Archive of SID

زمستان ۹۵، سال بیست و ششم، شماره ۱۰۲، صفحه ۱۰۱ تا ۱۱۶

محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های سازند جیرود در برش ده صوفیان

مجید خزائی[1*]، محبوبه حسینی برزی[2]، عباس صادقی[3] و حسین مصدق[4]
[1]دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
[2]دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
[3]استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
[4]دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۳/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۰/۰۴

چکیده

سازند جیرود به سن دونین پسین در برش ده‌صوفیان در شمال خاور شهمیرزاد (البرز مرکزی) از نهشته‌های تخریبی و کربناته تشکیل شده است. مرز زیرین آن با نهشته‌های تخریبی ریزدانه سازند میلا ناپیوسته همشیب و فرسایشی و مرز بالایی آن با سازند مبارک همشیب و پیوسته است. رخساره‌های تخریبی سازند جیرود در این برش شامل رخساره‌های کنگلومرایی، ماسه‌سنگی و گل‌سنگی است. نهشته‌های کنگلومرایی دربردارنده ۳ رخساره A1، A2 و A3 است که به ترتیب معادل رخساره‌های Gcm، Gt و Gmm/Gmg میال (Miall) هستند. نهشته‌های ماسه‌سنگی با ۵ رخساره B1، B2، B3 و B4 به ترتیب معادل رخساره‌های St، Sh، Sm و Sr میال و نیز رخساره B5 (Shc) با ساخت لامیناسیون پشته‌ای (HCS) دیده می‌شود. رخساره‌های ریزدانه گل‌سنگی شامل رخساره‌های C1 و C2 به ترتیب معادل رخساره‌های Fsm و Fl میال هستند و رخساره کربناته (D) که حجم کمی از بخش‌های بالای ستون چینه‌نگاری را به خود اختصاص می‌دهد، تقریباً به‌طور کامل دولومیتی شده است. مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری به شناسایی ۵ مجموعه رخساره‌ای تخریبی رودخانه‌ای، ساحلی- پشت ساحلی، حاشیه ساحلی، منطقه انتقالی دور از ساحل و دور از ساحل انجامید و رخساره‌های کربناته با توجه به شواهدی مانند سطح زیرین فرسایشی، دانه‌بندی تدریجی، حضور ساخت لامیناسیون پشته‌ای و نیز رخساره‌های تخریبی همراه به شرایط توفانی نزدیک به ساحل و توفانی دور از ساحل نسبت داده شدند. سازند جیرود در برش مورد مطالعه با نهشته‌های رودخانه‌ای آغاز می‌شود که با نهشته‌های دریایی تحت تسلط توفان به‌صورت نهشته‌های ساحلی- پشت ساحل و تناوب نهشته‌های حاشیه ساحل، منطقه انتقالی دور از ساحل و نهشته‌های دور از ساحل ادامه می‌یابد. بررسی سطوح سکانسی به ویژه ناپیوستگی‌های مهم و همچنین بررسی الگوی برهم نهشت رسوبات سازند جیرود، به شناسایی ۳ سکانس رسوبی که در بالا و پایین توسط ناپیوستگی‌های حاصل از فرو افتادن سطح اساس، محدود شده‌اند به همراه بخش پیشرونده از سکانس چهارم انجامیده است.

کلیدواژه‌ها: البرز، دونین، جیرود، محیط رسوبی، نهشته‌های توفانی، چینه‌نگاری سکانسی.

***نویسنده مسئول:** مجید خزائی
E-mail: mkh693@ gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

در البرز مرکزی سنگ‌های دونین پایینی و میانی نهشته نشده‌اند و سنگ‌های کامبرین اردویسین پس از یک فاز فرسایشی طولانی با ردیف‌های پیشرونده دونین بالایی به نام سازند جیرود پوشیده شده‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۳). Asserto (1963) سازند جیرود را در روستای جیرود (شمال خاوری تهران) با ستبرای ۷۶۰ متر معرفی کرد و آن را به ۴ عضو C، B، A و D بخش کرد. اما در مطالعات بعدی بنابر پیشنهاد کمیته ملی چینه‌شناسی ایران نهشته‌های تخریبی عضو A با ستبرای ۳۵۵ متر و با سن دونین پسین به عنوان سازند جیرود در نظر گرفته شد. مرز سازند جیرود در برش الگو نسبت به سازند میلا با ناپیوستگی همشیب و فرسایشی (Disconformity) مشخص می‌شود، اما در مورد مرز بالایی اتفاق نظر وجود ندارد (آقانباتی، ۱۳۸۳).

بر پایه مطالعاتی که در مناطق مختلف توسط پژوهشگرانی چون واعظ‌جوادی (۱۳۷۳)، دشتبان (۱۳۷۳ و ۱۳۷۵)، شوشتری‌زاده و همکاران (۱۳۸۴)، مسعودی (۱۳۸۴)، فهیمی (۱۳۸۵)، تابع (۱۳۸۶)، Ghavidel-Syooki (1995)، Dashtban and Racheboeuf (2001) و Wendt et al. (2005) انجام شده است، گروه‌های مختلف زیستی شامل بی‌مهرگان و مهره‌دارانی همچون کنودونت‌ها، براکیوپودها، ماهی‌های باله شعاعی و همچنین انواع پالینومورف‌ها و ماکروفسیل‌های گیاهی شناسایی و گزارش و سن دونین پسین برای این سازند در نظر گرفته شده است. همچنین پیشنهاد شده که ایران در طی دونین پسین بخشی از خشکی گندوانا بوده است (Ghavidel-syooki, 1995؛ واعظ جوادی، ۱۳۷۳).

محمدخانی و خزایی (۱۳۸۴) نهشته‌های سازند جیرود را در دره مبارک‌آباد به محیط‌های قاره‌ای، حد واسط (خلیج دهانه‌ای، دلتایی و ساحلی) و دریایی نسبت دادند. مندل‌زاده (۱۳۸۶) محیط‌های کشندی، لاگون و سد مربوط به یک رمپ هموکلینال را در ناحیه سبدآباد (شرق تهران) و رسولی (۱۳۹۰) دسته رخساره‌های مربوط به محیط ساحلی/ دریایی کم‌ژرفا را در برش آبنیک (البرز مرکزی) شناسایی کردند.

شرفی (۱۳۹۳) و Sharafi et al. (2014 and 2016) مطالعات جامعی روی نهشته‌های سازند جیرود، در برش‌های مختلف از البرز مرکزی، انجام دادند. آخرین نتایج مطالعات نامبردگان، افزون بر شناسایی ایکنوفاسیس‌های گوناگون، به شناسایی نهشته‌های مربوط به سیستم‌های رسوبی رودخانه‌ای، خلیج دهانه‌ای تحت تسلط موج و کشند و دریای باز نزدیک ساحل شده است. نامبردگان نهشته‌های سازند جیرود را در البرز مرکزی به دو بخش تقسیم کردند. بخش زیرین را حاصل پر شدن چند مرحله‌ای دره غرق شده (Compound Incised valley fill) دانستند و بخش بالایی را یک توالی پیشرونده پسرونده شامل نهشته‌های حاشیه ساحل و یک شلف باز روی نهشته‌های خلیج دهانه‌ای معرفی کردند. نهشته‌های سازند جیرود را نیز حاصل رسوب‌گذاری طی یک چرخه اصلی تغییر نسبی سطح دریا دانستند که دربردارنده نوسان‌های کم دامنه‌تر بوده است.

برش مورد مطالعه با عرض جغرافیایی "N35° 49' 34.62 و طول جغرافیایی "E53° 23' 4.33 در ۷/۵ کیلومتری شمال خاور شهمیرزاد و در شمال ده‌صوفیان جای دارد (شکل ۱). این برش در پهنه ساختاری البرز مرکزی قرار می‌گیرد و سازند جیرود در این برش با سطح زیرین فرسایشی روی شیل‌ها و سیلتستون‌های سبز رنگ بخش پنج میلا قرار می‌گیرد (شکل ۲ A). سازند جیرود در این ناحیه با ستبرایی حدود ۱۸۵ متر از ماسه‌سنگ، گل‌سنگ، کربنات و کمی رخساره‌های کنگلومرایی تشکیل شده است. سازند کربناته مبارک در برش مورد مطالعه به‌طور پیوسته روی رسوبات سازند جیرود را می‌پوشاند (شکل ۲ B).

www.SID.ir

Archive of SID

این پژوهش به بررسی محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های سازند جیرود در برش ده‌صوفیان و مقایسه نتایج با مطالعات انجام شده پیشین می‌پردازد. نتایج این بررسی می‌تواند در تطابق‌های چینه‌شناسی و بازسازی جغرافیای دیرینه البرز در زمان دونین پسین مفید و قابل استفاده باشد.

۲- روش کار

در بازدیدهای صحرایی بافت و ساخت‌های رسوبی، تغییرات اندازه دانه‌ها، فسیل‌ها، اثرات فسیلی، ارتباط افقی و عمودی رخساره‌ها و شکل هندسی لایه‌های تشکیل‌دهنده سازند جیرود بررسی و ۶۰ نمونه برای تهیه مقطع نازک و مطالعات میکروسکوپی برداشت شد. پس از تفسیم‌بندی رخساره‌ها، با رسم ستون چینه‌نگاری و بررسی تغییرات جانبی و ارتباط عمودی رخساره‌ها و بر پایه قانون والتر (Walter's law, in Middleton, 1973) و همچنین مقایسه با محیط‌های امروزی و کهن (Lomando and Harris, 1991; Walker and James, 1992; Galloway and Hobday, 1996; Reading and Collinson, 1996; Einsele, 2000; Miall, 2000 and 2006; Boggs, 2006; Nichols, 2009) به بررسی محیط رسوبی پرداخته شد. بررسی الگوی بر هم نهشت رخساره‌ها و شناسایی سطوح سکانسی اصلی با توجه به (2009 and 2011) .Catuneanu et al، Catuneanu (2006)، Embry (2009) و Miall (2010) صورت پذیرفت.

۳- رخساره‌ها و محیط رسوبی

سازند جیرود در برش مورد مطالعه از رخساره‌های تخریبی و کربناته ساخته شده است. رخساره‌های تخریبی در بخش‌های مختلف ستون چینه‌نگاری حضور دارند اما نهشته‌های کربناته تنها در بخش بالایی ستون چینه‌شناسی در همراهی با نهشته‌های تخریبی دیده می‌شوند.

۳- ۱. رخساره‌های سازند جیرود

نهشته‌های سازند جیرود در برش مورد مطالعه بیشتر از رخساره‌های آواری تشکیل شده است که در بخش‌های بالایی در تناوب با رخساره‌های آهکی دولومیتی شده قرار می‌گیرند. نهشته‌های کنگلومرایی با ۳ رخساره A1، A2 و A3 به ترتیب معادل Gmt، Gcm و Gmm/Gmm در رخساره‌های Miall (2006) حجم ناچیزی از رخساره‌های تخریبی برش مورد مطالعه را به خود اختصاص داده‌اند و بیشتر نهشته‌های تخریبی، ماسه‌سنگی با ۵ رخساره B1، B2، B3، B4 و B5 به ترتیب معادل St، Sh، Sm، Sr و Shc در رخساره‌های Miall (2006) و گل‌سنگی با دو رخساره C1 و C2 به ترتیب معادل Fsm و F1 در رخساره‌های Miall (2006) هستند. شرح رخساره‌ها در برش مورد مطالعه به اختصار در شکل ۳ آمده است.

– مجموعه رخساره‌های رودخانه‌ای (Fluvial facies association): این مجموعه رخساره‌ای در بخش‌های زیرین برش مورد مطالعه دیده شده و شامل مجموعه‌ای از رخساره‌های سرخ رنگ کنگلومرای دارای چینه‌بندی تراف (Gt) (شکل ۴ A)، کنگلومرای ماتریکس پشتیبان بدون ساخت که در برخی بخش‌ها ممکن است دانه‌بندی تدریجی نشان دهد(Gmm/Gmg) (شکل ۴ B)، ماسه‌سنگ‌های دارای چینه‌بندی مورب تراف (St) (شکل ۴ C)، لامیناسیون موازی (Sh)، ریپل مارک (Sr) و یا بدون لامیناسیون و ساخت مشخص (Sm) (شکل ۴ D) و رخساره‌های گل‌سنگی بدون ساخت مشخص (Fsm) و یا با لامینه‌ها و یا لایه‌های بسیار نازک سیلت و ماسه (F1) است. رخساره‌های کنگلومرایی Gmm/Gmg با جورشدگی ضعیف و گردشدگی خوب معمولاً بخش قاعده‌ای نهشته‌های ماسه‌سنگی را تشکیل می‌دهند که دارای سطح زیرین فرسایشی هستند، ستبرای آنها به‌طور جانبی کاهش می‌یابد و هندسه لنزی دارند (شکل ۴ B). کنگلومرای دانه‌پشتیبان و ماتریکس پشتیبان دارای چینه‌بندی مورب تراف (Gt) که ممکن است به سوی بالا به ماسه‌سنگ دارای چینه‌بندی نوع تراف تبدیل شود، از دیگر رخساره‌های دیده شده است. ماتریکس نهشته‌های کنگلومرایی یاد شده ماسه بسیار ریز تا بسیار درشت و جنس گراول‌ها چرت و ماسه‌سنگ است (شکل ۵ A). نهشته‌های ماسه‌سنگی، از نازک‌لایه تا بسیار ستبرلایه در تغییرند. نهشته‌های ماسه‌سنگی ستبرلایه معمولاً هندسه لنزی دارند و سطح زیرین آنها فرسایشی است. این ماسه‌سنگ‌ها در قاعده کنگلومرایی هستند و در آنها دانه‌بندی تدریجی دیده می‌شود. ساخت رسوبی رایج در این ماسه‌سنگ‌ها چینه‌بندی مورب تراف (شکل ۴ C) تک‌سویه و دوسویه است. اندازه دانه در این ماسه‌سنگ‌ها که بیشتر آرکوز تا ساب‌آرکوز و لیت‌آرنایت (شکل ۵ B) با جورشدگی متوسط تا خوب جور شده هستند، از ماسه بسیار ریز تا بسیار درشت در تغییر است. گردشدگی ماسه‌سنگ‌های یادشده نیز متوسط تا خوب است. همچنین در برش یاد شده، بسته‌هایی از نهشته‌های ماسه‌سنگی با ستبرای‌های مختلف نیز دیده می‌شود که در قاعده کنگلومرایی هستند. این بسته‌ها با سطح فرسایشی روی هم قرار دارند و ستبرای آنها به چندین متر می‌رسد (شکل ۶ A).

نهشته‌های ماسه‌سنگی نازک تا ستبرلایه با هندسه صفحه‌ای متشکل از رخساره‌های St، Sm و Sr و با سطح زیرین فرسایشی نیز در این مجموعه رخساره دیده می‌شود که در برخی بخش‌ها در تناوب با لایه‌های گل‌سنگی سرخ رنگ توده‌ای تا لامینه‌دار (Fsm and F1) (شکل ۶ B) نازک تا ستبرلایه هستند. این لایه‌های ماسه‌سنگی در مواردی دارای ساخت‌های رسوبی لامیناسیون موازی، ریپل‌مارک‌های کوچک مقیاس (شکل ۶ C) و ترک گلی (شکل ۶ D) هستند. در بخش‌هایی از ستون، گل‌سنگ‌های سرخ رنگ بسیار ستبر با ستبرای چندین متر دیده می‌شود که ممکن است لایه‌های بسیار نازک ماسه‌سنگ بسیار ریزدانه نیز در آن دیده شود. در این گل‌سنگ‌ها، هیچ گونه آثار فسیلی و یا پیکره‌های فسیلی دیده نمی‌شود.

• **تفسیر:** رسوبات ماسه‌سنگی (St) با سطح زیرین فرسایشی ریز تا درشت‌دانه دارای چینه‌بندی مورب تراف که به سوی بالا ریزشو هستند و فرم لنزی دارند به کانال‌های رودخانه‌ای نسبت داده می‌شوند (Cant, 1981; Collinson, 1996; Miall, 2006; Wakefield et al., 2015). بسته‌های ماسه‌سنگی بسیار ستبر با قاعده کنگلومرایی و با سطوح فرسایشی در زیر هر بسته، حاصل مهاجرت جانبی کانال‌های رودخانه‌ای روی یکدیگر است که الگوی چند طبقه (Multi-story channels) را به وجود می‌آورند (Cant, 1981; Collinson, 1996; Miall, 2006; Claiton, et al., 2015). نهشته‌های در اندازه گراول (Gmm /Gmg) در قاعده این رسوبات ماسه‌سنگی به نهشته‌های وامانده (Lag deposits) در کف کانال نسبت داده می‌شوند (Cant, 1981; Collinson, 1996; Miall, 2006; Wakefield, et al., 2015; Sharafi et al., 2016). و نهشته‌های کنگلومرایی با چینه‌بندی تراف (Gt) به گمان قوی پرکننده کانال‌های فرعی هستند (Miall, 2006). گل‌سنگهای (Fsm and F1) سرخ رنگ بدون پیکره و آثار فسیلی مربوط به محیط‌های اکسبدان دشت سیلابی هستند و ماسه‌سنگ‌های ریزدانه و بسیار ریزدانه (St, Sh, Sm and Sr) در ارتباط با کانال‌های فرعی و کروس اسپل‌ها هستند که در زمان طغیان رودخانه در دشت سیلابی نهشته می‌شوند(Cant, 1981; Collinson, 1996; Miall, 2006; Lewin and Ashworth, 2014; Sharafi et al., 2016). ریپل‌مارک‌های کوچک‌مقیاس در ارتباط با جریان‌های رژیم پایین (Lower flow-regime) هستند. با توجه به ماسه‌سنگی بودن رسوبات کانالی و گسترش قابل توجه نهشته‌های دشت سیلابی به گمان قوی این رسوبات توسط یک رودخانه مئاندری نهشته شده‌اند (Cant, 1981; Miall, 2006).

– مجموعه رخساره‌های ساحل و بالای ساحل تحت تسلط توفان و موج (Wave and storm dominated foreshore and backshore facies association): این مجموعه رخساره‌ای به‌طور چیره در بخش میانی سازند جیرود و روی نهشته‌های رودخانه‌ای بخش زیرین، گسترش یافته است. رخساره‌های این مجموعه شامل رخساره‌های Sh، St، Gcm، Fsm، Sm و F1 (Miall, 2006, Sharafi et al., 2014 and 2016) هستند. سکانس‌های این مجموعه با گل‌سنگ (Fsm) سبز رنگ آغاز می‌شود (شکل ۷ A) و با گذر از رخساره گل‌سنگ لامینه‌دار با لامینه‌ها و میان‌لایه‌های بسیار نازک سیلت و ماسه بسیار ریز (F1) (شکل ۷ A) با روندی به سوی بالا درشت‌شو و تمیزشو به ماسه‌سنگ‌های با لامیناسیون افقی موازی و یا کم‌شیب (Sh) سفید رنگ با

www.SID.ir

Archive of SID

بلوغ بافتی و ترکیبی بالا تبدیل می‌شوند که در جاهایی دارای آثار فسیلی هستند (شکل‌های ۷ A و B). در بخش‌های انتهایی سازند جیرود، یک رخساره کنگلومرایی دانه‌پشتیبان (Gcm) با دانه‌های رسوبی از جنس ماسه‌سنگ و با اندازه دانه بیشینه تا ۱۵ سانتی‌متر در قاعده ماسه‌سنگ‌های کوارتزی دیده می‌شود که دارای جورشدگی ضعیف تا متوسط و گردشدگی گراول‌ها متوسط تا خوب است (شکل ۷ C). همچنین واحدهای کنگلومرایی متوسط تا بسیار ستبر نخودی رنگ دانه‌پشتیبان (Gcm) با گراول‌هایی از جنس گل‌سنگ نخودی و سبز تا خاکستری با ماتریکس ماسه‌ای و سطح زیرین فرسایشی نیز رایج است (شکل ۷ D) که به سوی بالای لایه‌ها، به ماسه (Sm and St) تبدیل می‌شود. در این مجموعه رخساره‌ای هندسه کانالی دیده نمی‌شود. همچنین رخساره‌های ماسه‌سنگی سرخ رنگ St و Sh و گل‌سنگ (Fsm) سرخ رنگ نیز در تناوب با رسوبات یاد شده، دیده شده‌اند (شکل ۷ E). ترکیب ماسه‌سنگ‌های سرخ، آرکوزی تا ساب‌آرکوز و ترکیب ماسه‌سنگ‌های سفید رنگ لیت‌آرنایت با خرده‌های چرتی و یا کوارتزی است که جورشدگی و گردشدگی خوبی دارند. در بخش‌های آغازین این مجموعه آثار فسیلی آرنیکولیتس (Arenicolites) (شکل ۷ F) و آثار فسیلی نامشخص دیگر دیده شده است.

•تفسیر: نهشته‌های ماسه‌ای دارای لامیناسیون با شیب کم (Sh)، جورشدگی و گردشدگی خوب و بلوغ ترکیبی و بافتی بالا، ویژه سواحل تحت تسلط موج هستند (Clifton, 2003 and 2006; Souza et al., 2012; Catuneanu, 2006; Nichols, 2009). از سوی دیگر گل‌سنگ‌های سبز بدون فسیل با میان‌لایه‌های نازک ماسه‌سنگی، در محیط‌های کم‌انرژی و از حالت تعلیق رسوب‌گذاری می‌کنند (Reineck and Singh, 1986). آثار فسیلی آرنیکولیتس شاخص محیط‌های پرانرژی حاشیه ساحل و سدی هستند (Fursich, 1998; Mangano et al., 2002; Uchmann and Krenmayr, 2004, Sharafi et al., 2014). لایه‌های کنگلومرایی (Gcm) و ماسه‌سنگی (St and Sm) نخودی رنگ با خرده‌های گل‌سنگی و دارای چینه‌بندی مورب تراف و مسطح مربوط به نهشته‌های بادزن‌های رو شسته شده (Washover/Spillover fan) هستند که در هنگام توفان روی رسوبات ساحلی نهشته می‌شوند (McCubbin, 1981; Reineck and Singh, 1986). بادزن‌های رو شسته شده بزرگ در سواحل با بازه کشندی کم، رایج هستند (McCubbin, 1981). گل‌سنگ‌ها و ماسه‌سنگ‌های سرخ با لامیناسیون موازی مربوط به نهشته‌های دشت سیلابی رودخانه‌ها هستند که روی سکانس‌های ساحلی نهشته شده‌اند (Reineck and Singh, 1986; Galloway and Hobday, 1996). رخساره کنگلومرایی Gcm در قاعده نهشته‌های ماسه‌ای کوارتزی ساحلی که در بخش انتهایی سازند جیرود قرار دارد، به گمان قوی حاصل عملکرد فرسایشی امواج در ساحل و بخش‌های بالایی حاشیه ساحل در آغاز پیشروی درپاست که رسوبات وامانده آغاز پیشروی (Transgressive lags) نیز خوانده می‌شوند (Catuneanu, 2006, Catuneanu et al., 2009 and 2011). بنابر آنچه در بالا گفته شد مجموعه رخساره‌های یاد شده در منطقه ساحلی و بالای ساحل تحت تسلط توفان و موج نهشته شده‌اند. با توجه به گسترش نیافتن رخساره‌های تالاب مرتبط با دریا و کانال کشندی در ارتباط با نهشته‌های ساحلی و نیز همراهی رخساره‌های ساحلی با نهشته‌های فاره‌ای، به نظر می‌رسد که می‌توان سامانه پشته‌های دشت ساحلی (Strand plain) را به عنوان محیط رسوبی این نهشته‌ها در نظر گرفت (Nichols, 2009).

پشته‌های ساحلی، مشابه پشته‌های سدی ساحلی (Beach barrier) هستند، اما در ارتباط با تالاب و کانال کشندی نیستند. ممکن است فرورفتگی میان پشته‌ها (Swell) در اثر پر شدن با آب‌های جوی، دریاچه‌های موقتی را به وجود آورند که محل تجمع رسوبات ریزدانه (رخساره‌های Fsm و Fl در این بخش) است (Tucker and Wright, 1990; Galloway and Hobday, 1996). منطقه بالای کشندی (Backshore) تنها در شرایط توفانی با آب پوشیده می‌شود، بنابراین، منطقه‌ایست که با تناوبی از نهشته‌های حاصل از امواج توفانی (در اینجا نهشته‌های بادزن‌های رو شسته شده) و نهشته‌های فاره‌ای (در اینجا نهشته‌های رودخانه‌ای) پوشیده می‌شود (Boggs, 2006).

– مجموعه رخساره‌های حاشیه ساحل (Shoreface facies association): این مجموعه در بخش‌های بالایی سازند دیده می‌شود و شامل رخساره‌های تخریبی Shc، Sh و St و همچنین رخساره کربناته دولومیتی شده D (دولوستون) متوسط تا بسیار ستبرلایه است. در برش مورد مطالعه، مجموعه یاد شده روی گل‌سنگ‌های سیاه (Fsm and Fl) قرار گرفته و لامیناسیون مورب پشته‌ای (HCS) (شکل ۸ A) ساخت چیره در این مجموعه است. این نهشته‌ها از بدنه‌های به سوی بالا درشت‌شو و تمیزشو ساخته شده‌اند (شکل ۸ B). بخش‌های زیرین این سکانس‌ها با آثار فسیلی فراوان (شکل ۸ C)، از لایه‌های کربناته به سوی بالا ریزشو دولومیتی شده (رخساره D) (شکل‌های ۹ A و B) با سطح زیرین فرسایشی دارای لامیناسیون پشته‌ای و موازی، پیکره‌های فسیلی براکیوپد و خارپوست و اینتراکلست‌های در مقیاس سانتی‌متر (شکل ۱۰ A) ساخته شده است. پیکره‌های فسیلی به سختی و به‌ویژه در انواع ماکرو قابل شناسایی هستند. این کربنات‌ها به تدریج به سوی بالا به ماسه‌سنگ‌های نخودی رنگ بسیار ریز تا ریزدانه با لامیناسیون پشته‌ای و موازی (Sh and Shc) دارای پیکره نرم‌تنان کوچک دوکفه‌ای‌مانند در اندازه تقریبی ۰/۵ سانتی‌متر تبدیل می‌شوند. نهشته‌های ماسه‌سنگی جورشدگی متوسط تا خوبی دارند و گردشدگی آنها از متوسط تا خوب در تغییر است. کل مجموعه در بالا به یک لایه ماسه‌سنگی ریزدانه متوسط‌لایه سرخ رنگ با لامیناسیون موازی (Sh) می‌رسد.

• تفسیر: لایه‌های با سطح زیرین فرسایشی، به سوی بالا ریزشو دارای پیکره‌های فسیلی، اینتراکلست و لامیناسیون پشته‌ای به جریان‌های توفانی نسبت داده می‌شوند (Dott and Bourgeois, 1982; Aigner, 1985; Tucker and Wright, 1990; Johnson and Baldwin, 1996; Einsele, 2000; Boggs, 2006). لامیناسیون‌های پشته‌ای به جریان‌های مرکب نسبت داده می‌شوند و این جریان‌ها معمولاً بالای سطح اثر امواج توفانی که جریان‌های مرکب دارای اهمیت هستند، گسترش خوبی دارند (Tucker and Wright, 1990; Reading and Collinson, 1996; Johnson and Baldwin 1996; Einsele, 2000). نبود رسوبات گلی در بخش‌های دارای لامیناسیون پشته‌ای نشان‌دهنده بالا بودن انرژی است (Tucker and Wright, 1990; Einsele, 2000). از آنجا که بخش‌های بالایی حاشیه ساحل تحت تسلط امواج است، رسوب‌گذاری نهشته‌های توفانی امکان‌پذیر نیست (Einsele, 2000). در بخش میانی تا پایینی حاشیه ساحل و به‌ویژه بخش پایینی آن، روی هم نهشته شدن رسوبات دارای لامیناسیون پشته‌ای بدون حضور نهشته‌های گل‌سنگی میان‌لایه‌ای پدیده رایجی است (Cheel and Leckie; 1993; Einsele, 2000; Eoff, 2014). در بخش‌های پایینی حاشیه ساحل، آشفتگی زیستی فراوان است و ماسه‌های معلق آورده شده به این بخش به‌صورت لایه‌های دارای لامیناسیون موازی نهشته می‌شوند (Reineck and Singh, 1986).

بنابراین بر پایه روند کم‌ژرفا شدن نهشته‌ها، بخش‌های بالای مجموعه مورد بحث که ساخت‌های رسوبی آن به خوبی قابل تشخیص نیست و بخش‌های با بلوغ بیشتر مرتبط با آنها که دارای لامیناسیون موازی نیز هستند (Sh) احتمالاً مربوط به بخش‌های بالایی حاشیه ساحل و ساحل هستند که در پایان نهشته‌های دشت سیلابی رودخانه (کروس اسپلی) روی آنها نهشته شده است.

– مجموعه رخساره‌های منطقه انتقالی دور از ساحل (Offshore transitional zone facies association): گسترش این مجموعه رخساره‌ای نیز در برش مورد مطالعه منحصر به بخش‌های بالایی سازند جیرود است. این مجموعه شامل رخساره‌های کربناته دولومیتی شده (دولوستون) (D) (شکل ۹ A) و رخساره‌های تخریبی Shc، Sh، Gcm و Fl است. این نهشته‌ها از متوسط تا ستبرلایه در تغییرند و در تناوب با رخساره‌های گل‌سنگ (Fsm) سیاه رنگ هستند. لایه‌های کربناته نخودی رنگ و دارای پیکره‌های فسیلی براکیوپد و خارپوست (شکل ۹ A) و اینتراکلست (شکل ۱۰ A) هستند. سطح زیرین لایه‌ها فرسایشی است و به سوی بالا ریزشو هستند. ساخت چیره در این رخساره‌ها لامیناسیون پشته‌ای (HCS) و لامیناسیون موازی است و آثار کنده‌شدگی (Gutter cast) (شکل ۱۰ B) و آثار فسیلی لوله‌ای افقی نیز در قاعده این نهشته‌ها رایج است. به ندرت رخساره کنگلومرایی Gcm با دانه‌هایی از جنس ماسه‌سنگ و گل‌سنگ با اندازه دانه کمتر از یک سانتی‌متر در ارتباط با این لایه‌های کربناته دیده می‌شود.

www.SID.ir

Archive of SID

•تفسیر: لایه‌های با سطح زیرین فرسایشی دارای آثار کنده‌شدگی در قاعده و با لامیناسیون پشته‌ای و موازی به جریان‌های توفانی نسبت داده می‌شوند (Dott and Bourgeois, 1982; Aigner, 1985; Tucker and Wright, 1990; Johnson and Baldwin 1996; Einsele, 2000; Boggs, 2006). لامیناسیون‌های پشته‌ای به عنوان محصول جریان‌های مرکب، معمولاً بالای سطح اثر امواج توفانی گسترش خوبی دارند که جریان‌های مرکب دارای اهمیت هستند (Tucker and Wright, 1990; Reading and Collinson, 1996; Johnson and Baldwin 1996; Einsele, 2000). گل‌سنگ‌های (Fsm) سیاه در زمان آرامش پس از توفان و در زیر سطح اثر امواج نهشته شده‌اند (Tucker and Wright, 1990; Vakarelov, et al., 2012). بنابراین، نهشته‌های توفانی دارای لامیناسیون پشته‌ای در بخش‌هایی که در تناوب با لایه‌های گل‌سنگی نازک تا متوسط‌لایه هستند، به منطقه بالای سطح اثر امواج توفانی و زیر سطح اثر امواج عادی (Offshore transitional zone) نسبت داده می‌شوند (Tucker and Wright, 1990; Reading and Collinson, 1996; Boggs, 2006). از آنجا که نهشته‌های کنگلومرایی (Gcm) در ارتباط با رخساره‌های توفانی یاد شده هستند، به گمان قوی این نهشته‌ها نیز حاصل عملکرد امواج توفانی هستند.

– مجموعه رخساره‌های دور از ساحل (Offshore facies association): این بخش از نهشته‌های گل‌سنگ سیاه رنگ (Fsm and F1) (شکل ۱۱ A) با میان‌لایه‌های نازک تا متوسط‌لایه ماسه‌سنگی بدون ساخت رسوبی (Sm) و یا کربناته دولومیتی شده (دولوستون) (D) ساخته شده است (شکل‌های ۱۱ A و B). نهشته‌های ماسه‌سنگ و یا کربناته که حجم بسیار ناچیزی از این بخش را به خود اختصاص می‌دهند، قاعده مشخص و با فرسایشی دارند و به سوی بالا ریزشو هستند و ممکن است لامیناسیون موازی داشته باشند. در این بخش پیکره سفالوپد نیز دیده شده است (شکل ۱۱ C). در نهشته‌های ماسه‌سنگی و کربناته یاد شده آثار لوله‌ای افقی به فراوانی دیده شده است (شکل ۱۱ D).

• تفسیر: گل‌سنگ‌های (Fsm and F1) سیاه در مناطق دور از ساحل و در محیط‌های کم‌انرژی از حالت معلق نهشته می‌شوند (Reineck and Singh, 1986). منشأ گل‌سنگ‌ها معمولاً بار معلق رودخانه‌هاست که وارد دریا می‌شوند (Reineck and Singh, 1986; Johnson and Baldwin; 1996). رنگ تیره این گل‌سنگ‌ها نمایانگر نهشته شدن آنها در محیط‌های غیر اکسیدان به نسبت ژرف است (Flugel, 2010). حضور پیکره سفالوپد در این نهشته بیانگر نهشته شدن این رسوبات در مناطق پلاژیک دور از ساحل است (Flugel, 2010). نهشته‌های نازک‌لایه ماسه‌ای یا کربناته که در میان گل‌سنگ‌های دور از ساحل نهشته شده‌اند، تمپستایت دور از منشأ (Distal tempestites) نامیده می‌شوند (Aigner, 1985).

۴– مدل رسوبی

نهشته‌های سازند جیرود در برش مورد مطالعه با رسوبات قاره‌ای آغاز می‌شوند که به گمان قوی توسط رودخانه‌های ماندری نهشته شده‌اند. این نهشته‌ها با یک مرز فرسایشی که نشان‌دهنده یک ناپیوستگی طولانی‌مدت است روی نهشته‌های سازند میلا قرار گرفته‌اند. در برش مورد مطالعه، رسوب‌گذاری با نهشته‌های ساحل و بالای ساحل ادامه می‌یابد. روی نهشته‌های ساحلی، نهشته‌های کربناته توفانی نزدیک به منشأ و سپس نهشته‌های گل‌سنگ تیره دور از ساحل و میان‌لایه‌های توفانی دور از منشأ قرار می‌گیرند. در ادامه تناوبی از نهشته‌های کم‌ژرفاتر شامل رسوبات تخریبی بخش انتقالی دور از ساحل، حاشیه ساحل و ساحل به همراه نهشته‌های کربناته توفانی نزدیک به منشأ و در پایان نهشته‌های کربناته تیره رنگ سازند مبارک با مرز پیوسته روی نهشته‌های سازند جیرود رسوب‌گذاری کرده‌اند. به این ترتیب رسوبات سازند جیرود در برش مورد مطالعه شامل نهشته‌های قاره‌ای رودخانه‌ای، ساحلی، حاشیه ساحل تا بخش‌های دور از ساحل زیر حد اثر امواج توفانی به همراه نهشته‌های کربناته نزدیک به منشأ و دور از منشأ است (شکل ۱۲). ساخت رسوبی لامیناسیون پشته‌ای در تعیین ژرفای نسبی نهشته‌های تخریبی و کربناته دریایی بسیار مفید بوده است. فراوانی و گسترش نهشته‌های تخریبی و کربناته توفانی در مجموعه رخساره‌های حاشیه دریا (ساحل و پشت ساحل) تا بخش‌های دور از ساحل نهشته شده در زیر سطح اثر امواج توفانی، بیانگر نهشته شدن این رسوبات در یک محیط دریایی فلات قاره باز (Open shelf) تحت تسلط توفان است (Nichols, 2009). این نوع دریاها، رو به حوضه‌های اصلی اقیانوسی هستند و انرژی امواج توفانی مانع برپا شدن توده‌های ماسه‌ای با ارتفاع زیاد در بخش داخلی فلات قاره می‌شود و بیشتر رسوبات درشت‌دانه در خط ساحلی نگه داشته می‌شوند (Johnson and Baldwin, 1996). بنابراین در این دریاها سامانه‌های تالاب و سد گسترش نمی‌یابند.

بر این اساس می‌توان نتیجه گرفت که بخش‌های قاره‌ای سازند جیرود در یک محیط رودخانه‌ای مدل ماندری و نهشته‌های غیر رودخانه‌ای در حاشیه تا بخش‌های دور از ساحل یک دریای باز تحت تسلط توفان نهشته شده‌اند (شکل ۱۳).

۵– چینه‌نگاری سکانسی

چینه‌نگاری سکانسی روشی است که برای عناصر هر محیط رسوبی چهارچوبی فراهم می‌کند که بازسازی جغرافیای دیرینه را آسان می‌سازد و پیش‌بینی رخساره‌ها و ترکیب‌های سنگی را ورای نقاط کنترلی میسر می‌سازد. این چهارچوب تغییرات الگوی بر هم نهش چینه‌ها (Stratal stacking patterns) را به تغییرات فضای رسوب‌گذاری (Accommodation) و تأمین رسوب (Sediment supply) در طول زمان ارتباط می‌دهد (Catuneanu et al., 2011).

در این کار، سکانس‌های رسوبی بر پایه مدل Hunt and Tucker (1992) یا Depositional sequence IV (Catuneanu, 2006) تعیین شده‌اند. در این مدل ۴ دسته رخساره‌ای (Systems tract) تعریف می شود: ۱) دسته رخساره‌های تراز پایین (Lowstand systems tract (LST))، ۲) دسته رخساره‌های پیشرونده (Transgressive systems tract (TST))، ۳) دسته رخساره‌های تراز بالا (Highstand systems tract (HST))، ۴) دسته رخساره‌های افت (Falling stage systems tract (FSST)). همچنین با توجه به ابهاماتی که در مورد تقسیم‌بندی مرز سکانسی به نوع ۱ و ۲ وجود دارد (Howell and Flint, 2003; Catuneanu, 2006)، به پیروی از Catuneanu et al. (2009 and 2011)، در این کار تنها از اصطلاح مرز سکانسی (Sequence boundary (SB)) استفاده شده است. اصطلاحات و مفاهیم استفاده شده دیگر (مانند Transgressive ravinement surface (TRS)، Wave Ravinement surface (WRS)، Maximum regressive surface (MRS) و Maximum flooding surface (MFS)) نیز همگی بر پایه Catuneanu (2006) و Catuneanu et al. (2009 and 2011) هستند.

مطالعات انجام شده روی نهشته‌های سازند جیرود در برش ده‌صوفیان به شناسایی ۳ سکانس رسوبی (که با ناپیوستگی‌های حاصل از فرو افتادن سطح اساس در بالا و پایین محدود شده‌اند) و نیز شناسایی بخش پیشرونده سکانس چهارم انجامید. بر پایه Catuneanu et al. (2011) به دلیل نبود کنترل‌های زمانی دقیق در برش مورد مطالعه، رده‌بندی دقیق سکانس‌های یاد شده ممکن نیست. بنابراین تنها می‌توان گفت سکانس‌های شناسایی شده بالاترین رده سکانسی در نهشته‌های سازند جیرود هستند. این سکانس‌ها خود بخشی از سکانسی رده بالاترند. رده‌بندی مستقل از زمان سکانس‌های یاد شده نیازمند مطالعه تکامل و پرشدگی حوضه‌ای در البرز مرکزی است که نهشته‌های سازند جیرود بخشی از رسوبات پر کننده آن بوده‌اند. اما برای رده‌بندی سکانس‌های شناسایی شده بر پایه زمان، از آنجا که دونین پسین (فراسنین – فامنین) بیش از ۲۶ میلیون سال به طول انجامیده است (حدود ۱۱ میلیون سال فراسنین و حدود ۱۵ میلیون سال فامنین) (Ogg et al., 2008) و نیز از آنجا که Vail et al. (1977) یک چرخه رده سوم را ۱ تا ۱۰ میلیون سال، Mitchum and Van Wagoner (1991) ۰/۵ تا ۳ میلیون سال و Krapez (1996) ۱ تا ۱۱ میلیون سال در نظر گرفتند، می‌توان چنین نتیجه گرفت که سکانس‌های شناسایی شده در سازند جیرود دست کم رده سوم هستند.

www.SID.ir

Archive of SID

۵– ۱. سکانس اول

چنانکه پیشتر گفته شد، در البرز مرکزی، سنگ‌های کامبرین اردوویسین پس از یک فاز فرسایشی طولانی با ردیف‌های پیشرونده دونین بالایی (سازند جیرود) پوشیده شده‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۳). در برش ده‌صوفیان نیز روند ذکر شده، دیده شده است. بنابراین مرز زیرین سکانس اول ، مرزی فرسایشی است (شکل ۲ A) که بیانگر یک ناپیوستگی بسیار مهم در مرز میان سازند میلا و سازند جیرود است. سکانس اول از نهشته‌های رودخانه‌ای تشکیل شده است. رسوبات ماسه‌سنگی کانالی که روی هم قرار گرفته‌اند و به سوی بالا رخساره‌های گنگلومرایی (Gt and Gmm) نیز در آنها نمایان می‌شود. یک الگوی به سوی بالا درشت‌شو را به وجود می‌آورند، که مربوط به رسوب‌گذاری در تراز پایین هستند (Catuneanu, 2006, Miall, 2014). بالای بخش‌هایی که گنگلومرایی می‌شوند را می‌توان معادل سطح بیشترین پسروی (Maximum regressive surface) در نظر گرفت (Catuneanu, 2006). در بالای این سطح نهشته‌های دشت سیلابی قرار می‌گیرد که شامل نهشته‌های گل‌سنگی سرخ رنگ و نهشته‌های کروس اسپلی (St and Sh) است. نهشته‌های دشت سیلابی در زمان بالا آمدن سریع سطح اساس گسترش می‌یابند (Catuneanu, 2006; Miall, 2014). در نزدیکی بالای نهشته‌های گل‌سنگ‌های سرخ رنگ بسیار ستبر که مربوط به دشت سیلابی هستند، یک لایه ماسه‌سنگی سفید با آثار فسیلی آرنیکولیتس دیده می‌شود که شاخص محیط‌های پر انرژی حاشیه ساحل و سدی هستند (Fursich, 1998; Mangano et al., 2002; Uchmann and Krenmayer, 2004). بنابراین زیر این ماسه‌سنگ سفید را می‌توان معادل سطح غرقابی (MFS) در نظر گرفت (شکل ۱۴ A). در بالای سطح غرقابی، نهشته‌های تراز بالا قرار می‌گیرند که ستبرای کمی را به خود اختصاص می‌دهند (شکل ۱۴ A) که به گمان قوی علت آن فرسایش توسط رودخانه است که در زمان فرو افتادن سطح اساس برای رسیدن به تعادل بستر خود را حفر می‌کند (Catuneanu, 2006). بنابراین مرز بالایی سکانس اول نیز یک مرز فرسایشی است (شکل ۱۴ B).

۵– ۲. سکانس دوم

همان‌گونه که در سکانس اول مطرح شد مرز بالایی سکانس اول که مرز زیرین سکانس دوم به شمار می‌رود، فرسایشی است. در بالای این مرز، نهشته‌های کانالی چند طبقه مربوط به تراز پایین قرار دارند که با مرز فرسایشی روی هم قرار می‌گیرند (شکل ۱۴ C). در سکانس دوم نیز همانند سکانس اول بخش بالایی با ماسه‌سنگ‌های کنگلومرایی پایان می‌یابد (MRS). در ادامه نهشته‌های گل‌سنگی دشت سیلابی با میان‌لایه‌های نازک ماسه‌سنگی قرار می‌گیرند. این نهشته‌ها در زمان بالا آمدن سریع سطح اساس نهشته شده‌اند. بالا آمدن سطح اساس در پایین‌دست رودخانه، خود تحت تأثیر بالا آمدن سریع سطح دریاست (Catuneanu, 2006؛ شکل ۱۴ D). در بخش بالایی نهشته‌های مربوط به بخش پیشرونده، دو لایه کوارتزی سفید رنگ با ستبرای متوسط با لامیناسیون مورب و افقی قرار می‌گیرد (شکل ۶ B) که در قاعده آنها آثار فسیلی نامشخص دیده می شود. وجود آثار فسیلی در این لایه‌ها، احتمالاً نشان‌دهنده تأثیر آب‌های دریایی در این منطقه است. بنابراین سطح زیرین ماسه‌سنگ کوارتزی بالایی را می‌توان معادل سطح غرقابی در نظر گرفت (شکل ۱۴ D). روی سطح غرقابی دسته رخساره‌های تراز بالا قرار می‌گیرند که شامل نهشته‌های ماسه‌سنگی نازک تا ستبرلایه با لامیناسیون موازی و چینه‌بندی تراف هستند که گاه فرم کانالی دارند. لایه‌های نازک تا متوسط گل‌سنگ سرخ رنگ نیز به‌صورت میان‌لایه در میان این رخساره‌ها دیده می‌شود. بنابراین نسبت ماسه به گل‌سنگ در نهشته‌های تراز بالا در مقایسه با نهشته‌های بالا آمدن سریع سطح اساس، افزایش می‌یابد. در بالای ماسه‌سنگ‌های بخش تراز بالا، مرز سکانسی قرار می‌گیرد که فرسایشی است اما ژرفای فرسایش کمی دارد؛ این نوع مرز را در اصطلاح، مرز پنهان (Cryptic sequence boundary) مینامند (Miall and Arush, 2001; Catuneanu et al., 2011). این نوع مرز در دشت‌های آبرفتی با برجستگی کم گسترش می‌یابد و فرسایش در این نوع مرز، مانند فرسایش در قاعده کانال‌های معمولیست. تغییر ناگهانی ترکیب رسوب از نشانه‌های مهم در تشخیص این نوع مرز است (Catuneanu et al., 2011) (شکل ۱۴ E). ستبرای نهشته‌های تراز بالا در سکانس دوم نسبت به سکانس اول بسیار بیشتر است که به احتمال قوی یکی از دلایل آن ژرفای کم فرسایش در مرز نوع پنهان است.

۵– ۳. سکانس سوم

روی مرز فرسایشی بالای سکانس دوم و قاعده سکانس سوم، دسته رخساره‌های تراز پایین (LST) شامل ماسه‌سنگ‌های کوارتزی، ماسه‌سنگ‌های سرخ رنگ با لامیناسیون موازی، گل‌سنگ سبز و سرخ و کنگلومراهای با خرده‌های گلسنگی سبز، نخودی و تیره قرار می‌گیرند (شکل ۱۴ F). در بخش قاعده‌ای این دسته رخساره‌ای، آثار فسیلی لوله‌ای عمودی (آرنیکولیتس) و دیگر آثار افقی نامشخص دیده می‌شود که نشان‌دهنده تأثیر فرایندهای دریایی در این بخش است. ستبرای پاراسکانس‌ها به سوی بالا افزایش می‌یابد. این الگو در نهشته‌های تراز پایین دیده می‌شود (Catuneanu, 2006). همچنین به سوی بالای این بخش نهشته‌های سرخ رنگ ماسه‌سنگی و گل‌سنگی مربوط به دشت سیلابی بیشتر می‌شوند. در بالای نهشته‌های یاد شده، نهشته‌های به سوی بالا ژرف شونده مربوط به بخش پیشرونده قرار دارند (شکل ۱۵ A). این نهشته‌ها با یک لایه ماسه‌سنگ کوارتزی با سطح زیرین فرسایشی دارای رسوبات وامانده از جنس گل‌سنگ و پیکره‌های فسیلی آغاز می‌شوند (شکل ۱۵ B). سطح فرسایشی زیر ماسه‌سنگ یاد شده، حاصل عمل فرسایش امواج در آغاز پیشروی است (WRS)؛ چرا که تناوبی از نهشته‌های به سوی بالا ژرف شونده شامل نهشته‌های نازک تا متوسط گل‌سنگ سیاه رنگ و نهشته‌های کربناته توفانی نزدیک به منشأ دارای ساخت HCS (نهشته‌های پهنه انتقالی دور از ساحل) و نهشته‌های بسیار ستبر گل‌سنگ تیره دارای براکیوپد، خارپوست و سفالوپد با میان‌لایه‌های کربناته و ماسه‌سنگی بسیار ریزدانه (نهشته‌های دور از ساحل و میان‌لایه‌های توفانی دور از منشأ) روی آن قرار می گیرند (شکل های ۱۵ B و C). گذر از تراز پایین سطح دریا به سوی بخش پیشرونده با پس نشستن رخساره‌های سیستم‌های ساحلی (Retrogradation) و فرسایش بخشی نهشته‌های دشت ساحلی توسط سطح موج‌کند (Ravinement) همراه می‌شود (Miall, 2000). صرف نظر از گل‌سنگ‌های تیره، دیگر نهشته‌های بخش پیشرونده در چرخه سوم، بیشتر کربناته هستند که به گمان قوی علت آن کاهش ورود نهشته‌های تخریبی به حوضه است؛ چرا که در زمان بالا بودن سطح دریا سطح خشکی‌ها که تأمین کننده رسوب هستند، کاهش می‌یابد. همچنین به دلیل کاهش شیب سطح اساس رودخانه‌ها انرژی آنها کم می‌شود و فرسایش کمتری صورت می‌پذیرد (Catuneanu, 2006). از سوی دیگر فضای مورد نیاز برای رسوب‌گذاری در مناطق قاره‌ای افزایش می‌یابد و حجم زیادی از رسوب در مناطق قاره‌ای نهشته می‌شود و به دریا راه نمی‌یابد. مقدار زیادی از رسوب تخریبی نیز در مناطق ساحلی به تله می‌افتند و به بخش‌های ژرف‌تر راه نمی‌یابند (Reading and Collinson, 1996). بالای گل‌سنگ‌های سیاه رنگ دور از ساحل به عنوان سطح غرقابی در نظر گرفته می‌شود (شکل ۱۵ D). سطح غرقابی، یک سطح زیر همپوشان (Downlap surface) است که نهشته‌های کم ژرفا شونده و به سوی بالا درشت شونده تراز بالای دریا روی آن نهشته می‌شوند (Catuneanu, 2006). دسته رخساره‌های تراز بالا، نهشته‌های توفانی نزدیک به منشأ و حاشیه ساحل را در بر می‌گیرد که با یک لایه ماسه‌سنگ سرخ رنگ با لامیناسیون موازی مربوط به دشت سیلابی رودخانه پایان می‌یابد. این روند کم‌ژرفاشوندگی از نهشته‌های توفانی نزدیک به منشأ مربوط به حاشیه ساحل به سوی نهشته‌های قاره‌ای (دشت سیلابی رودخانه)، به خوبی پسروی عادی (Normal regresion) را که یکی از ویژگی‌های نهشته‌های تراز بالاست (Catuneanu, 2006; Catuneanu et al., 2009 and 2011)، به نمایش می گذارد. هیچ آثاری از فرو افتادن سطح دریا در بالای نهشته‌ها حفظ نشده است و به نظر می‌رسد مرز بالایی سکانس

www.SID.ir

Archive of SID

سوم توسط سطح فرسایشی حاصل از عملکرد امواج در زمان پیشروی (WRS) در آغاز سکانس چهارم برداشته شده است. بنابراین سطح فرسایشی مربوط به آغاز پیشروی جابگزین مرز سکانسی شده است (شکل ۱۵ E).

۵- ۴. سکانس چهارم

سکانس چهارم سازند جیرود در برش مورد مطالعه، تنها شامل دسته رخساره‌های بخش پیشرونده (TST) است. مرز زیرین این سکانس با سطح فرسایشی حاصل از عملکرد موج در آغاز پیشروی دریا (WRS) (Catuneanu, 2006; Catuneanu et al., 2009 and 2011) مشخص می‌شود که با حدود نیم متر کنگلومرای مونومیکتیک با خرده‌های رسوبی از جنس ماسه‌سنگ (خرده‌های حاصل از فرسایش لایه‌های زیرین) و چرت آغاز می‌شود (شکل ۷ C). این کنگلومرا همان رسوبات وامانده حاصل از عمل فرسایش امواج در آغاز پیشروی هستند که روی سطح WRS نهشته شده‌اند (Catuneanu, 2006). سطح WRS ممکن است بخش غیر دریایی پیشرین پسروی در بالای نهشته‌های تراز پایین و یا حتی مرز سکانس را روی رسوبات زیرین فرسایش دهد و حذف کند و خود مرز دسته رخساره‌ها شود (Embry, 1995; Helland-Hansen and Martinsen, 1996; Catuneanu, 2006; Catuneanu et al., 2011). نبود نهشته‌های تراز پایین در برش مورد مطالعه می‌تواند ناشی از نبود رسوب‌گذاری این نهشته‌ها در برش مورد مطالعه باشد و یا آنکه اگر رسوب‌گذاری صورت گرفته است در اثر عمل فرسایش امواج در زمان پیشروی، این رسوبات فرسایش یافته‌اند و حفظ نشده‌اند. همچنین ممکن است عمل فرسایشی امواج، مرز سکانس و حتی بخش‌های بالایی نهشته‌های تراز بالا در سکانس زیرین را نیز حذف کرده باشد. در بالای نهشته‌های کنگلومرایی یاد شده، ماسه‌سنگ کوارتزی سفید رنگ دارای آثار فسیلی عمودی و مورب فراوان (شکل ۱۵ E) قرار میگیرد که به سوی بالا ساخت لامیناسیون پشته‌ای نیز در آنها پدیدار می‌شود و رسوب‌گذاری تا پایان سازند جیرود با نهشته‌های کربناته و تخریبی توفانی نزدیک به منشا ادامه می‌یابد (شکل ۱۵ E) و به نظر می‌رسد مرز میان سازند جیرود و مبارک (شکل ۲ B) که ستبرای کمی شامل گل‌سنگ تیره است، منطبق بر MFS باشد.

سکانس‌های شناسایی شده در سازند جیرود در برش ده‌صوفیان به همراه سطوح اصلی سکانسی (که مرز دسته رخساره‌ها را نشان می‌دهند)، دسته رخساره‌ها و تغییرات نسبی سطح دریا در کنار ستون چینه‌نگاری در شکل ۱۲ نشان داده شده است.

۶- نتیجه‌گیری

بر پایه مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، نهشته‌های سازند جیرود در برش ده‌صوفیان در طی زمان رسوب‌گذاری خود در محیط‌های رسوبی رودخانه‌ای، ساحلی و دریای کم ژرفا تا به نسبت ژرف نهشته شده‌اند که با مطالعات پیشین که روی نهشته‌های سازند جیرود انجام شده است، همخوانی دارد.

گسترش نهشته‌های توفانی در میان رسوبات بخش‌های ساحلی و بخش‌های دریایی بیانگر آن است که در زمان رسوب‌گذاری سازند جیرود در برش ده‌صوفیان توفان فرآیند چیره در دریا بوده که مانع گسترش سیستم سد و تالاب شده است. بنابراین نتایج حاصل از مطالعه نهشته‌های سازند جیرود در برش ده‌صوفیان مغایر با مطالعاتی است که پیش از این سیستم سد و تالاب را در نهشته‌های سازند جیرود در مناطق مختلف گزارش کرده‌اند (برای نمونه مندل‌زاده، ۱۳۸۶) که این امر می‌تواند ناشی از عملکرد سدهای جغرافیایی طبیعی و یا هر علت دیگری باشد که مانع تأثیر توفان در مناطق اشاره شده می‌شده‌اند.

در برش ده‌صوفیان، مطالعه و بررسی نهشته‌های سازند جیرود از دیدگاه چینه‌نگاری سکانسی به شناسایی ۳ سکانس رسوبی به انضمام بخش پیشرونده سکانس چهارم انجامیده است. محمدخانی و خزایی (۱۳۸۴) نهشته‌های سازند را در البرز مرکزی به ۴ سکانس رده سوم نسبت دادند و شرفی (۱۳۹۳) در ناحیه شهمیرزاد در نزدیکی برش مورد مطالعه، ۲ سکانس رده سوم و در برش‌های ده‌ملا، توبه دروار و آبنیک، ۳ سکانس درجه ۳ شناسایی کرد.

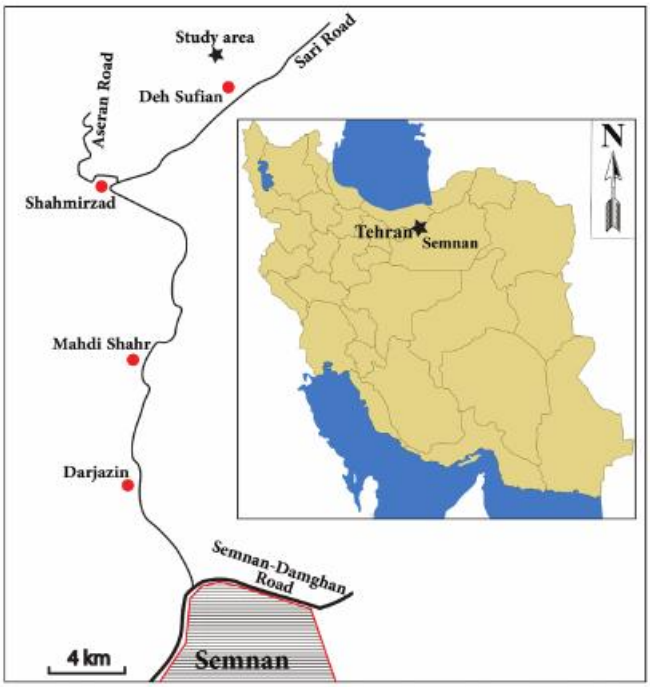
سکانس‌های اول و دوم از نهشته‌های رودخانه‌ای و سکانس سوم از نهشته‌های ساحلی و دریایی ساخته شده‌اند.

در سکانس چهارم، تنها بخش پیشرونده مربوط به سازند جیرود است و مرز زیرین سکانس چهارم سطح فرسایشی حاصل از عملکرد امواج در زمان پیشروی دریاست.

نهشته‌های تراز پایین سطح دریا در آغاز سکانس چهارم دیده نشده‌اند که ممکن است به علت نبود رسوب‌گذاری و یا فرسایش در زمان پیشروی دریا باشد.

سپاسگزاری

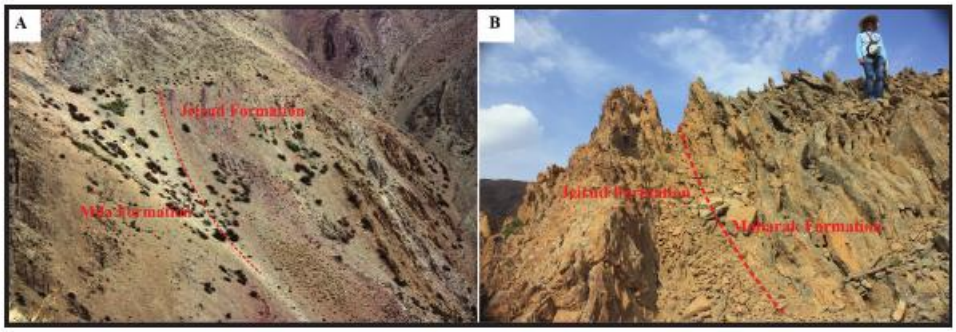
بدین وسیله از مهندس منصور خسروی برای فراهم کردن منابع بسیار ارزشمند و از مهندس حسین محمدخانی و آقایان علی خزایی و امیر محمد محبوبی به خاطر کمک‌های فراوان در عملیات صحرایی سپاسگزاری می‌شود.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برش ده‌صوفیان در البرز مرکزی روی نقشه ایران و راه‌های دسترسی به آن؛ باز رسم بر پایه نقشه گوگل. موقعیت برش مورد مطالعه روی نقشه با ستاره سیاه رنگ نشان داده شده است.

www.SID.ir

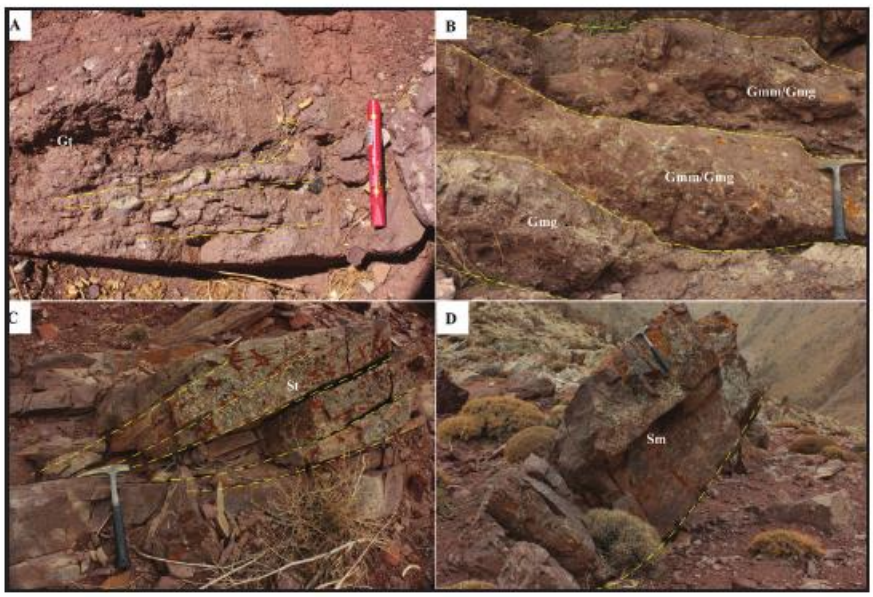
Archive of SID



شکل ۲- مرزهای زیرین و بالایی سازند جیرود در برش مورد مطالعه و رخساره های تخریبی رودخانه‌ای. A) مرز فرسایشی میان سازند میلا و سازند جیرود؛ B) مرز تدریجی سازند جیرود و سازند کربناته مبارک.

Facies/subfacies			Description	Sedimentary structures
Siliciclastic	A	A1 (Gcm)	Clast supported, massive gravel	No structure
		A2 (Gt)	Matrix supported, stratified gravel	Trough cross beds
		A3 (Gmm/Gmg)	Matrix-supported, massive gravel, maybe normal grading	No structure or crudely bedded, maybe normal grading
	B	St (B1)	Stratified, fine to very coarse sand	Small scale to large trough cross beds, graded bedding
		B2 (Sh)	Sand, fine to medium, may be pebbly	Horizontal lamination & low angle cross bedding
		B3 (Sm)	Fine to coarse massive sand	Massive, or faint lamination
		B4 (Sr)	Very fine to fine sand	Small scale ripple mark
		B5 (Shc)	Very fine to medium stratified sand, may be pebbly & bioclastic	Hummocky cross stratification
	C	C1 (Fsm)	Silt, Mud	Massive, may be laminated, red, green & dark
		C2 (Fl)	Laminated Sand, Silt and Mud	Horizontal lamination
Carbonate	D (Dolostone)		Crystalline, anhedral to subhedral, contains different amount of silt size clastic grains and skeletal alochems such as brachiopod and crinoid	

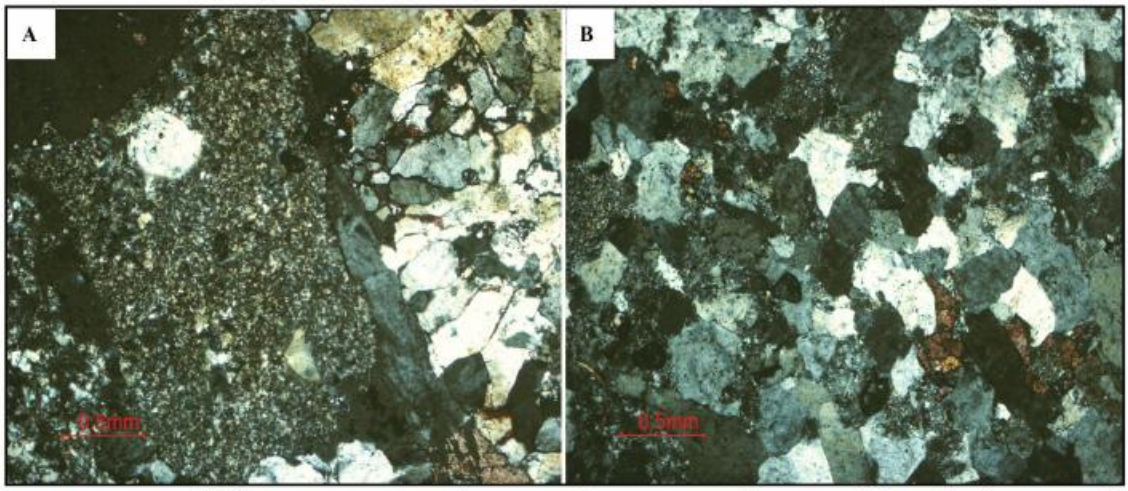
شکل ۳- رخساره‌های تخریبی و کربناته تشکیل‌دهنده سازند جیرود در برش ده‌صوفیان. درون پرانتز به معادل های رخساره های تخریبی در رده‌بندی رخساره‌ای میال (Miall, 2006) اشاره شده است.



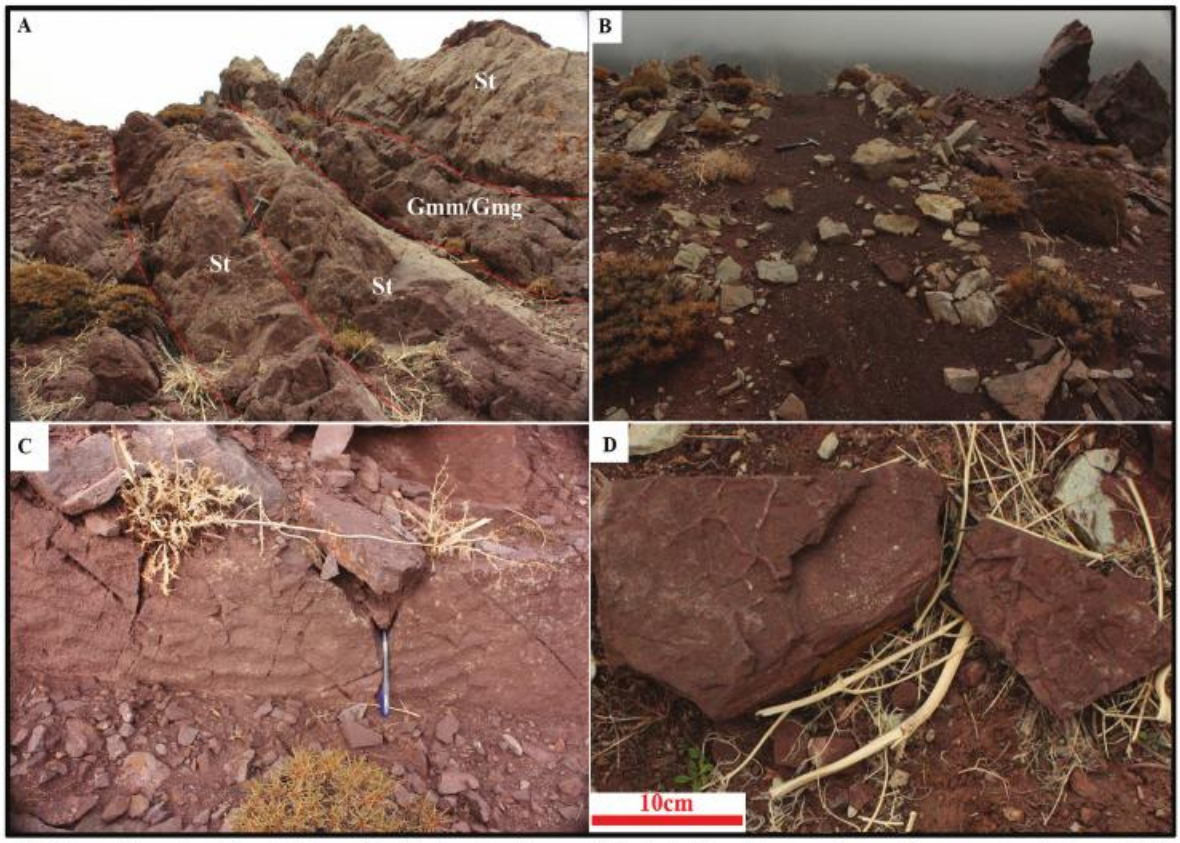
شکل ۴- A) رخساره Gt با گراول‌های رسوبی از جنس ماسه‌سنگ و چرت که به‌صورت تدریجی به ماسه‌سنگ تبدیل می شود؛ B) رخساره Gmm در قاعده ماسه‌سنگ های کانالی چندگانه که مرز زیرین آنها فرسایشی است؛ C) رخساره ماسه‌سنگی St دارای رده‌بندی مورب تراف؛ D) رخساره ماسه‌سنگی Sm که در میان نهشته های دشت سیلابی قرار دارد و در آن ساخت رسوبی دیده نمی‌شود.

www.SID.ir

Archive of SID



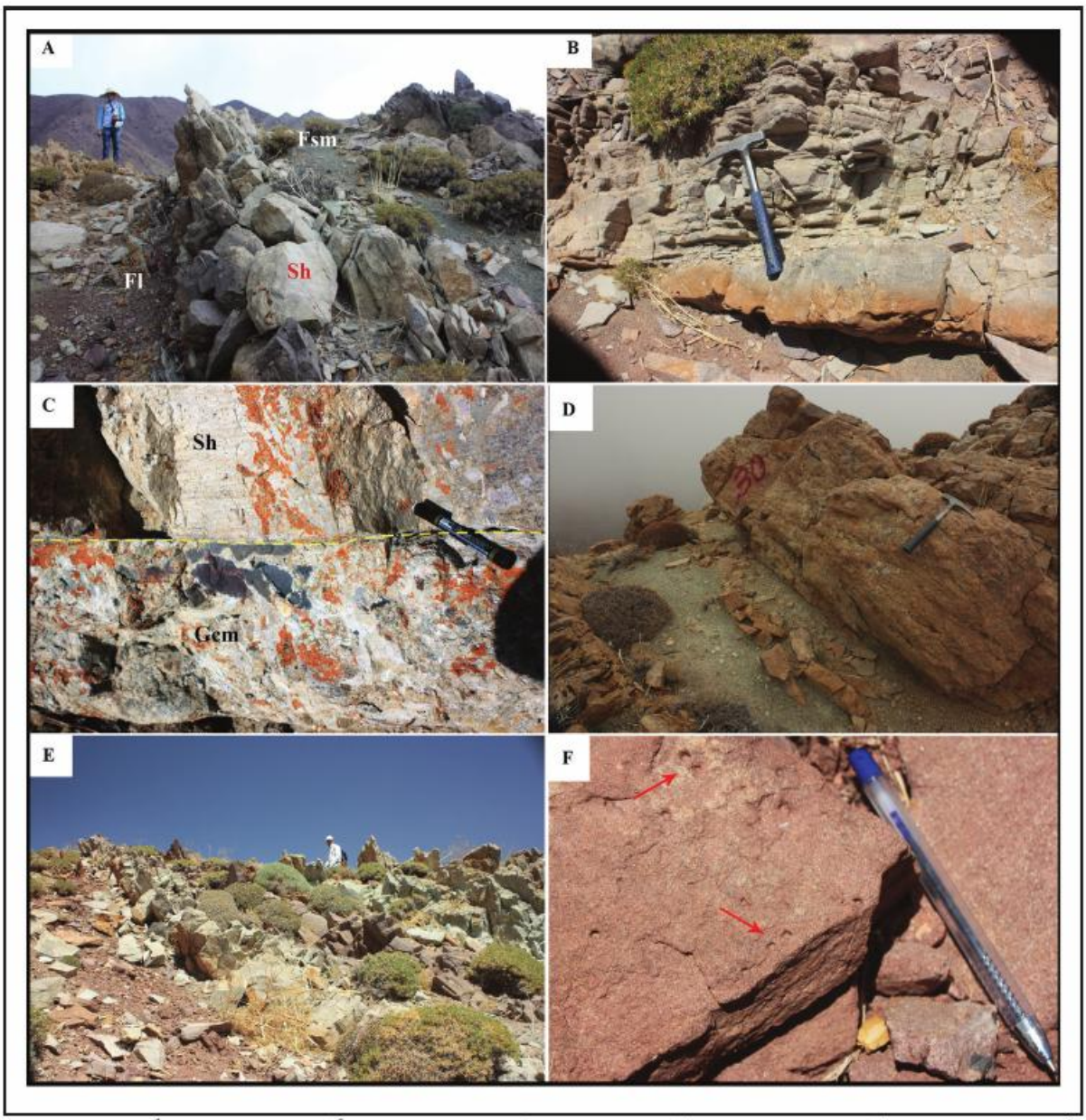
شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از کنگلومرا و ماسه‌سنگ. A) دانه چرت در مرکز و دانه ماسه‌سنگی در سمت راست؛ B) ماسه‌سنگ آرکوزی با فلدسپارهای تجزیه شده و سیمان کربناته.



شکل ۶- رخساره‌های تخریبی رودخانه‌ای در برش مورد مطالعه. A) نهشته‌های کانالی چند طبقه با قاعده فرسایشی که در بخش زیرین از رخساره Gmg و Gmm تشکیل شده است و به سوی بالا به ماسه‌سنگ St و Sh تبدیل می‌شود. B) رخساره Fsm و Fl مربوط به دشت سیلابی؛ C) ریپل‌مارک‌های کوچک مقیاس در نهشته‌های ماسه‌سنگی دشت سیلابی؛ D) قالب ترک‌های گلی کوچک مقیاس در ماسه‌سنگ‌های دشت سیلابی.

www.SID.ir

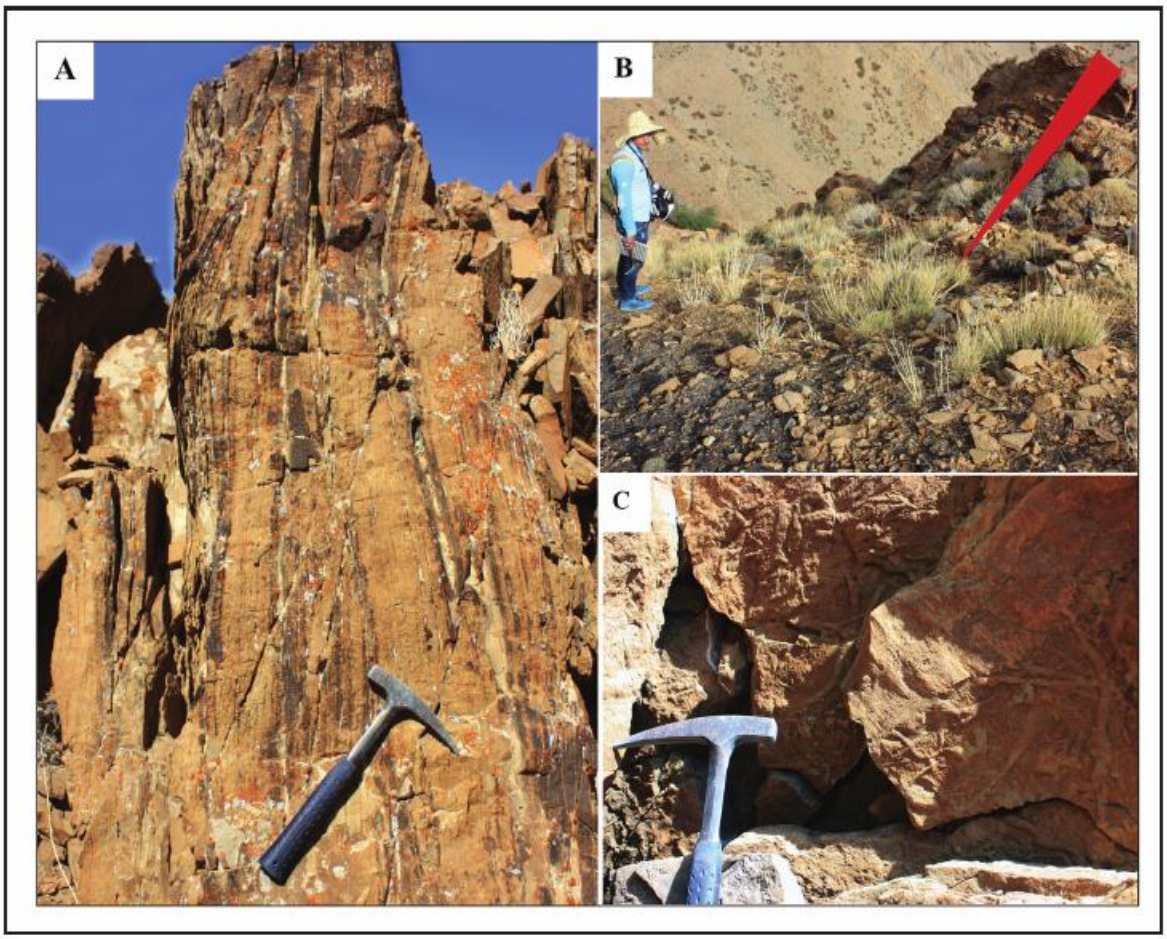
Archive of SID



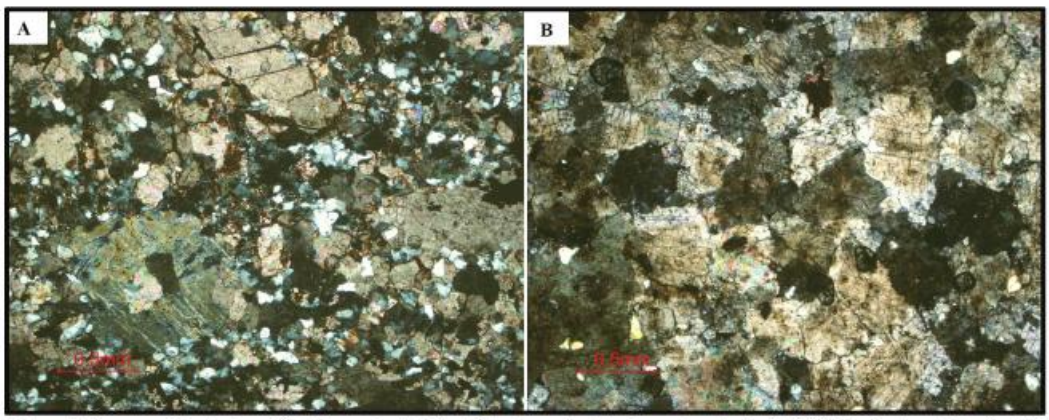
شکل ۷- نهشته‌های ساحلی و بالای ساحل. A) توالی به سوی بالا درشت شو و تمیز شو که با Fsm شروع می‌شود و با گذر از رخساره Fl به ماسه‌سنگ‌های بالغ Sh می‌رسد؛ B) رخساره Sh با لامیناسیون مورب کم‌شیب تا لامیناسیون افقی. قاعده این رخساره فرسایشی و حاصل عملکرد موج است. در قاعده این رخساره خرده‌های رسوبی در اندازه گراول دیده می‌شود. C) رخساره Gcm که در زیر رخساره Sh کوارتزی قرار دارد. این رخساره حاصل عمل فرسایش امواج در خط ساحلی است؛ D) رخساره نخودی رنگ Gmm/Gmg با گراول‌هایی از جنس گل‌سنگ روی گل‌سنگ‌های سبز رنگ؛ E) مجموعه رخساره‌های ساحلی و بالای ساحل، ماسه‌سنگ‌ها و گل‌سنگ‌های سرخ در میان ماسه‌سنگ‌های سفید؛ F) آثار فسیلی آرنیکولیتس (فلش‌های سرخ) در سطح ماسه‌سنگ‌های آغازین مجموعه رخساره‌های ساحل و پشت ساحل.

www.SID.ir

Archive of SID



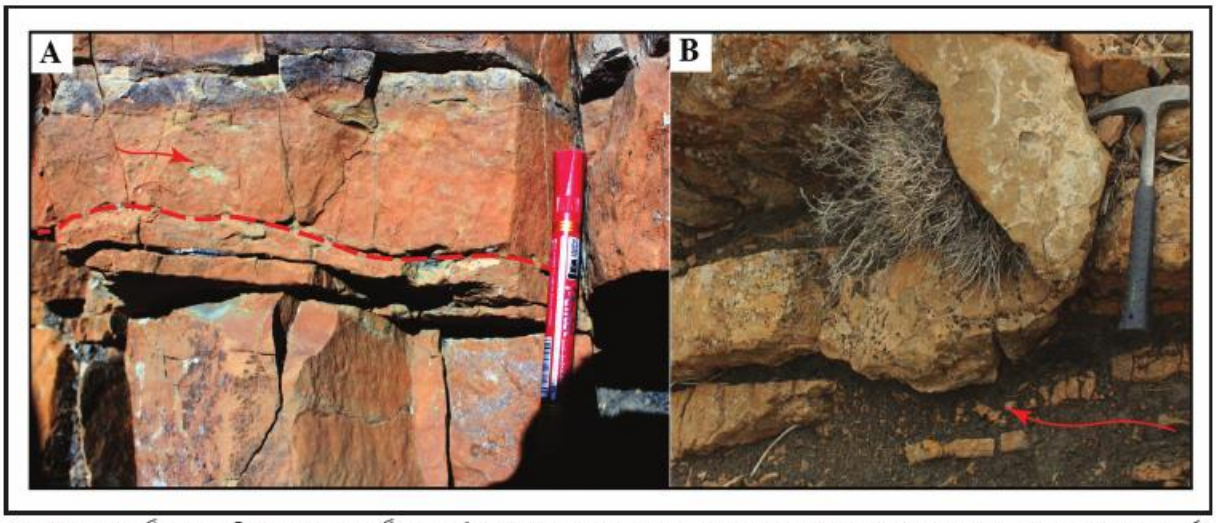
شکل ۸- A) ساخت لامیناسیون پشته‌ای (HCS) که به سوی بالا به لامیناسیون موازی تبدیل می‌شود. B) نهشته‌های به سوی بالا ستبر شو و تمیزشو (با فلش سرخ روند کم‌ژرفا شوندگی نمایش داده شده است) مربوط به حاشیه ساحل روی نهشته‌های گل‌سنگ تیره رنگ. این نهشته‌ها از رسوبات دارای ساخت پشته‌ای ساخته شده‌اند که بدون حضور نهشته‌های گل‌سنگی روی هم نهشته شده‌اند (Amalgamated)؛ C) آثار فسیلی لوله‌ای افقی در نهشته‌های بخش پایینی مجموعه رخساره‌ای حاشیه ساحل.



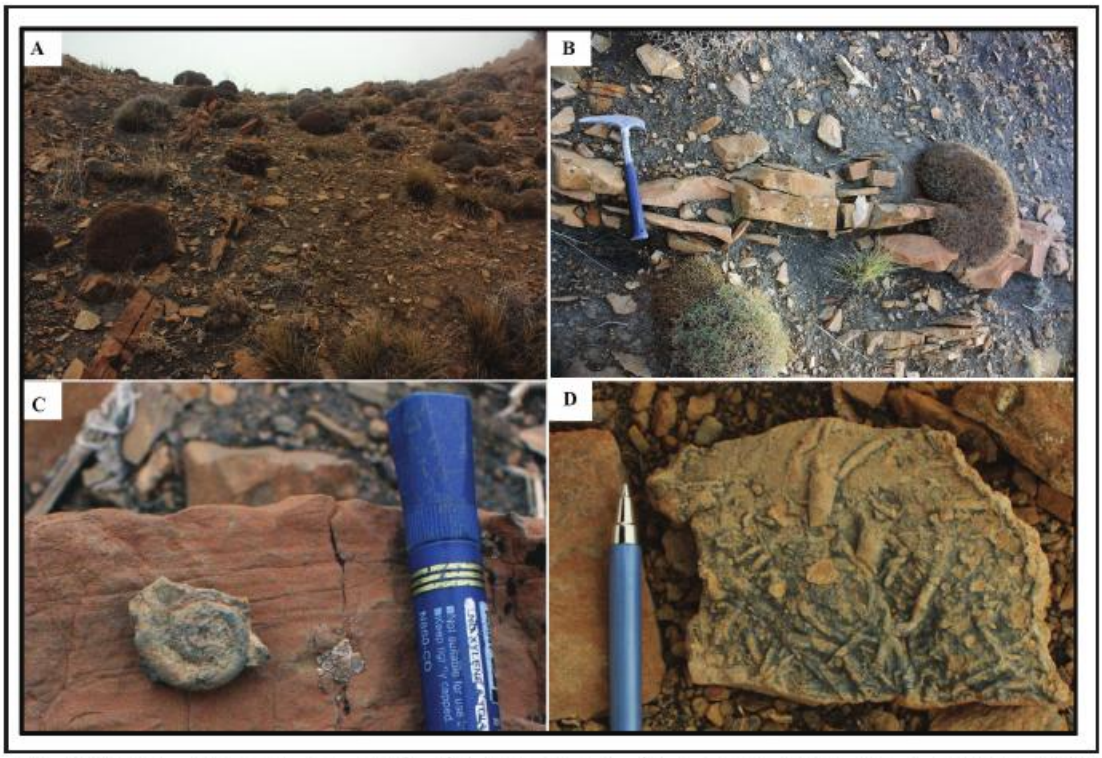
شکل ۹- رخساره‌های کربناته (D). A) رخساره دولوستون دارای خرده‌های اسکلتی (کرینوید و براکیوپد؟) و دانه‌های تخریبی در اندازه سیلت؛ B) رخساره دولوستون.

www.SID.ir

Archive of SID



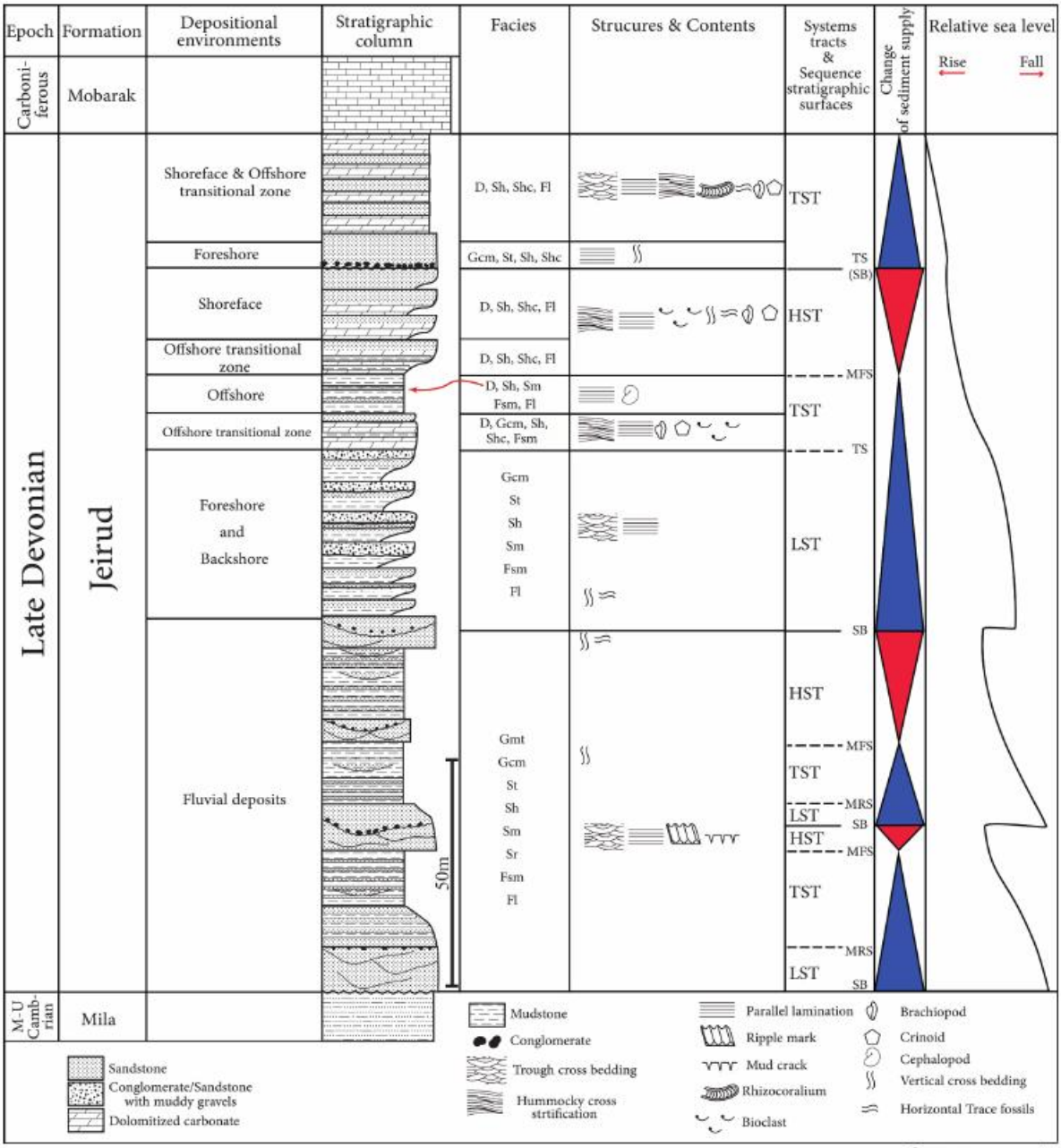
شکل ۱۰- نهشته‌های توفانی. A) نهشته‌های توفانی با سطح زیرین فرسایشی (خط چین سرخ) و خرده اینتراکلست بزرگ (فلش سرخ)؛ B) آثار حفرشدگی (Gutter cast) در قاعده نهشته‌های توفانی مربوط به پهنه انتقالی (فلش سرخ).



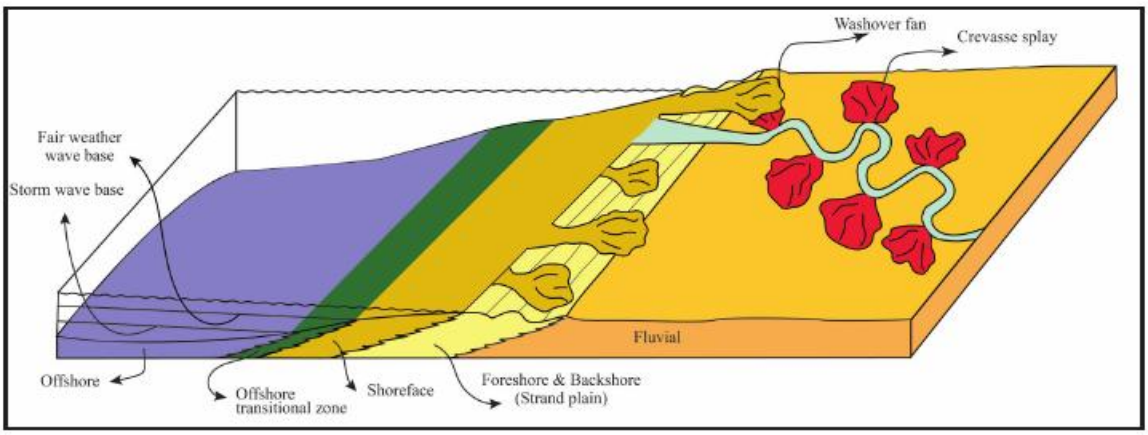
شکل ۱۱- نهشته‌های دور از ساحل و نهشته‌های توفانی دور از منشأ و رخساره‌های کربناته. A) گل‌سنگ‌های سیاه دور از ساحل که در میان آنها لایه‌های توفانی دور از منشأ دیده می‌شود؛ B) نمای نزدیک از لایه توفانی دور از منشأ در میان گل‌سنگ‌های سیاه؛ C) پیکره سفالوپد که در نهشته‌های دور از ساحل یافت شده است؛ D) آثار فسیلی افقی در لایه نازک مربوط به نهشته‌های دور از ساحل.

www.SID.ir

Archive of SID



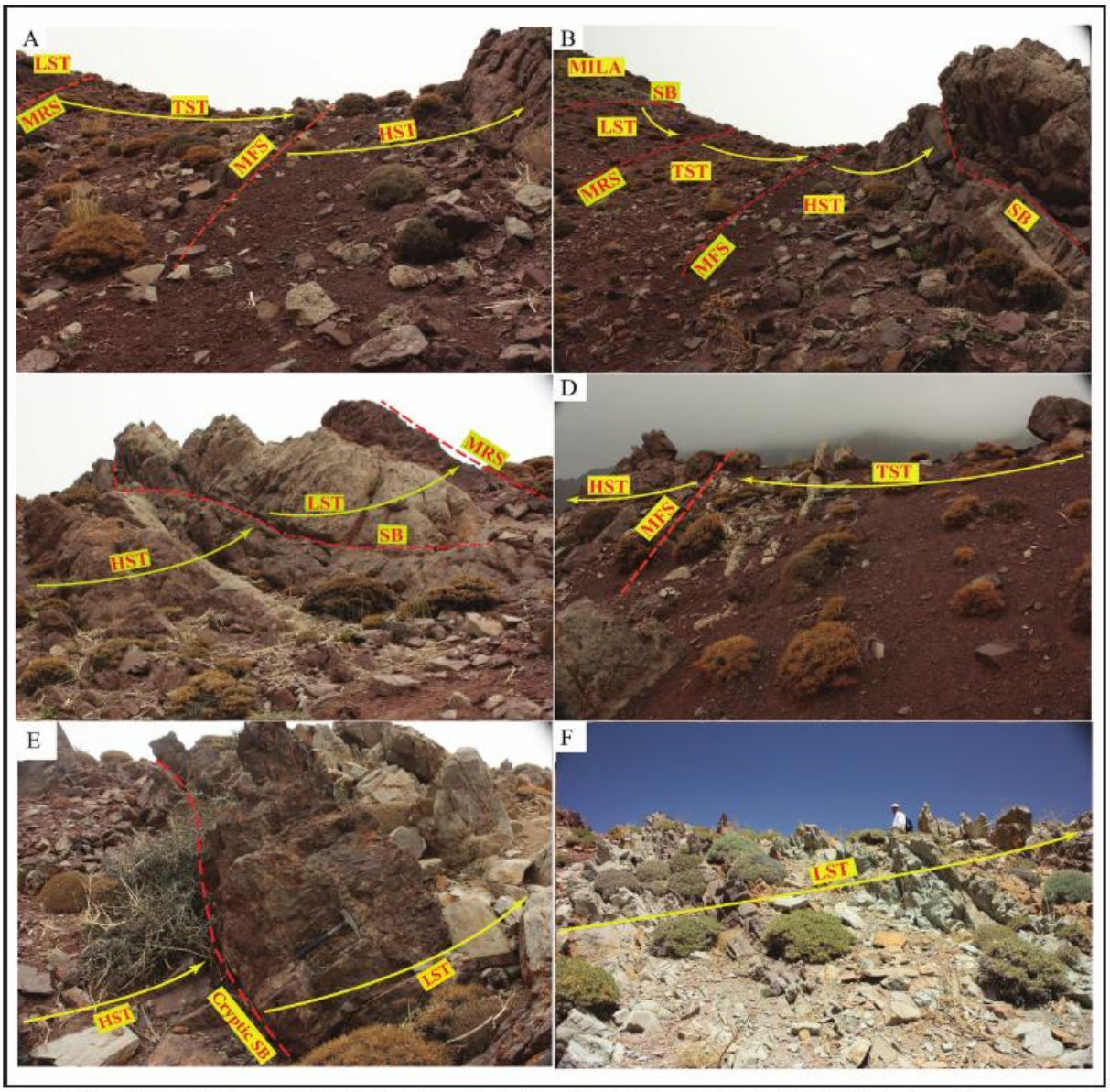
شکل ۱۲- ستون چینه‌نگاری سازند جیرود در برش ده‌صوفیان. در این ستون رخساره‌ها و محیط رسوبی به همراه چرخه‌های رسوبی و تغییرات نسبی سطح دریا نمایش داده شده است.



شکل ۱۳- مدل رسوبی سازند جیرود در برش مورد مطالعه که بخش‌های مختلف روی آن نمایش داده شده است (بر پایه Einsele, 2000; Nichols, 2009 و Eoff, 2014).

www.SID.ir

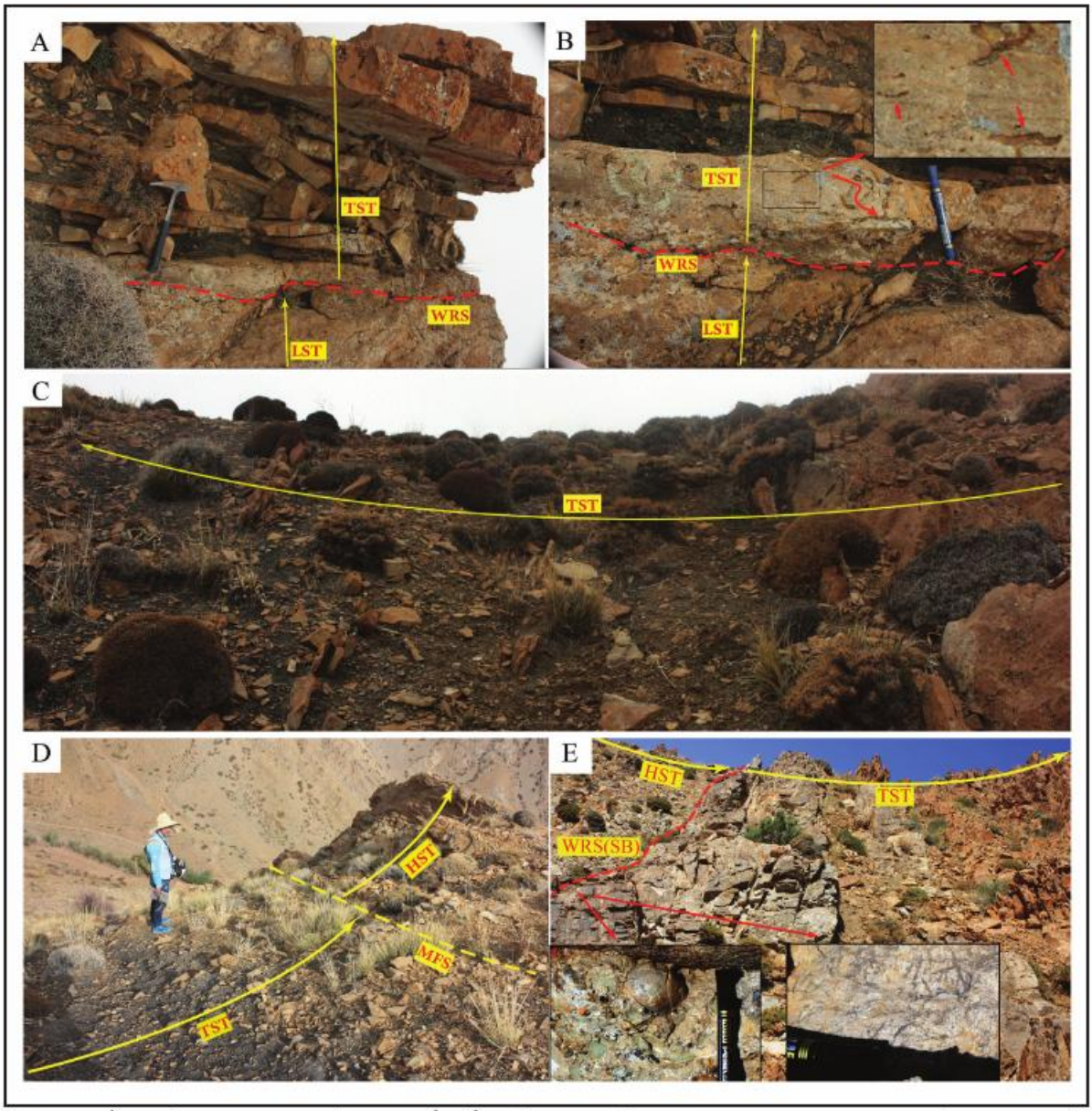
Archive of SID



شکل ۱۴- سطوح سکانسی و دسته‌رخساره‌ها. A) دسته‌رخساره‌های مختلف در سکانس اول. این تصویر بخشی از نهشته‌های تراز پایین (LST) را به نمایش می‌گذارد. سطح غرقابی (MFS) روی یک ماسه‌سنگ سفید رنگ با آثار آرنیکولیتس در بالای نهشته‌های گل‌سنگی مربوط به دشت سیلابی قرار می‌گیرد؛ B) مرز فرسایشی بالای سکانس اول (SB) به همراه دسته رخساره‌ها. این تصویر از کمی دورتر تهیه شده است و همه سکانس اول را پوشش می‌دهد؛ C) دسته‌رخساره‌های تراز پایین در سکانس دوم که با مرز فرسایشی روی نهشته‌های تراز بالای سکانس اول قرار دارند؛ D) دسته‌رخساره‌های پیشرونده متشکل از نهشته‌های گل‌سنگ سرخ و میان‌لایه‌ای نازک ماسه‌سنگی مربوط به دشت سیلابی و سطح غرقابی(ماسه‌سنگ با آثار آرنیکولیتس) در سکانس دوم و دسته رخساره‌های تراز بالا (نهشته‌های ماسه‌سنگی نازک تا ستبر دارای لامیناسیون موازی و چینه‌بندی تراف با میان‌لایه‌های نازک شیلی) در بالای آن. این تصویر از یال دیگر کوه گرفته شده است. E) مرز بالایی سکانس دوم که ژرفای فرسایش کمی دارد و از نوع مرز پنهان است؛ F) نهشته‌های تراز پایین در سکانس سوم که نیمه زیرین آن بیشتر از ماسه‌سنگ کوارتزی با اثر فسیلی آرنیکولیتس تشکیل شده که در میان آنها گل‌سنگ سبز و به میزان کمتر گل‌سنگ سرخ و ماسه‌سنگ سرخ مربوط به دشت سیلابی رودخانه دیده می‌شود. در میان این نهشته‌ها کنگلومراهای با گراول‌های گل‌سنگی سبز، نخودی و کمتر تیره دیده می‌شود.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۱۵- A) بخش آغازین دسته رخساره‌های پیشرونده (TST) در سکانس سوم متشکل از گل‌سنگ‌های تیره و کربنات‌های توفانی نزدیک به منشأ با ساخت HCS (WRS: wave ravinement surface)؛ B) نمای نزدیک‌تر از تصویر بخش A نشان‌دهنده سطح WRS با ماسه‌سنگ کوارتزی نازک تا متوسط روی آن. بخشی از ماسه‌سنگ در گوشه سمت بالا برای مشاهده پیکره‌های فسیلی بزرگنمایی شده است. فلش منحنی شکل نیز یک خرده گل‌سنگی را نشان می‌دهد؛ C) ادامه دسته رخساره‌های پیشروی شامل گل‌سنگ‌های تیره با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی و کربناته نازک (نهشته‌های توفانی دور از منشأ) روی نهشته‌های توفانی نزدیک به منشأ؛ D) دسته‌رخساره‌های پیشرونده و بخشی از دسته‌رخساره‌های تراز بالا (شامل نهشته‌های توفانی کربناته و ماسه‌سنگی نزدیک به منشأ). سطح غرقابی در بالای نهشته‌های گل سنگی تیره قرار گرفته و نهشته‌های کم‌ژرفا شونده توفانی نزدیک به منشأ تا رودخانه‌ای (به متن مراجعه شود) روی آن پیشروی (Progradation) کرده‌اند؛ E) دسته رخساره‌های پیشرونده مربوط به سکانس چهارم که روی نهشته‌های تراز بالای سکانس سوم نهشته شده‌اند. سطح فرسایشی حاصل از عملکرد موج (WRS) در بالای سکانس سوم و قاعده سکانس چهارم، مرز فرسایشی جداکننده سکانس سوم و چهارم است (به متن مراجعه شود). بخش کنگلومرایی آغاز پیشروی که حاصل فرسایش موج در زمان پیشروی است و ماسه‌سنگ کوارتزی دارای آثار فسیلی در بالای آن در کادر کوچک‌تر در پایین تصویر نمایش داده شده است.

www.SID.ir

Archive of SID

کتابنگاری

آقانباتی، س. ع.، ۱۳۸۶- زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۲ ص.

تابع، ف.، ۱۳۸۶- پالینولوژی سازند جیرود در مقطع چینه شناسی گرمابدر، شمال شرق تهران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه دانشگاه خوارزمی (تربیت معلم) تهران، ۱۵۱ ص.

دشتبان، ه.، ۱۳۷۳- گونیاتیت‌های دونین پسین (فامنین) البرز مرکزی، فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۴، صص. ۳۶ تا ۴۳.

دشتبان، ه.، ۱۳۷۵- بررسی فون ماهی‌های دونین پسین و شروع کربنیفر در البرز مرکزی و تغییرات آنها در گذر از مرز آشکوب‌های فراسنین- فامنین و در لایه های تدریجی دونین پسین و کربنیفر پیشین. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی.

رسولی، ه.، ۱۳۹۰- محیط رسوبی و دیاژنز سازند جیرود در برش آبنیک، البرز مرکزی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

شرفی، م.، ۱۳۹۳- چینه‌نگاری سکانسی و دیاژنز سازند جیرود (دونین پسین) در البرز مرکزی، پایان‌نامه دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه مشهد.

شوشتری‌زاده، پ.، یزدی، م. و ترابی دستگردویی، ح.، ۱۳۸۴- معرفی و بررسی کنودونت‌های دونین بالایی در منطقه تویه- دروار. نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه خوارزمی (تربیت معلم) تهران، صص. ۲۷۱ تا ۲۸۲.

فهیمی، م.، ۱۳۸۵- پالینولوژی سازند جیرود در مقطع چینه‌شناسی دروار، جنوب غرب دامغان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه خوارزمی (تربیت معلم) تهران، ۱۳۱ ص.

محمدخانی، ح. و خزایی، م.، ۱۳۸۴- محیط رسوبی سازند جیرود در دره مبارک‌آباد، شمال شرق تهران، نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه خوارزمی (تربیت معلم) تهران، ۸ و ۹ شهریور.

مسعودی، م.، ۱۳۸۴- پالینولوژی سازند جیرود در مقطع چینه شناسی شهمیرزاد، شمال سمنان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه خوارزمی (تربیت معلم) تهران، ۸۱ ص.

مندل‌زاده، ۱۳۸۶- تحلیل رخساره‌ای و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های سنگ‌های دونین و کربنیفر در ناحیه سیدآباد- شرق تهران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.

واعظ جوادی، ف.، ۱۳۷۳- بیواستراتیگرافی سازند جیرود در مقطع تیپ بر پایه پالینولوژی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

References

Aigner, T., 1985- Storm depositional systems. Lecture Notes Earth Sciences, 3, Springer, Berlin Heidelberg New York, 174 p.

Assereto, R., 1963- The Paleozoic formations in central Elburz, Iran (preliminary note). Rivista Italiana Paleontologiae Stratigraphia, 60(4): 503-543.

Boggs, S., 2006- Principles of sedimentology and stratigraphy, 662 p.

Cant, D. J., 1981- Fluvial Facies Models and Their Applicationin In: Scholle, P. A. and Spearing, D. (ed), sandstone depositional Environment, AAPG, memoir 31.

Catuneanu, O., 2006- Principles of Sequence Stratigraphy, Elsevier, 375 p.

Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J. P., Blum, M. D., Dalrymple, R. W., Eriksson, P. G., Fielding, C. R., Fisher, W. L., Galloway, W. E., Gibling, M. R., Giles, K. A., Holbrook, J. M., Jordan, R., Kendall, C. G. St. C., Macurda, B., Martinsen, O. J., Miall, A. D., Neal, J. E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H. W., Pratt, B. R., Sarg, J. F., Shanley, K. W., Steel, R. J., Strasser, A., Tucker, M. E., Winker, C., 2009- Towards the standardization of sequence stratigraphy. Earth-Science Reviews, vol. 92, 1–33.

Catuneanu, O., Galloway, W. E., Kendall, C. G. S. C., Miall, A. D., Posamentier, H. W. Strasser, A. and Tucker, M. E., 2011- Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature, Newsletters on Stratigraphy, Vol. 44/3, 173–245

Cheel, R. J. and Leckie, D. A., 1993- Hummocky cross-stratification. In: Wright, V. P. (Ed.), Sedimentology Review, Blackwell Scientific Publications, p 103-122.

Claiton, M. S. S., Goldberg, K. and Bardola, T., 2015- Facies architecture and sequence stratigraphy of an early post-rift fluvial succession, Aptian Barbalha Formation, Araripe Basin, northeastern Brazil, Sedimentary Geology, 322, p 43-62.

Clifton, H. E., 2003- Coastal sedimentary facies. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.).

Clifton, H. E., 2006- Are-examination of facies models for clastic shorelines. In: Facies Models Revisited (Eds Walker, R.G. and Posamentier, H.). Special Publication 84, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 293–337.

Collinson, J. D., 1996- Alluvial sediments In: Reading, H.G. (Ed.), Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy, third ed. Blackwell Science, Oxford, 154-231.

Dashtban, H. and Racheboeuf, P., 2001- First occurrence of Echinocaridid phyllocarids (Crustacea) in the Famennian of Iran. Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie, Monatshefte, pp. 58-94.

Dott, R. H. and Bourgeois, J., 1982- Hummocky stratification: significance of variable bedding sequences. Geological Society of America, Bulletin, 93, 663-680.

Einsele, G., 2000- Sedimentary basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget Second, completely revised and enlarged edition, 792 p.

Embry, A. F., 1995- Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. In Sequence stratigraphy on the Northwest European Margin (R. J. Steel, V. L. Felt, E. P. Johannessen and C. Mathieu, Eds.), pp. 1–11. Norwegian Petroleum Society (NPF), Special Publication 5.

Embry, A. F., 2009- Practical sequence stratigraphy. Canadian society of petroleum geologists, 79p.

Eoff, J. D., 2014- Sedimentary facies of the upper Cambrian (Furongian; Jiangshanian and Sunwaptan) Tunnel City Group, UpperMississippi Valley: Newinsight on the old stormy debate, Sedimentary Geology, 302, pp.102–121

Flugel, E., 2010- Microfacies of carbonate Rocks Analysis Interpretation and Application, Springer-Verlog, 976pp.

www.SID.ir

Archive of SID

Fursich, F. T., 1998- Environmental distribution of trace fossils in the Jurassic of Kachchh (Western India). Facies 39, 46–53.

Galloway, W. E. and Hobday, D. K., 1996- Terrigenous Clastic Depositional Systems: Applications to Fossil Fuel and Groundwater Resources, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 489 p.

Gavidel-syooki, M., 1995- Palynostratigraphy and palaeobiogeography of a Palaeozoic sequence in the Hassanakdar area, central Alborz Range, northern Iran. Rev. Palaeobot. Palyn., 86, pp. 91-109.

Helland-Hansen, W. and Martinsen, O. J., 1996- Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. Journal of Sedimentary Research, Vol. 66, no. 4, pp. 670–688.

Howell, J. A. and Flint, S. S., 2003- Sequence stratigraphical evolution of the Book Cliffs successisn In: Coe, A. L. (Ed.), The Sedimentary Record of Sea-Level Change. Cambridge University Press, New York, p. 287.

Hunt, D. and Tucker, M. E., 1992- randed parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during baselevel fall. Sedimentary Geology 81, 1–9.

Johnson, H. D. and Baldwin, C. T., 1996- Shallow clastic seas. In: Reading H. G. (ed) Sedimentary facies and environment, 2nd edn. Blackwell, Oxford, p 229-252.

Krapez, B., 1996- Sequence-stratigraphic concepts applied to the identification of basin-filling rhythms in Precambrian successions. Australian Journal of Earth Sciences, Vol. 43, pp. 355–380.

Lewin, J. and Ashworth, P. J., 2014- Defining large river channel patterns: alluvial exchange and plurality. Geomorphology 215, p 83–98.

Lomando A. J. and Harris, P. M., 1991- Mixed carbonate-siliciclastic sequences, SEPM Core Workshop No. 15, p. 570.

Mangano, M., Buatois, L., Westr, R. and Maples, C. G., 2002- Ichnology of a Pennsylvanian equatorial tidal flats – the Stull Shale Member at Waverly, eastern Kansas.Kansas Geological Survey, Bulletin 245, 1-133.

McCubbin, D. G., 1981- Barrier-Island and Strand-Plain Facies. In: Scholle, P. A. and Spearing, D. (ed), sandstone depositional Environment, AAPG, memoir 31.

Miall, A. D., 2000- Principle of sedimentary Basin analysis, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 616 p.

Miall, A. D., 2006- The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology (4th corrected printing). Springer, Berlin 582 p.

Miall, A. D., 2010- The geology of stratigraphic sequences, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 522p.

Miall, A. D., 2014- Fluviall depositional systems, springer, 316 p.

Miall, A. D., Arush, M., 2001- Cryptic sequence boundaries in braided fluvial successions. Sedimentology 48(5), p 971–985.

Middleton, G. V., 1973- Johannse Walter's low of correlation of facies, Bull. Geol. Soc. Am. No. 84, p 779-988.

Mitchum, R. M. Jr. and Van Wagoner, J. C., 1991- High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. Sedimentary Geology, Vol. 70, pp. 131–160.

Nichols, G., 2009- Sedimentology and stratigraphy, 2nd ed. Wiley-Blackwell, 419 p.

Ogg, J. G., Ogg, G. and Gradestein, F. M., 2008- The Concise Geologic Time Scale, Cambridge, New York, 177 p.

Reading, H. G. and Collinson, J. D., 1996- Clastic Coasts. In: Reading, H. G. (Ed.), Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy, third ed. Blackwell Science, Oxford, p 154-231.

Reineck, H. E. and Singh, I. B., 1986- Depositional sedimentary environments, with reference to terrigenous clastics, Second, Revised and Updated Edition Corrected Second Printing, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 551p.

Sharafi, M., Longhitano, S. G., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R. and Mosaddegh, H., 2016- Sedimentology of a transgressive mixed energy (wave/tide-dominated) estuary, Upper Devonian Geirud Formation (Alborz Basin, northern Iran), International Association of Sedimentologists,Wiley, p 261-292.

Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Mosaddegh, H. and Gharaie, M. H. M., 2014- Trace fossils analysis of fluvial to open marine transitional sediments: Example from the Upper Devonian (Geirud Formation), Central Alborz, Iran. Palaeoworld 23: 50–68.

Souza, M. C. Angulo, R. J. Assine, M. L. and Castro, D. L., 2012- Sequence of facies at a Holocene storm-dominated regressive barrier at Praia de Leste, southern Brazil, Marine Geology 291-294, p 49–62.

Tucker, M. E. and Wright, V. P., 1990- Carbonate Sedimentology, Blackwell scientific publications, Oxford, London, 482 p.

Uchman, A. and Krenmayr, H. G., 2004- Trace fossils, ichnofabrics and sedimentary facies in the shallow marine Lower Miocene Molasse of Upper Austria. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 144, p 233-251.

Vail, P. R., Mitchum, R. M. Jr. and Thompson, S., 1977- Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level, In: Payton, C. E., (Eds.), Seismic, stratigraphy, applications to hydrocarbon exploration, A. A. P. G., Memoir 26, pp. 83-98.

Vakarelov, B. K., Ainsworth, R. B., MacEachern, J. A., 2012- Recognition of wave-dominated, tide-influenced shoreline systems in the rock record: Variations from a microtidal shoreline model, Sedimentary Geology 279, p 23–41.

Wakefield, O. J. W., Hough, E. and Peatfield, A. W., 2015- Architectural analysis of a Triassic fluvial system: The Sherwood Sandstone of the East Midlands Shelf, UK, Sedimentary Geology 327, p 1–13.

Walker, R. G. and James, N. P., 1992- (eds) Facies models response to sea level change.

Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N. and Karimi Bavandpur, A., 2005- Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part II. Northern and Central Iran. Acta Geologica Polonica, 55, p 31-97.

www.SID.ir

Archive of SID

Depositional environment and sequence stratigraphy of the Jeirud Formation in Deh-Sufian section, central Alborz

M. Khazaee[1*], M. Hosseini-Barzi[2], A. Sadeghi[3] and H. Mosaddegh[4]

[1]Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

[2]Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

[3]Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

[4]Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

Received: 2016 May 23 Accepted: 2016 December 24

Abstract

The Jeirud Formation (Upper Devonian) in Deh-Sufian section of northeast of Shahmirzad consists of siliciclastic and carbonate deposits. In the study area lower boundary of the Jeirud Formation with fine grain clastic deposits of the Mila Formation is erosional (Disconform) and has been conformably overlain by dark carbonate deposits of the Mobarak Formation. The clastic deposits of the Jeirud Formation include conglomeratic, sandy and muddy facies. The conglomeratic deposits comprises three facies A1, A2 and A3 that are equivalent to Gcm, Gt and Gmm/Gmg of Miall facies respectively. Also, five sandy facies of B1, B2, B3 and B4 equivalent to St, Sh, Sm and Sr of Miall respectively and B5 (Shc) with hummocky cross stratification (HCS) sedimentary structure have been identified. Muddy facies including C1 and C2 are equivalents to Miall's Fsm and Fl facies. Carbonate facies (D) comprising small amounts of the stratigraphic column is almost entirely dolomitized. Field and petrographic studies provide five facies association: fluvial, foreshore-backshore, shoreface, offshore transitional zone and offshore and carbonate facies interpreted as Proximal carbonate tempestites and distal carbonate tempestites based on evidences such as basal erosional surface, normal grading, HCS and coexisting clastic facies . In the study area, the Jeirud Formation deposits initiate with fluvial sequences that have been followed by storm dominated marine deposits as foreshore-backshore deposits and alternations of shoreface to offshore deposits. Study of sequence stratigraphic surfaces especially important subaerial unconformities and also stratal stacking patterns of the formation resulted in determination of three subaerial unconformity bounded depositional sequences plus transgressive part of the 4th sequence.

Keywords: Alborz, Devonian, Jeirud, Depositional environment, Storm deposits, Sequence stratigraphy.

For Persian Version see pages 101 to 116

*Corresponding author: M. Khazaee; E-mail: mkh693@gmail.com

Created with nitroPDF professional
download the free trial online at nitropdf.com/professional
www.SID.ir