالیت جزرومدی بهاره و حداقل فعالیت جزرومدی بهاره<sup>۵۶</sup> اطلاق می‌شود. پهنه‌های جزرومدی با تغییرات رخساره‌ای مشخص به سمت خشکی به پهنه‌های گلی و محیط‌های سوپرتایدال تبدیل می‌شوند،

52- ebb-flood

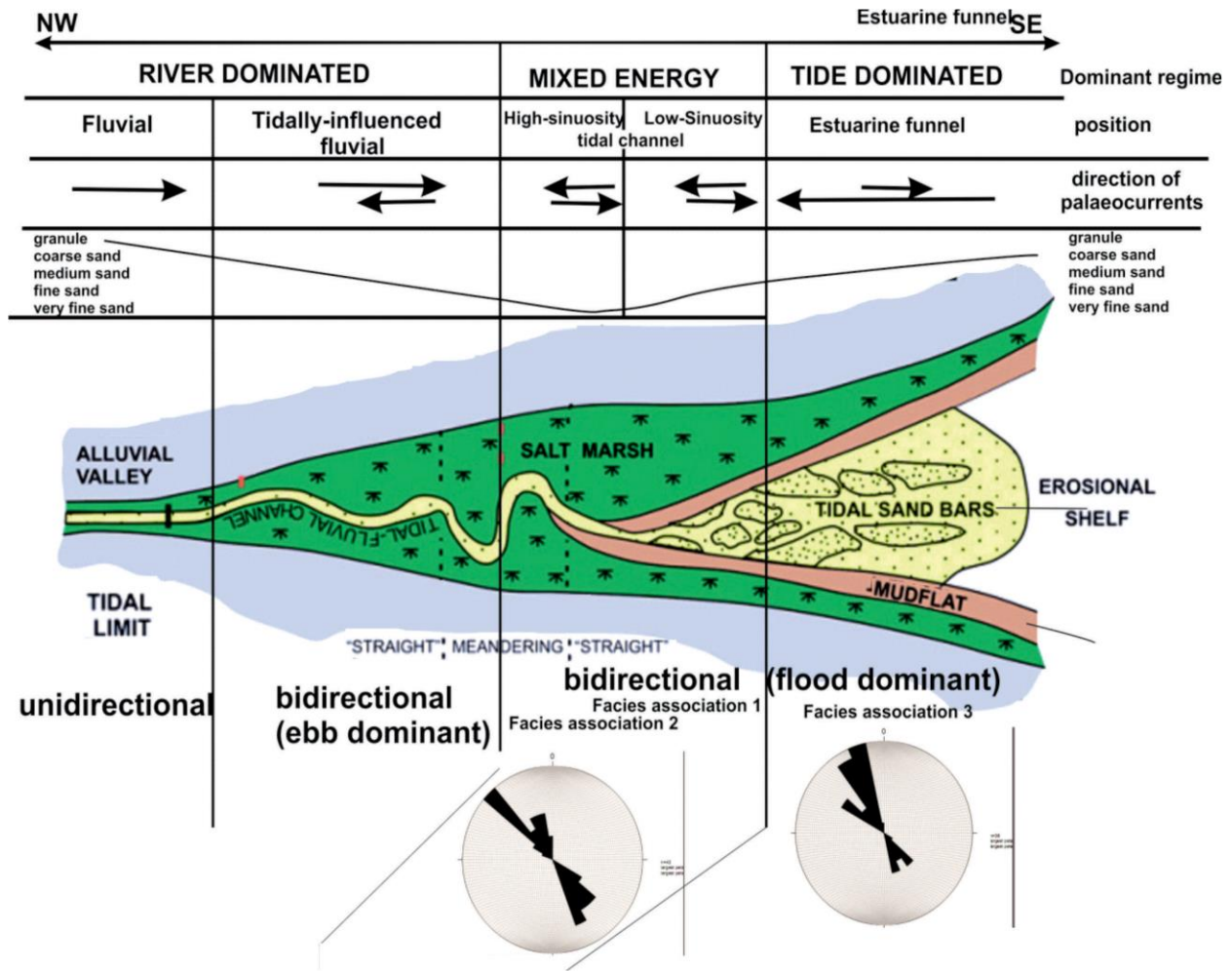
53- neap-spring

54- bundles

55- classic tidal flat

56- spring high/spring low-tide

57- shelf sand ridges



شکل ۸: مدل رسوبی خلیج دهانه‌ای تحت تأثیر جزرومد برای سازند فشم در برشهای مورد مطالعه همراه با جهت جریان قدیمه (بر اساس مدل Dalrymple *et al.*, 1992).

چینه بندی مورب دوطرفه حاکی از این است که به طور غالب جریانات جزرومدی کمتر به صورت دوقطبی<sup>۵۹</sup> عمل کرده‌اند و در مقابل جریانهای جزرومدی در یک جهت قوی‌تر بوده‌اند. وجود دانه بندی تدریجی معکوس یا نرمال و چینه‌بندی ریپلی بالارونده در بخش پرشیب<sup>۶۰</sup> سدهای ماسه‌ای این تفسیر را تأیید می‌کند.

### چینه‌نگاری سکاسی سازند فشم

سیستمهای رسوبی دره فرسایشی<sup>۶۱</sup> در طول پایین آمدن سطح آب دریا (گستره تراز پایین LST) بر اثر فرسایش

دهانه‌ای تشکیل شده‌اند (شکل ۸). از طرف دیگر موقعیت سبب تایدال سدهای ماسه‌ای مجموعه رخساره‌ای<sup>۳</sup>، نبود شواهد کانالی و شواهد رسوبات ساحلی - رودخانه‌ای همراه، وجود نوسانات شوری و نشانه‌های آن بر روی رسوبات (همانند ترکهای سین آرسیس) و وجود مجموعه رسوبی از بخش داخلی خلیج دهانه‌ای همراه با شواهد بیرون زدگی از آب (در مجموعه رخساره‌ای ۱) حاکی از منشأ سدهای ماسه‌ای سبب تایدال سازند فشم در بخش خارجی یک خلیج دهانه‌ای<sup>۵۸</sup> است (شکل ۸). در نهشته‌های واحد کوارتزیتی مورد مطالعه کمبود

59- bipolar  
60- lee-side  
61- incised valley

58- outer zone of the estuarine valley



قاعده فرسایشی تند<sup>۶۴</sup> همراه با ماسه‌سنگ‌های توده‌ای یا با طبقه‌بندی مورب ترف و طبقه‌بندی مورب کم زاویه از بخش مرکزی یک محیط خلیج دهانه‌ای شروع می‌شوند و به سمت بالا تبدیل به مجموعه‌های رسوبی هترولیک شیل - ماسه‌سنگ<sup>۶۵</sup> با طبقه‌بندی فلیزر، موجی و عدسی موجود در بخش‌های اینترتایدال از پهنه‌های جزرومدی در بخش‌های حاشیه‌ای خلیج دهانه‌ای می‌شوند (شکل ۹).

**پاراسکانس ۲:** این پاراسکانس از رخساره‌های به سمت بالا عمیق شونده<sup>۶۶</sup> موجود در توالی رخساره‌ای ۱ و ۲ و در گاهی موارد ۳ سازند فشم تشکیل شده است. ضخامت آنها در بین برش‌های مورد مطالعه متغیر بوده و از ۳ تا ۸ متر در تغییر می‌باشند. این نوع پاراسکانسها با مجموعه‌های رسوبی هترولیک شیل - ماسه‌سنگ<sup>۶۷</sup> با طبقه‌بندی فلیزر، موجی و عدسی موجود در بخش‌های اینترتایدال از پهنه‌های جزرومدی در بخش‌های حاشیه‌ای خلیج دهانه‌ای شروع می‌شوند و به سمت بالا تبدیل به توده‌های ماسه سنگی کانالی شکل از بخش مرکزی یک محیط خلیج دهانه‌ای و سدهای ماسه‌ای جزرومدی در بخش ساب تایدال از یک محیط خلیج دهانه‌ای می‌شوند (شکل ۹).

**پاراسکانس ۳:** این پاراسکانس از توالی رخساره برافزایی<sup>۶۸</sup> و تا حد نسبتاً کمی عمیق شونده موجود در توالی رخساره‌ای ۳ سازند فشم تشکیل شده است. ضخامت آنها در بین برش‌های مورد مطالعه متغیر بوده و از ۵ تا ۱۰ متر در تغییر می‌باشند. این نوع پاراسکانسها از مجموعه ترف‌های انباشته شده بر روی هم که به وسیله سطوح دوباره فعال شده از هم جدا می‌شوند، تشکیل شده است. در هر پاراسکانس از سدهای ماسه‌ای جزرومدی در بخش ساب تایدال از یک محیط خلیج دهانه‌ای، ضخامت

روخانه‌ای ایجاد می‌شوند و در طول بالا آمدن سطح آب دریا (گستره تراز پیش‌رونده TST) پر می‌شوند (Zaitlin *et al.*, 1994). توزیع دسته رخساره‌ها و شیوه پرشدگی دره‌های فرسایشی شباهت زیادی به الگوهای سکانسی ارائه شده به وسیله دیگر محققین برای پرشدگی دره فرسایشی دارد (Dalrymple *et al.*, 1992؛ Zaitlin *et al.*, 1994). نهشته‌های خلیج دهانه‌ای در سیستم‌های رسوبی دره فرسایشی در نهایت به وسیله توالی‌های پیش‌رونده به سمت دریا در طول گستره تراز بالا HST، پوشیده می‌شوند. نهشته‌های گستره تراز بالا HST پوشاننده سیستم‌های رسوبی دره فرسایشی به طور غالب از نهشته‌های دریایی کم‌عمق حاشیه ساحلی تشکیل شده‌اند (Zaitlin *et al.*, 1994؛ Cattaneo & Steel, 2003).

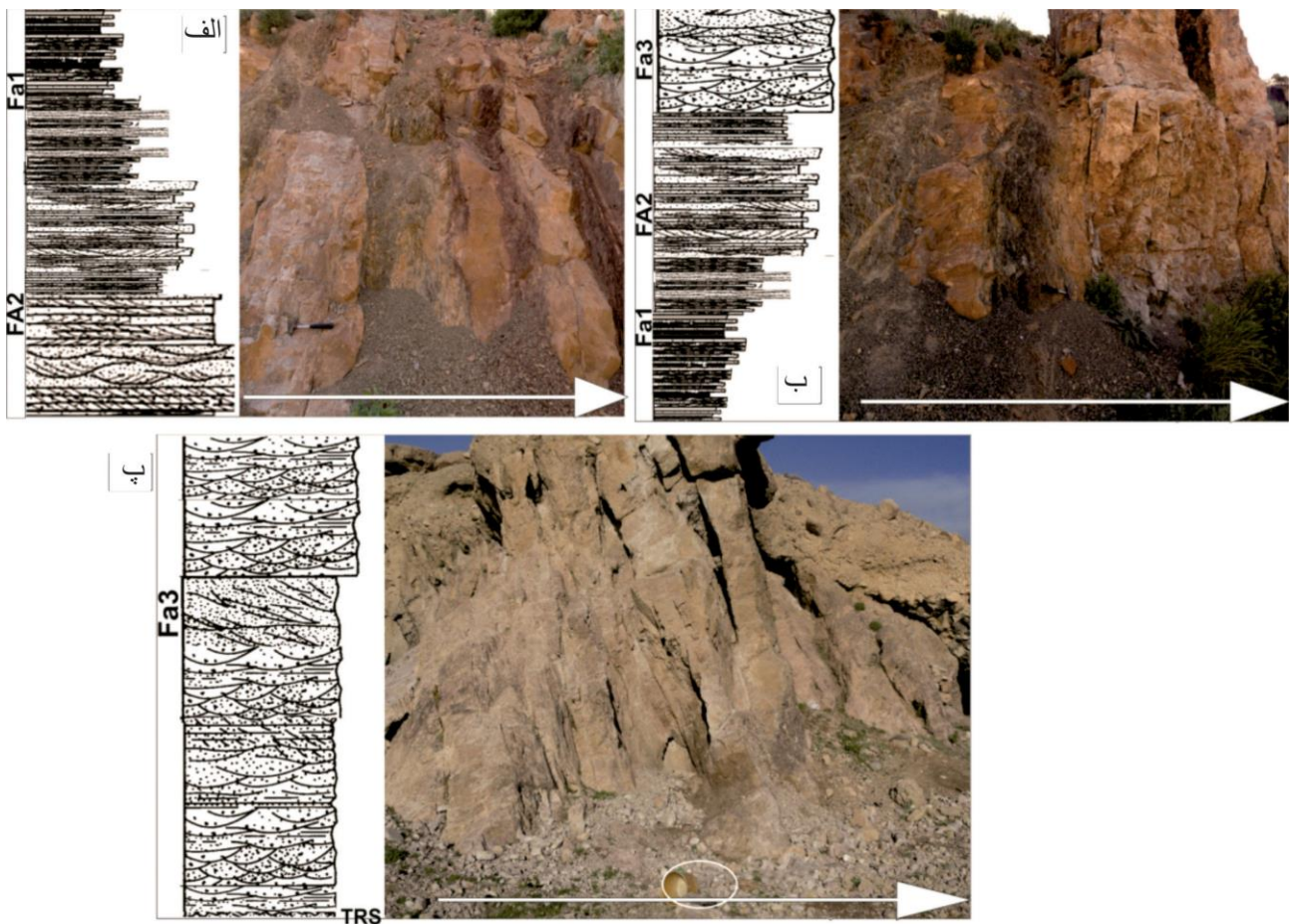
چرخه در مقیاس متر<sup>۶۲</sup> یا پاراسکانس واحد اصلی تشکیل دهنده نهشته‌های سازند فشم می‌باشند. بر اساس توالی رخساره‌ای در طول یک پاراسکانس، سطوح محصور کننده و محیط رسوبی سه نوع پاراسکانس در نهشته‌های سازند فشم شناسایی شده است. توزیع پاراسکانسها در برش‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که وجود پاراسکانسها در سازند فشم به محیط رسوبی و توالی رخساره‌ای مرتبط با هر برش و در نتیجه موقعیت مختلف آنها بر روی خلیج دهانه‌ای تحت تأثیر جزرومد بستگی دارد.

### پاراسکانسهای تشکیل دهنده سازند فشم

**پاراسکانس ۱:** این پاراسکانس از رخساره‌های به سمت بالا کم عمق شونده<sup>۶۳</sup> موجود در توالی رخساره‌ای ۱ و ۲ سازند فشم تشکیل شده است. ضخامت آنها در بین برش‌های مورد مطالعه متغیر بوده و از ۴ تا ۷ متر در تغییر می‌باشد. این نوع پاراسکانسها با توده‌های ماسه سنگی کانالی شکل با سطح

64- high erosive bases  
65- heterolithic mudstone/sandstone  
66- retrogradational  
67- heterolithic mudstone/sandstone  
68- aggradational

62- small-scale cycles  
63- Progradational



شکل ۹: تصاویر صحرایی از پاراسکانسهای سازند فشم؛ الف) پاراسکانسهای به سمت بالا کم عمق شونده از توده‌های ماسه سنگی کانالی شکل بخش مرکزی یک محیط خلیج دهانه‌ای به نهشته‌های اینترتایدال کم عمق از پهنه‌های جزرومدی؛ ب) پاراسکانسهای به سمت بالا عمیق شونده از نهشته‌های اینترتایدال پهنه‌های جزرومدی به توده‌های ماسه سنگی کانالی شکل بخش مرکزی خلیج دهانه‌ای و بارهای ماسه‌ای جزرومدی در بخش ساب تایدال از یک محیط خلیج دهانه‌ای؛ پ) پاراسکانسهای بارهای ماسه‌ای جزرومدی (tidal sand bars) در بخش ساب تایدال از توالی رخساره برافزایی (Aggradational)، با Transgressive Ravinement Surfaces (TRS) در قاعده پاراسکانس.

وسيله TRS<sup>۶۹</sup> یا نهشته‌های باقی مانده خیلی نازک<sup>۷۰</sup> از پاراسکانس قبلی جدا می‌شود. این سطوح به طور معمول در طول دسته رخساره سکانس TST در اثر فرسایش به وسیله جریانات جزرومدی ایجاد می‌شوند (Catuneanu, 2006).

**سکانس پیش‌رونده (TST) جزرومدی نهشته‌های سازند فشم**  
توالی و طرح برانبارش رخساره‌ها و پاراسکانسها در نهشته‌های بخش قاعده‌ای گروه میلا در البرز مرکزی شامل

طبقه‌بندی مورب ترف و مسطح و میزان پوششهای گلی، چینه بندی مورب دو جهته و تعداد دسته‌های جزرومدی با تغییرات ضخامت در یک لایه به سمت بالا افزایش می‌یابد. چنین تغییراتی حاکی از حرکت سدهای ماسه‌ای جزرومدی در جهت خشکی است و گفته می‌شود که پاراسکانسها پس‌رفت کرده است (Harris et al., 2002؛ Allen & Posamentier, 1994) (شکل ۹). بخش قاعده‌ای توالی پاراسکانسهای بارهای ماسه‌ای جزرومدی غالباً به

69- Transgressive Ravinement Surfaces

70- basal lags

سازند فشم و ده‌صوفیان، نشان دهنده سیستم رسوبی مخلوط کربناته - آواری است که تشکیل سکانس یک گروه میلا در البرز مرکزی را می‌دهند (Bayet-Goll *et al.*, 2014b). گستره تراز پیش‌رونده (TST) در این سکانس از رسوبات آواری سازند فشم تشکیل شده است. همچنین گستره تراز بالا (HST) این سکانس از نهشته‌های کربناته بخش قاعده‌ای واحد سازند ده‌صوفیان تشکیل شده است. ثبت این تغییرات از یک سیستم تخریبی به کربناته نشان دهنده از بین رفتن سیستم منشأ نهشته‌های آواری و برقراری سیستم ته‌نشینی کربناته در طول ته‌نشینی سکانس مورد نظر است (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). نهشته‌های این سکانس در طول بالا آمدن جهانی سطح آب دریا در طول کامبرین میانی آغازین ته‌نشین شده‌اند (Geyer *et al.*, 2014). بالا آمدن جهانی سطح آب دریا در طول کامبرین پیشین و میانی موجب ایجاد پلاتفرم‌های کربناته گسترده‌ای در نواحی داخل کراتونی و دریا‌های حاشیه یا حاشیه قاره شده است (Landing *et al.*, 2006). حین بالا آمدن سطح آب دریا در اوایل کامبرین میانی، صفحات ماسه‌ای پیش‌رونده تحت تأثیر جزرومد با گسترده‌گی بالا، حاصل از حمل مجدد نهشته‌های آواری زیرین (سازندهای لالون و زایگون) تشکیل می‌شود. با پیش‌روی بیشتر سطح آب دریا، پلاتفرم کربناته گسترده‌ای با ته‌نشینی رسوبات غالب کربناته کم‌عمق ایجاد می‌شود. با توجه به توالی رخساره‌ای و ساختارهای رسوبی مشاهده شده، گستره تراز پیش‌رونده (TST) در سکانس مورد نظر در یک محیط خلیج دهانه‌ای ته‌نشین شده است. بر اساس الگوهای پرشدگی<sup>۷۱</sup> محیط‌های خلیج دهانه‌ای (Allen & Harris *et al.*, 2002؛ Posamentier, 1994) در طول پیش‌روی و سیلابی شدن، رخساره‌های پهنه جزرومدی در امتداد حاشیه‌های خلیج

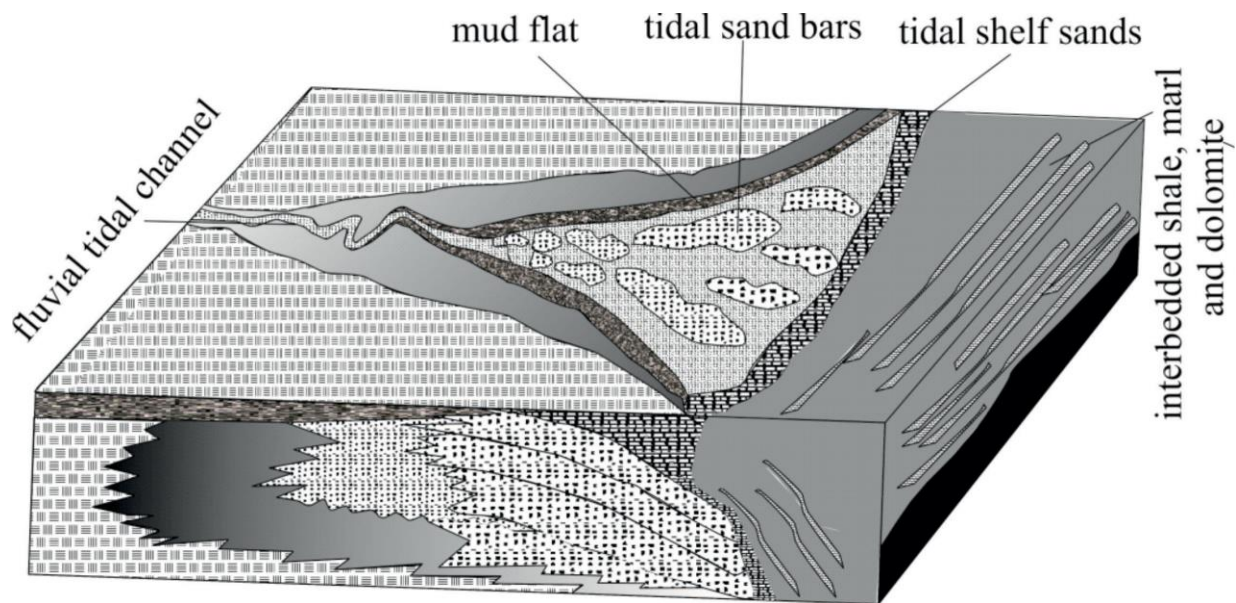
دهانه‌ای و بارهای ماسه‌ای در بخش مرکزی خلیج دهانه‌ای ایجاد می‌شوند. بر اساس این الگو، سطح قاعده‌ای این رسوبات منطبق بر ناپیوستگی فرسایشی (مرز سکansı نوع اول) در طول فرسایش گستره تراز پایینی LST<sup>۷۲</sup> ایجاد می‌شود. مرحله نهایی پرشدن خلیج دهانه‌ای همراه با گسترش زیاد سدهای ماسه‌ای جزرومدی ساب تایدال واقع در بخش خارجی خلیج دهانه‌ای است. تأمین رسوبات آواری در گستره تراز پیش‌رونده، حاصل فرسایش، ته‌نشینی و حمل مجدد نهشته‌های ساحلی و رودخانه در طول سیلابی شدن اولیه است. مرز سکansı پایینی شناسایی شده در برشهای مورد مطالعه منطبق بر افق خاک قدیمه یا سطوح فرسایش جزرومدی TRS می‌باشد. سطوح فرسایش جزرومدی سطح ناهموار فرسایشی قطع شده به وسیله جریانات جزرومدی در محیط‌های ساحلی و خلیج‌های دهانه‌ای پیش‌رونده در طول پیش‌روی ساحل<sup>۷۳</sup> است (Catuneanu, 2006). بر اساس نوشته Harris *et al.* (2002)، نهشته‌های گستره تراز پایینی (LST) در محیط‌های با بیشینه فعالیت‌های جزرومدی و تأثیر فرسایش جزرومدی (همراه با TRS) کمترین پتاسیل حفظ شدگی را دارند. در چنین موقعیتهایی گستره تراز پایینی (LST) با وجود شواهدی از دره‌های فرسایشی یا ivf<sup>۷۴</sup> مشخص می‌شود. لازم به یادآوری است که ivf<sup>۷۴</sup> طی مرحله FRST یعنی پایین افتادن سطح آب دریا و LST حفر می‌شوند، ولی در بیشتر موارد در طول TST و HST پر می‌شوند. این دره‌ها چندین متر تا کیلومترها عرض و چندین متر (تا حدود ۱۰۰ متر) عمق دارند. قاعده نهشته‌های ivf<sup>۷۴</sup> در سکانس مورد نظر همراه با الگوی برانبارش پس‌رونده به طرف خشکی<sup>۷۴</sup> یا پیش‌رونده (TST) منطبق بر مرز سکانس بدون ته‌نشینی رخساره‌های گستره تراز پایینی (LST) می‌باشد.

72- lowstand erosion

73- shoreline transgression

74- retrogradational

71- sequential infilling



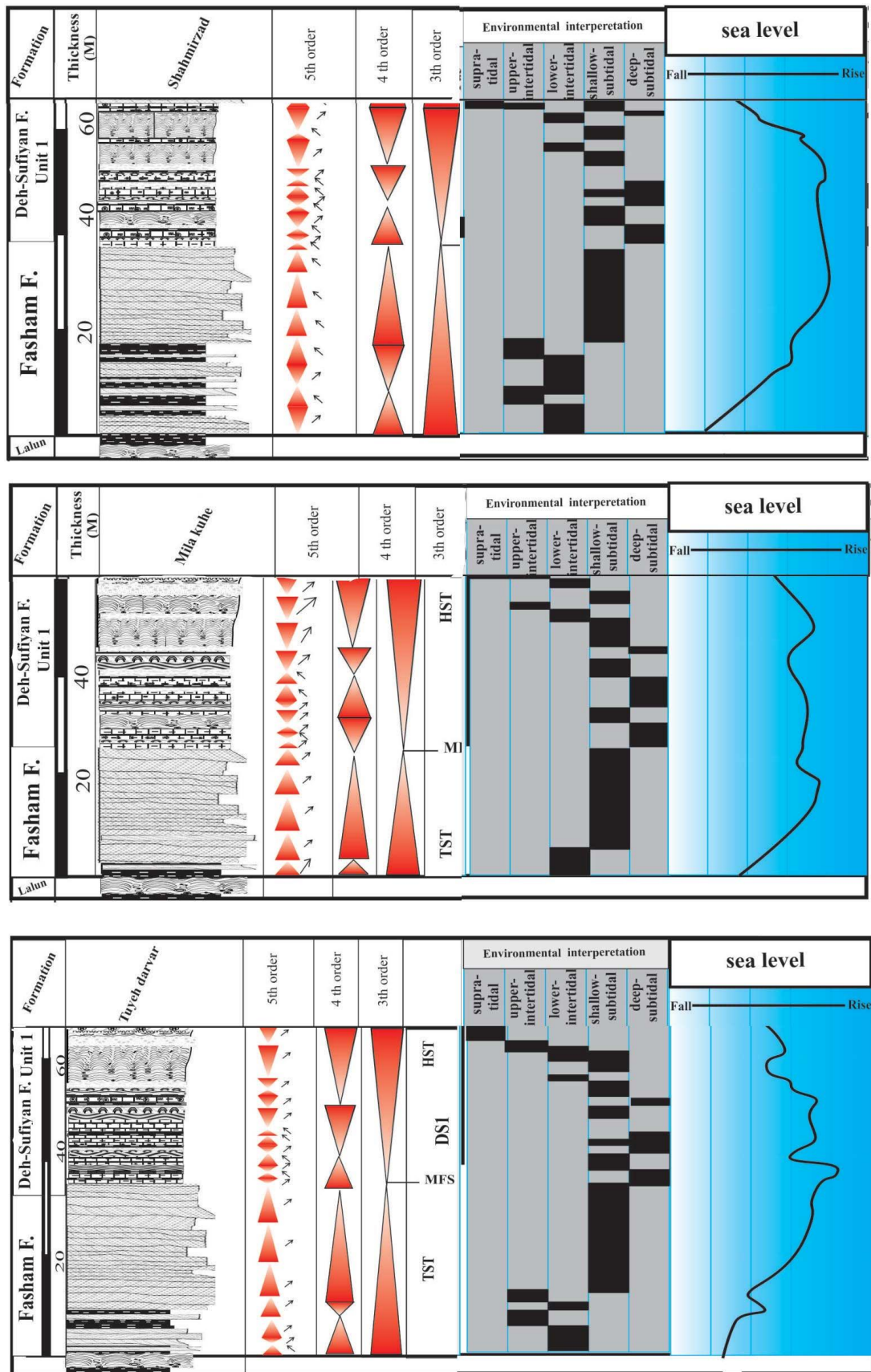
شکل ۱۰: مدل رسوبی سازند فشم و ده‌صوفیان در طول ته نشینی سکانس یک نهشته‌های بخش قاعده‌ای گروه میلا در البرز مرکزی، نشان دهنده سیستم رسوبی مخلوط کربناته - آواری؛ تغییرات از یک سیستم سیلیسی - آواری با گستره تراز پیش‌رونده (TST) به کربناته با گستره تراز بالا (HST) نشان دهنده نشان دهنده مغروق شدن (drowning) سیستم آواری و برقراری سیستم ته نشینی کربناته در طول ته نشینی سکانس قاعده‌ای گروه میلا.

رسوبات آواری در طول LST و TST جایگزین می‌شوند (Kwon *et al.*, 2006; Southgate *et al.*, 1993). سطح بالایی نهشته‌های جزرومدی از بارهای ماسه ساب تایدال سازند فشم منطبق بر سطح حداکثر غرقابی می‌باشند. این سطح با ته‌نشینی نهشته‌های دریایی ساب تایدال عمیق منطبق بر رخساره‌های مارن دولومیتی همراه با ریزرخساره‌های آنکوئیدال - اینترکلاستیک گرینستون/پکستون و وکستون گلاکونیت‌دار سازند ده‌صوفیان مشخص می‌شود (Bayet-Goll *et al.*, 2014a). بالاترین بخش سازند فشم به صورت تدریجی به سازند کربنات ده‌صوفیان تبدیل می‌شود. این سطح همراه با افزایش مواد آلی، پیریت و گاهی موارد کانی درج‌ازای گلاکونیت همراه است. سنگ آهک‌های قاعده سازند ده‌صوفیان، با توجه به افزایش ماده آلی، پیریت و کانی درج‌ازای گلاکونیت، به عنوان سطح حداکثر پیش‌روی آب دریا شماره یک (MFS) در نظر گرفته می‌شوند (Emery & Meyer, 1996). با بالا آمدن سطح آب دریا در طول

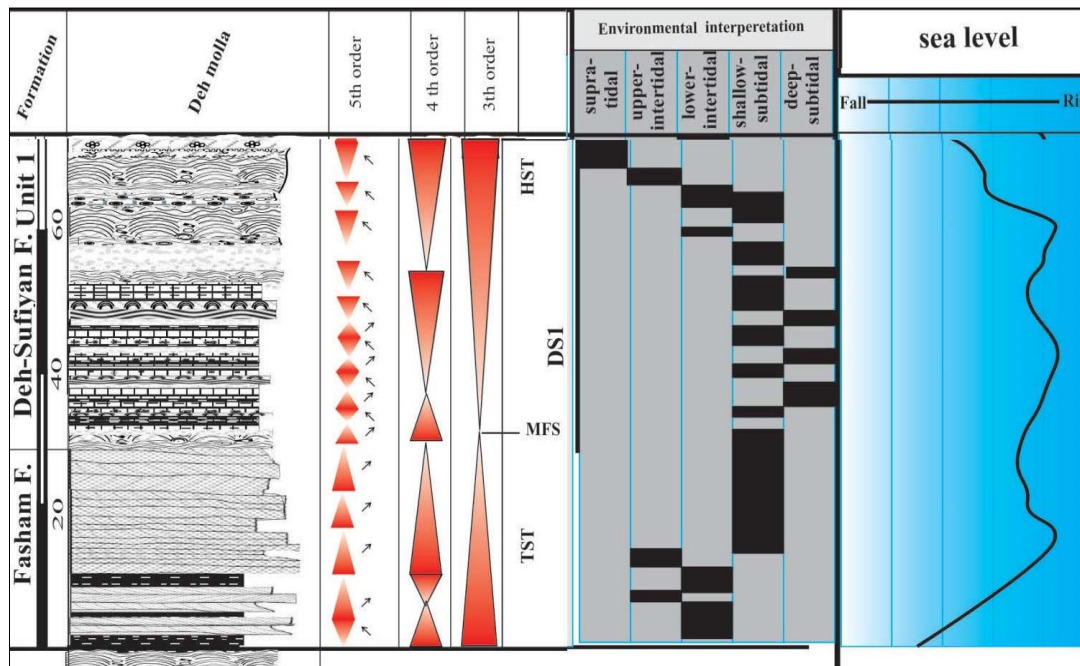
در غیاب نهشته‌های LST و early TST در نهشته‌های خلیج دهانه‌ای تحت تأثیر جزرومد، مرز سکانسی منطبق بر سطوح فرسایش جزرومدی TRS می‌باشد (Allen & Catuneanu, 1994). بر اساس مطالعات (Posamentier, 1994) در محیط‌های خلیج دهانه‌ای پیش‌رونده، بالا آمدن سریع سطح آب دریا با جزرومد گسترده<sup>۷۵</sup> ممکن است باعث فرسایش رسوبات زیرین (رخساره‌های بخش داخلی خلیج دهانه‌ای منطبق بر گستره تراز پایین LST) شده و سطح ترکیبی TRS/SB را در قاعده سکانس سازند فشم تشکیل دهند.

در سیستم‌های رسوبی مخلوط آواری - کربناته، تأمین زیاد نهشته‌های آواری در طول گستره تراز پایین و بالا (LST) و TST موجب کاهش یا از بین رفتن کارخانه تولید کربنات<sup>۷۶</sup> می‌شود. لذا نهشته‌های کربناته در پلاتفرم‌های کربناته، به وسیله نهشته‌های آواری حاصل تأمین زیاد

75- high tidal range  
76- carbonate productivity



شکل ۱۱: سکانس رسوبی رده سوم تا پنجم تشکیل شده در نهشته‌های بخش قاعده‌ای گروه میلا در البرز مرکزی در برشهای شه‌میرزاد، میلاکوه، تویه دروار و ده‌ملا، سازندهای ده‌صوفیان و فش.



ادامه شکل ۱۱

نهشته‌های کامبرین - اردوئیسین نشان دهنده تشکیل توالیهای سازند لالون در یک حادثه پس‌روی جهانی سطح آب دریاها تحت عنوان "Hawke Bay regression" در کامبرین پیشین است (Eliki & Geyer, 2013). پایین افتادن سطح جهانی آب دریاها در کامبرین پیشین (در نتیجه پایان یافتن فرونشینی و یا بالا آمدگی منطقه در بخش جنوب و جنوب غربی) به پس‌روی دریا از قاره گندوانا منجر شده است. در این زمان سازندهای زایگون و لالون و هم‌ارزهای آنها در ایران مرکزی (سازند داهو) و عربستان (بخش زیرین ماسه سنگ ساق) در یک محیط قاره‌ای تا حد واسط نهشته شده‌اند (بایت گل، ۱۳۹۳). در ابتدای کامبرین میانی، پیش‌روی جهانی سطح دریاها به پیدایش پلاتفرم کربناته گسترده‌ای در حاشیه واگرایی حوضه پروتوپالئوتتیس، شمال ابرقاره گندوانا (Seslavinsky & Maidanskaya, 2001)، انجامیده است.

پیش‌روی جهانی سطح آب دریاها در ابتدای کامبرین میانی در ناحیه البرز موجب تشکیل نهشته‌های پیش‌رونده سازند

سیستم گستره تراز بالا (HST) و کاهش ورود مواد آواری به حوضه، کربناته‌های ساب تایدال تراز بالا<sup>۷۷</sup>، فضای تجمع جدید را با تولید بالای نهشته‌های کربناته پر می‌کنند (شکل‌های ۱۰ و ۱۱) (Bayet-Goll *et al.*, 2014b). توالی رخساره‌ای قائم نهشته شده در طول HST، به صورت توالی پیش‌رونده به سمت دریا<sup>۷۸</sup> از رخساره ساب تایدال عمیق، ساب تایدال کم عمق و پری تایدال است. روند کم عمق شونده به سمت بالا با رخساره‌های آنکوئیدال - ایتتر کلاستیک گریستون/پکستون، مادستون/وکستون گلاکونیت‌دار و مارن در قاعده و توالیهای از استروماتولیتها و ترومبولیت در بالا مشخص می‌شود (Bayet-Goll *et al.*, 2014b).

## بحث

بازسازی تاریخچه تغییرات سطح آب دریا گروه میلا در البرز مرکزی (بایت گل، ۱۳۹۳) و انطباق آن با دیگر

77- highstand subtidal carbonates  
78- progradational stacking patterns

مهمترین عناصر تشکیل دهنده رمپ کربناته سازند ده‌صوفیان را باندستونهای استروماتولیتی - ترمبولیتی در واحد یک و کربناتهای نواری همراه با کنگلومرای آهکی در واحد دو را تشکیل می‌دهند (Geyer *et al.*, 2014; Bayet-Goll *et al.*, 2014b).

بر اساس مطالعات Torsvik & Cocks (2013) در کامبرین میانی و بالایی، جایی که گروه میلا در البرز در حاشیه غربی گندوانا واقع شده‌اند، روند رسوبی مشابهی با دیگر سرزمین‌های گندوانا حاکم است. در انطباق با دیگر سرزمینهای کامبرین - اردوویسین، چنین ماسه سنگهای جزرومدی نیز در بخش قاعده‌ای پلاتفرمهای کربناته دیگر سرزمینهای کامبرین - اردوویسین وجود دارد که شامل رشته کوههای آریوکل در اکلاهما (Goldhammer *et al.*, 1993)، نهشته‌های سازند وودکانیون در جنوب کالیفرنیا (Fedo & Cooper, 1990)، نهشته‌های کامبرین زیرین در ویرجینیا (Simpson & Eriksson, 1991)، رشته کوههای هاوس در یوتا (Osleger & Read, 1991)، نوپا رنج در جنوب حوضه بزرگ کالیفرنیا (Osleger & Montanez, 1996)، سازندهای البروک و کونوچاگ در ویرجینیا (Osleger & Read, 1991)، رشته کوههای فرانکلین در تگزاس (Goldhammer *et al.*, 1993)، حوضه مخلوط سیلیسی آواری کربناته در شمال چین (Meng *et al.*, 1997)، حوضه سیلیسی آواری در شمال آفریقا (Carr, 2002; Keeley, 1979)، گروه تابوک در کره جنوبی (Sim & Lee, 2006; Kown *et al.*, 2006) و نهشته‌های کامبرین - اردوویسین در بخش مرکزی کره جنوبی (Sim & Lee, 2006; Kown *et al.*, 2006) می‌باشند.

بر اساس این نوشته‌ها و شواهد موجود در نهشته‌های ماسه سنگی جزرومدی گستره تراز پیش‌رونده (TST) سازند فشم، وجود چنین ماسه‌سنگهای جزرومدی در قاعده

فشم شده است. با ادامه بالا آمدن سطح آب دریا در کامبرین میانی، نهشته‌های رمپ کربناته سازند ده‌صوفیان ته‌نشین می‌شوند (Bayet-Goll *et al.*, 2014b; Geyer *et al.*, 2014). در نهایت با یک حادثه پس‌روی در قاعده کامبرین بالایی در البرز (ناپوستگی قاعده سازند ده‌ملا)، توالیهای پلاتفرم کربناته سازند ده‌ملا در طول بالا آمدن سطح آب دریا ته‌نشین می‌شوند (بایت گل، ۱۳۹۳).

بر اساس مطالعات بایت گل (۱۳۹۳) نهشته‌های کامبرین تا اردوویسین ایران در حوضه البرز، قسمتی از یک پلاتفرم برقراره‌ای را تشکیل می‌دهند و در یک موقعیت تکتونیکی حاشیه قاره‌ای غیرفعال ته‌نشین شده‌اند. در موقعیت تکتونیکی حاشیه قاره‌ای غیرفعال، به طور معمول تأثیر فعالیتهای تکتونیکی بر روی طرح برانبارش محیطها و در نهایت تغییرات فضای تجمع رسوبات به حداقل می‌رسد. به طور معمول در چنین حوضه‌هایی، تأثیر نوسانات جهانی سطح آب دریا (یوستازی) بیشترین تأثیر را بر روی سکانسهای رسوبی دارد. توالی و طرح برانبارش رخساره‌ها و چرخه‌ها در نهشته‌های بخش قاعده‌ای گروه میلا در البرز مرکزی شامل سازند فشم و ده‌صوفیان، نشان دهنده سیستم رسوبی مخلوط کربناته - آواری<sup>۷۹</sup> در جایی که تأمین زیاد نهشته‌های آواری حاصل از فرسایش سازندهای زیرین (زایگون و لالون) موجب از بین رفتن کارخانه تولید کربنات در طول پیش‌روی شده است (Bayet-Goll *et al.*, 2014b). به تدریج با بالا آمدن سطح آب دریا، نهشته‌های آواری سازند فشم به وسیله پلاتفرم کربناته کم عمق از نوع رمپ هموکلاین سازند ده‌صوفیان جایگزین می‌شوند. کاهش ورود مواد آواری فرسایش یافته از سازندهای زایگون و لالون موجب ایجاد شرایط بهینه برای رشد کربناتها به ویژه استروماتولیتها شده است، به طوری که

چرخه‌ها در نهشته‌های بخش قاعده‌ای گروه میلا در البرز مرکزی شامل سازند فشم و ده‌صوفیان، نشان دهنده سیستم رسوبی مخلوط کربناته - آواری است که تأمین زیاد نهشته‌های آواری حاصل از فرسایش سازندهای زیرین (زایگون و لالون) موجب از بین رفتن کارخانه کربنات طی پیش‌روی (TST) ابتدای کامبرین میانی همزمان با بالا آمدن سطح جهانی آب دریاها شده است. در طول گستره تراز بالا HST این سکانس، کاهش ورود مواد آواری به حوضه موجب ایجاد شرایط بهینه برای رشد کربنات‌ها به ویژه استروماتولیتها و تشکیل رمپ کربناته سازند ده‌صوفیان شده است.

### سپاس‌گزاری

نگارندگان از گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم دانشگاه فردوسی مشهد به خاطر در اختیار گذاشتن امکانات جهت مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی سپاس‌گزاری می‌نمایند. همچنین از آقایان حامد محمدیان، یعقوب نصیری و حسن خزائی به خاطر همکاری در انجام مطالعات صحرایی و آقایان قزوینی و شجاعی به خاطر همراهی در جمع‌آوری نمونه‌ها صمیمانه قدردانی می‌نمایند.

پلاتفرمهای کربناته حاکی از تشکیل محیطهای دریایی کم عمق جزرومدی در طول پیش‌روی و سیلابی شدن اولیه است (Fedo & Cooper, 1990; Simpson & Eriksson, 1991; Osleger & Johnson & Baldwin, 1996; Meng *et al.*, 1997; Montañez, 1996). همچنین در بیشتر این مطالعات و در انطباق با سطح جهانی آب دریاها (Haq & Schutter, 2008)، یک پایین افتادگی سطح آب دریا بین کامبرین زیرین و میانی اتفاق افتاده است. این پایین افتادگی در نهشته‌های گروه میلا در قاعده این گروه در بین سازند فشم و سازند زیرین لالون قرار دارد.

### نتیجه‌گیری

جورشدگی خوب دانه‌های ماسه، وجود مقادیر فراوانی از طبقه‌بندی مورب تراف و مسطح با گسترش جانبی و قائم از توده‌های ماسه‌ای، پوششهای گلی، چینه‌بندی مورب دوجهته، چینه‌بندی مورب سیگموئید، دسته‌های جزرومدی سیگموئیدی، دسته‌های جزرومدی با تغییرات ضخامت در یک لایه، سطوح دوباره فعال شده، حاکی از تأثیر جریانان جزرومدی بر روی نهشته‌های سازند فشم در یک محیط خلیج دهانه‌ای هستند. توالی و طرح برانبارش رخساره‌ها و

### منابع

- بایت گل، آ.، ۱۳۹۳. ایکنولوژی و چینه‌نگاری سکانسی سازند میلا (البرز مرکزی) و مقایسه آن با سازند شیرگشت (طبس). رساله دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد. ۵۰۱ ص.
- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21: 1–33.
- Allen, G.P., & Posamentier, H.W., 1994. Transgressive facies and sequence architecture in mixed tide- and wave-dominated incised-valley: example from the Gironde Estuary, France. In: Dalrymple, R.W., Boyd, R., & Zaitlin, B.A., (eds.), *Incised Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences. SEPM Special Publication*, 51: 225–240.
- Bayet-Goll, A., Neto de Carvalho, C., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., & Nasiri, Y., 2014a. Depositional environments and ichnology of the deep-marine succession of the Amiran Formation (upper Maastrichtian–Paleocene), Lurestan Province, Zagros Fold–Thrust Belt, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 401: 13–42.



- Bayet-Goll, A., Geyer, G., Wilmsen, M., Mahboubi, A., & Moussavi-Harami, R., 2014b. Facies architecture, depositional environments and stratigraphy of the Middle Cambrian Fasham and Deh-Sufiyan formations in the central Alborz, Iran. *Facies*, 60: 815-841.
- Bayet-Goll, A., Chen, J., Moussavi-Harami, R., & Mahboubi, A., 2015. Depositional processes of ribbon carbonates in middle Cambrian of Iran (Deh-Sufiyan Formation, Central Alborz). *Facies* 61: 9. DOI:10.1007/s10347-015-0436-6.
- Bayet-Goll, A., & Neto de Carvalho, C., 2015. Ichnology and sedimentology of a tide-influenced delta in the Ordovician from the Northeastern Alborz range of Iran (Kopet-Dagh region). *Lethaia*, 49, 327–350.
- Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. *Elsevier*, Amsterdam, 375 p.
- Cattaneo, A., & Steel, R., 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth Science Reviews*, 1277: 1-43.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., & Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 1130–1146.
- Dalrymple, R.W., & Choi, K., 2007. Morphologic facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence- stratigraphic interpretation. *Earth Science Reviews*, 8: 135–174.
- Desjardins, P.R., Pratt, B.R., Buatois, L.A., & Mangano, M.G., 2010. Stratigraphy and sedimentary environments of the Lower Cambrian Gog Group in the southern Rocky Mountains of western Canada: evolution of transgressive sandstones on a broad continental margin. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 58: 1–37
- Fedo, C.M., & Cooper, J.D., 1990. Braided fluvial to marine transition: the basal Lower Cambrian Wood Canyon Formation, Southern Marble Mountains, Mojave Desert, California. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 220–234.
- Geyer, G., Bayet-Goll, A., Wilmsen, M., Mahboubi, A., & Moussavi-Harami, R., 2014. Lithostratigraphic revision of the middle and upper Cambrian (Furongian) in northern and central Iran. *Newsletters on Stratigraphy*, 47: 21-59.
- Haq, B.U., & Schutter, S.R., 2008. A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science*, 322: 64–68.
- Harris, P.T., Heap, A.D., Bryce, S.M., Porter-Smith, R., Ryan, D.A., & Heggie, D.T., 2002. Classification of Australian clastic coastal depositional environments based upon a quantitative analysis of wave, tidal and river power. *Journal of Sedimentary Research*, 72: 858– 870.
- Hein, F.J., 1987. Tidal/littoral of fshore shelf deposits–Lower Cambrian Gog Group, southern Rocky Mountains, Canada. *Sedimentary Geology*, 52: 155–182
- Johnson, H.D., & Baldwin, C.T., 1996. Shallow clastic seas. In: Reading, H.G., (ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. *Blackwell Science*, London, pp. 232–280.
- Kwon, Y.K., Chough, S.K., Choi, D.K., & Lee, D.J., 2006. Sequence stratigraphy of the Taebaek Group (Cambrian-Ordovician), mideast Korea. *Sedimentary Geology*, 192: 19–55.
- Landing, E., Geyer, G., & Heldmaier, W., 2006. Distinguishing eustatic and epeirogenic controls on Lower–Middle Cambrian boundary successions in West Gondwana (Morocco Iberia). *Sedimentology*, 53 (4): 899-918.
- Legler, B., Johnso, H.D., Hampson, G.J., Massart, B.G., Jackson, C.L., Jackson, M.D., El-Barkooky, A., & RavNas, R., 2013. Facies model of a fine-grained, tide-dominated delta: Lower Dir Abu Lifa Member (Eocene), Western Desert, Egypt. *Sedimentology*, 60: 1313–1356.
- MacEachern, J.A., & Gingras, M.K., 2007. Recognition of brackish-water trace fossil assemblages in the Cretaceous western interior seaway of Alberta. In: Bromley, R.G., Buatois, L.A., Mangano, M.G., Genise, J.F., & Melchor, R.N., (eds.), *Sediment–Organism Interactions: A Multifaceted Ichnology*. *SEPM Special Publication*, 88: 149–194.
- Meng, X., Ge, M., & Tucker, M.E., 1997. Sequence stratigraphy, sea-level changes and depositional systems in the Cambro-Ordovician of the North China carbonate platform. *Sedimentary Geology*, 114: 189–222.
- Nio, S.D., & Yang, C., 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. In: Smith, D.G., Reinson, G.E., Zaitlin, B.A., & Rahmani, R.A., (eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir*, 16: 3–28.
- Osleger, D., & Read, J.F., 1991. Relation of eustasy to stacking patterns of meter -scale carbonate cycles, Late Cambrian, U.S.A. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 1225–1252.

- Osleger, D.A., & Montañez, I.P., 1996. Cross-platform architecture of a sequence boundary in mixed siliciclastic-carbonate lithofacies, Middle Cambrian, southern Great Basin, U.S.A. *Sedimentology* 43: 197-217.
- Peng, S., Geyer, G., & Hamdi, B., 1999. Trilobites from the Shahmirzad section, Alborz Mountains, Iran: Their taxonomy, biostratigraphy and bearing for international correlation. *Beringeria*, 25: 3-66.
- Seilacher, A., 1991. An updated *Cruziana* stratigraphy of Gondwanan Palaeozoic sandstones. In: Salem, M.J., (ed.), *The Geology of Libya 4*, Elsevier, Amsterdam, pp. 1565-1581.
- Seilacher, A., 2007. Trace Fossil Analysis. *Springer Verlag*, Berlin, Heidelberg, 226 p.
- Sim, M.S., & Lee, Y., 2006. Sequence stratigraphy of the Middle Cambrian Daegi Formation (Korea), and its bearing on the regional stratigraphic correlation. *Sedimentary Geology*, 191: 151-169.
- Simpson, E.L., & Eriksson Jr., K.A., 1991. Early Cambrian progradational and transgressive sedimentation patterns in Virginia: an example of the early history of a passive margin. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 84-100.
- Stöcklin, J., Ruttner, A., & Nabavi, M., 1964. New data on the Lower Paleozoic and pre-Cambrian of North Iran. *Geology Survey Iran*, Reprt no.1: 1-29.
- Torsvik, T.H., & Cocks, L.R., 2013. Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research*. 24 (3-4): 999-1030.
- Willis, B.J., 2005. Deposits of tide-influenced river deltas. In: Giosanand, L., & Bhattacharya, J.P., (eds.), *River Deltas: Concepts, Models and Examples*. *SEPM Special Publication*, 83: 87-129.
- Willis, B.J., & Gabel, S.L., 2003. Formation of deep incisions into tide-dominated river deltas: implications for the stratigraphy of the Sege Sandstone, Book Cliffs, Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 73: 246-263.
- Willis, B.J., Bhattacharya, J.P., Gabel, S.L., & White, C.D., 1999. Architecture of a tide-influenced river delta in the Frontier Formation of central Wyoming, USA. *Sedimentology*, 46: 667-688.
- Wrona, R., & Hamdi, B., 2001. Palaeoscolecid sclerites from the Upper Cambrian Mila Formation of the Shahmirzad section, Alborz Mountains, northern Iran. *Acta Geologica Polonica*, 51: 101-107.
- Zand-Moghadam, H., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., & Bavi, H., 2013. Comparison of tidalites in siliciclastic, carbonate, mixed siliciclastic-carbonate systems: examples from Cambrian Devonian deposits of east-central Iran. *ISRN Geology 2013*, Article I 435761, p. 21.
- Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W., & Boyd, R., 1994. The stratigraphic organization of incised valley systems associated with relative sea-level change. In: Dalrymple, R.W., Boyd, R., & Zaitlin, B.A., (eds.), *Incised Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. *SEPM Special Publication*, 51: 45-60.

## Sedimentary environments and sequence stratigraphy of basal Quartzite of the Mila Group (Fasham Formation), Central Alborz

Bayetgoll, A.<sup>1,2</sup>, Moussavi-Harami, R.<sup>3\*</sup>, Mahboubi, A.<sup>3</sup>

1- Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

2- Center for Research in Basic Sciences and Contemporary Technologies, IASBS

3- Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad

\*Email: moussavi@um.ac.ir

### Introduction

Siliciclastic deposits of basal Quartzite of the Mila Group in Central Alborz, called Faham Formation in this research, were studied in Shahmirzad, Tueh-Darvar, Mila-Kuh and Deh-Molla sections in order to interpret depositional environments and reconstruct the sequence stratigraphic framework. Based on facies characteristics and stratal geometries, the size of bedforms, sedimentary structures and their complex arrangement, erosional base, predominantly sandy grain size, the height of the sand bodies together with evidences of the tidal action such as extensive cross-stratified sandstone, tidal bundles, reactivation surfaces and mud drapes, the siliciclastic successions of the Fasham Formation are interpreted to be deposited in a tide-dominated open-mouthed estuarine environment. During the initial inundation of the present-day Alborz region in the early Middle Cambrian time, siliciclastic deposits formed in open-mouthed estuarine. Basal sequence of the Middle Cambrian deposits is composed of a transgressive systems tract (TST) comprising the basal siliciclastic-dominated succession of the Fasham Formation and a carbonate-dominated highstand systems tract (HST) within the lower part of the Deh-Sufiyan Formation. It records the drowning of the terrigenous sources and subsequent establishment of the carbonate system. Based on sequential infilling model for open estuaries during transgression and initial flooding, tidal flats were developed along the margin of the sea and sandy dunes formed along the central part of the estuary and their lower surface was interpreted as a subaerial unconformity formed due to lowstand erosion. The last stage of infilling involves the development of sand bars that gradually migrated towards the open sea until they completely occupied the mouth of the open estuary.

### Material & methods

The Palaeozoic succession in the central Alborz has been divided, in ascending order, into the Zaigoon, Lalun, Mila, and Lashkarak formations. Based on studies by Geyer *et al* (2014) and Peng *et al.*, (1999), the Mila Formation as traditionally applied shows numerous inconsistencies in definition and physical properties which require a complete lithostratigraphic revision. A new lithostratigraphic scheme for the Cambrian–Ordovician strata of the Alborz have been proposed by Geyer *et al.* (2014). They suggested to retain the term “Mila Group” for the lithostratigraphic unit that comprises the Fasham Formation (Base Quartzite), the Deh-Sufiyan Formation (members 1 to 2), the Deh-Molla Formation (members 3 to 4) and the Lashkerak Formation (member 5). Four stratigraphic sections of the Fasham Formation are described and measured in order to interpret depositional environment and sea level changes. These sections are (from west to east): Shahmirzad, TuyehDarvar, Mila Kuhe, and DehMolla. All sections were lithologically logged bed-by-bed according to color, grain-size, sedimentary and biogenic structures, geometry and fossil content. The results, 150-km-long NE–SW transect, provide a two-dimensional control of the changes in thickness and lithofacies in an approximately down-dip direction.

### Results, discussion and conclusion

The size of the bedforms, the sedimentary structures and their complex arrangement, the erosional base, the predominantly sandy grain size, the significant height of the sandbodies together with the evidences from tidal action such as extensive cross-stratified sandstone, tidal bundles, reactivation surfaces and mud drapes, suggest deposition siliciclastic-dominated succession of the Fasham Formation in a tide-dominated open-mouthed estuarine environment (Bayet-Goll and Neto de Carvalho, 2015). Such large tidal sandbars are characteristic of the seaward portions of most macrotidal environments (Dalrymple *et al.*, 1992). Tidal sand bars are particularly

common in lower intertidal and subtidal zones of macrotidal estuaries and deltas (Dalrymple *et al.*, 1992), where tidal flows reach a maximum. These tidally dominated estuarine deposits have a landward-stepping character as they can be seen onlapping on the basal sequence boundary (palaeosol horizon) in a landward direction. At the seaward end of the tidally dominated estuarine deposits of the Fasham Formation, the stacking pattern of facies association is implied by the seaward shift of large tidal sandbars into subtidal carbonates of the Deh-Sufiyan Formation.

It seems that the rise of eustatic sea level in the Late Proterozoic and Early Cambrian resulted in a broad marine carbonate platform in a number of intracratonic and marginal seas (e.g., Bayet-Goll *et al.*, 2014). In mixed carbonate–siliciclastic systems, basal part of the Mila Group, because of siliciclastic sediment supply overwhelms and suppresses carbonate productivity during the lowstand or transgression, siliciclastic sedimentation of the Fasham Formation commonly replace lowstand or early transgressive deposits in platform carbonates (Kwon *et al.*, 2006). In other words, during the initial inundation in the Early Middle Cambrian in the Mila Group, siliciclastic deposits formed in open-mouthed estuarine. Sequence 1 of the Mila Group is bounded at the base by a subaerial unconformity formed due to lowstand erosion marked by a palaeosol horizon or tidal ravinement surface cut by tidal currents in transgressive river-mouth settings during shoreline transgression (Catuneanu, 2006). Sequence 1 records the drowning of the terrigenous sources and subsequent establishment of the carbonate system. This sequence is composed of a transgressive systems tract (TST) comprising the basal siliciclastic-dominated succession of the Fasham Formation and a carbonate-dominated highstand systems tract (HST) in the lower part of the Deh-Sufiyan Formation. Again, it records the drowning of the terrigenous sources and subsequent establishment of the carbonate system. During transgression and initial flooding, tidal flats developed at the margins and sandy dunes formed along the central part of the estuary (Harris *et al.*, 2002; Bayet-Goll *et al.*, 2014). The last stage of transgressive infilling involves the development of sand bars that gradually migrated towards the open sea until they completely occupied the mouth of the open estuary. During highstand of sea-level, subtidal carbonate production started and rapidly filled the newly created accommodation space.

**Keywords:** Fasham Formation; sedimentary environment; sequence stratigraphy; Middle Cambrian; estuarine; initial flooding.

## References

- Bayet-Goll, A., Geyer, G., Wilmsen, M., Mahboubi, A., & Moussavi-Harami, R., 2014. Facies architecture, depositional environments and stratigraphy of the Middle Cambrian Fasham and Deh-Sufiyan formations in the central Alborz, Iran. *Facies*, 60: 815-841.
- Bayet-Goll, A., & Neto de Carvalho, C., 2015. Ichnology and sedimentology of a tide-influenced delta in the Ordovician from the Northeastern Alborz range of Iran (Kopet-Dagh region). *Lethaia*, 49, 327–350.
- Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. *Elsevier*, Amsterdam, 375 p.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., & Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 1130–1146.
- Geyer, G., Bayet-Goll, A., Wilmsen, M., Mahboubi, A., & Moussavi-Harami, R., 2014. Lithostratigraphic revision of the middle and upper Cambrian (Furongian) in northern and central Iran. *Newsletters on Stratigraphy*, 47: 21-59.
- Harris, P.T., Heap, A.D., Bryce, S.M., Porter-Smith, R., Ryan, D.A., & Heggie, D.T., 2002. Classification of Australian clastic coastal depositional environments based upon a quantitative analysis of wave, tidal and river power. *Journal of Sedimentary Research*, 72: 858-870.
- Kwon, Y.K., Chough, S.K., Choi, D.K., & Lee, D.J., 2006. Sequence stratigraphy of the Taebaek Group (Cambrian-Ordovician), mid-east Korea. *Sedimentary Geology*, 192: 19–55.
- Peng, S., Geyer, G., & Hamdi, B., 1999. Trilobites from the Shahmirzad section, Alborz Mountains, Iran: Their taxonomy, biostratigraphy and bearing for international correlation. *Beringeria*, 25: 3–66.