

رخساره‌های سنگی و محیط رسوبی بخش قدیر از سازند نایبند در منطقه معادن زغال سنگ پروده، خاور ایران مرکزی

احسان زمانیان^۱، محمد خانه‌باد^۲، رضا موسوی حرمی^۳ و اسداله محبوبی^۲

^۱دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۲استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۳استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۴/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۷/۰۴

چکیده

نهشته‌های بخش قدیر از سازند نایبند در خاور ایران مرکزی گسترش بسیار زیادی دارند. بررسی رخساره‌های سنگی و محیط رسوب گذاری بخش قدیر از سازند نایبند به سن تریاس فوقانی در بلوک طبس در خاور ایران مرکزی، منجر به شناسایی نهشته‌های دشت ساحلی، دلتایی و دریای باز شده است. با توجه به شواهد صحرایی، ویژگی‌های رخساره‌ای و شکل هندسی لایه‌ها، این بخش از دو رخساره سنگی سیلیسی و کربناته تشکیل شده است. رخساره‌های آواری شامل ۴ رخساره ماسه‌سنگی (دانه متوسط) St و Sr، Sh، Sp و سه رخساره سنگی دانه ریز FI (Sr) / FI (Sr) • Fm و FI و یک رخساره زغالی (C) است. رخساره‌های کربناته نیز در اندازه دانه درشت (کلسی رودایت) و دانه متوسط (کالک آرنایت) شناسایی شدند. با توجه به مطالعات صحرایی، آزمایشگاهی و شناسایی رخساره‌های سنگی، محیط‌های دشت ساحلی، دلتایی (شامل دشت دلتایی، بخش بالایی جلو دلتا، بخش انتهایی جلو دلتا و پاشنه دلتا) و دریای باز برای بخش قدیر شناسایی شد که این بخش از سازند نایبند تحت نفوذ جریان‌های جزرومدی قرار گرفته است.

کلیدواژه‌ها: بخش قدیر، سازند نایبند، تریاس پسین، دلتا، طبس.

***نویسنده مسئول:** محمد خانه‌باد

E-mail: mkhanehbad@ferdowsi.um.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

منطقه مورد مطالعه در خاور ایران قرار دارد که با نام خردقاره ایران مرکزی شناخته می‌شود و از نظر ساختاری شامل بلوک‌های لوت، طبس و یزد است و توسط گسل‌های طویل و از نوع راستالغز احاطه شده است که به سمت باختر تحدب دارند (آقائباتی، ۱۳۸۵؛ Stocklin et al., 1965). این بخش از ایران مرکزی در طی دوران‌های مزوزویک و سنوزویک به منطقه پر تحرک و پویا تبدیل شده است، به گونه‌ای که هر کدام از این بلوک‌ها ویژگی‌های جداگانه داشته‌اند و فعالیت آنها با یکدیگر همسان نبوده است (آقائباتی، ۱۳۸۵؛ Seyed-Emami et al., 2004). شواهد مطالعات دیرینه مزوزویک ایران نشان می‌دهد که شرایط سکویی پالئوزویک بدون هیچ گونه رویداد زمین‌ساختی مهم تا اواخر تریاس میانی ادامه یافته است. سپس در تریاس پسین، پس از رخداد زمین‌ساختی سیمین پیشین، سیمای حوضه‌های رسوبی ایران تغییر کرده است و حوضه‌های رسوبی جداگانه شکل گرفته‌اند که شرایط جغرافیایی دیرینه و رسوبی آنها با حوضه‌های رسوبی مجاور متفاوت است و با وجود شباهت‌های چینه‌شناسی در گروه شمشک ایران مرکزی و البرز و با توجه به تغییرات چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی موجود در آنها، توالی‌های رسوبی به سازندهای گوناگون تقسیم‌بندی شده‌اند (آقائباتی، ۱۳۸۵). حرکات زمین‌ساختی سیمین پیشین در اواخر تریاس میانی و پسین نقش بسیار مهمی در شکل‌گیری زمین‌شناسی ایران در زمان تریاس پسین و ژوراسیک داشته است. در این زمان حوضه‌های کم‌ژرفای قاره‌ای-ساحلی افزون بر رسوبات سیلیسی-آواری، توالی‌های زغال‌دار نیز راسب شده‌اند (Wilmsen et al., 2009). پس از رخداد کوهزایی سیمین پیشین، در اثر پیشروی دریا سازند نایبند به سن تریاس پسین در زون ساختاری رسوبی ایران مرکزی نهشته است. این نهشته‌ها شامل ردیف‌های نسبتاً ستبری از سنگ‌های شیلی و ماسه‌سنگی و گاه کربناته و زغالی هستند و برش الگوی این سازند در دامنه جنوبی کوه نایبند (باختر روستای نایبند) اندازه‌گیری و مطالعه شده است. اولین مطالعات از سازند نایبند توسط Douglas (1929) انجام شده و به نظر وی سنگ‌شناسی سازند نایبند شامل مجموعه‌ای از شیل، ماسه‌سنگ آهکی، ماسه‌سنگ کوارتزی و سنگ آهک به سن لادینین تا رتین است. Bronifman et al. (1971) و Kluyver et al. (1983) مطالعاتی در مورد سنگ‌شناسی سازند نایبند انجام داده و این سازند را به بخش‌های مختلفی تقسیم

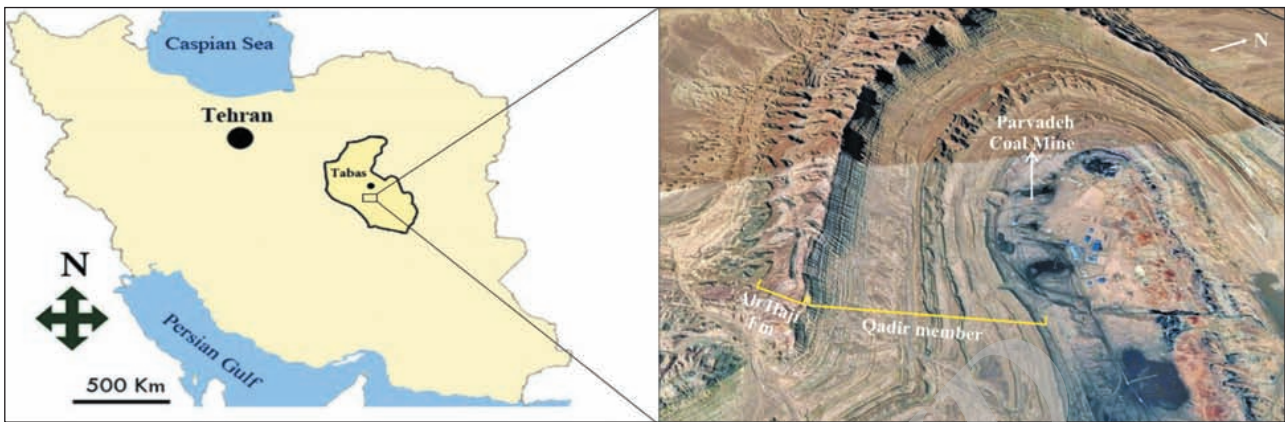
کرده‌اند. این زمین‌شناسان سرانجام سازند نایبند را به بخش‌های رسمی گلکن (شیل و ماسه‌سنگ)، بیدستان (شیل و ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌هایی از سنگ آهک پرفسیل)، حوض شیخ (شیل، ماسه‌سنگ و کمی زغال)، حوض خان (سنگ آهک‌های ریفی و گاهی همراه با شیل و ماسه‌سنگ) و بخش‌های غیر رسمی شامل بخش ۵ (شیل، ماسه‌سنگ و زغالسنگ)، بخش ۶ (سنگ آهک) و بخش ۷ (ماسه‌سنگ) تقسیم‌بندی کرده‌اند. به باور کارشناسان شرکت ملی فولاد ایران، به جز بخش هفتم که پیوستگی نامشخصی با سازند نایبند نشان می‌دهد، سایر تقسیم‌های پیشنهادی کلایور، بر روی هم چرخه رسوبی واحدی را نشان می‌دهند که گذر آنها به یکدیگر تدریجی است و در شرایط رسوبی یکسان نهشته شده‌اند. به گونه‌ای که تغییر شرایط و رخساره آنها ناچیز و یا هیچ است. این کارشناسان به دو پاره سازند ۵ و ۶ «بخش قدیر» نام داده و سن آن را رتین دانسته‌اند (آقائباتی، ۱۳۸۸). این سازند در گستره وسیعی از ایران مرکزی، به ویژه بخش‌های جنوبی بلوک طبس رخنمون دارد و ستبری آن به بیش از ۳۰۰۰ متر می‌رسد و گسترش محیطی آن از بخش‌های رمپ خارجی (Outer Ramp) که کاملاً زیر سطح توفان قرار دارد تا دریا‌های حاشیه‌ای، محیط‌های دلتایی با لایه‌های زغالی و ضخامت بسیار ناچیز و کمیاب رخساره‌های رودخانه‌ای را در بر می‌گیرد (Fürsich et al., 2005). رخساره‌ها و محیط رسوبی بخش قدیر از سازند نایبند به عنوان اولین سازند از گروه شمشک ایران مرکزی، کمتر مورد بررسی قرار گرفته‌اند و شناسایی و مطالعه آنها در بازسازی جغرافیای دیرینه این منطقه بسیار با اهمیت است.

۲- زمین‌شناسی

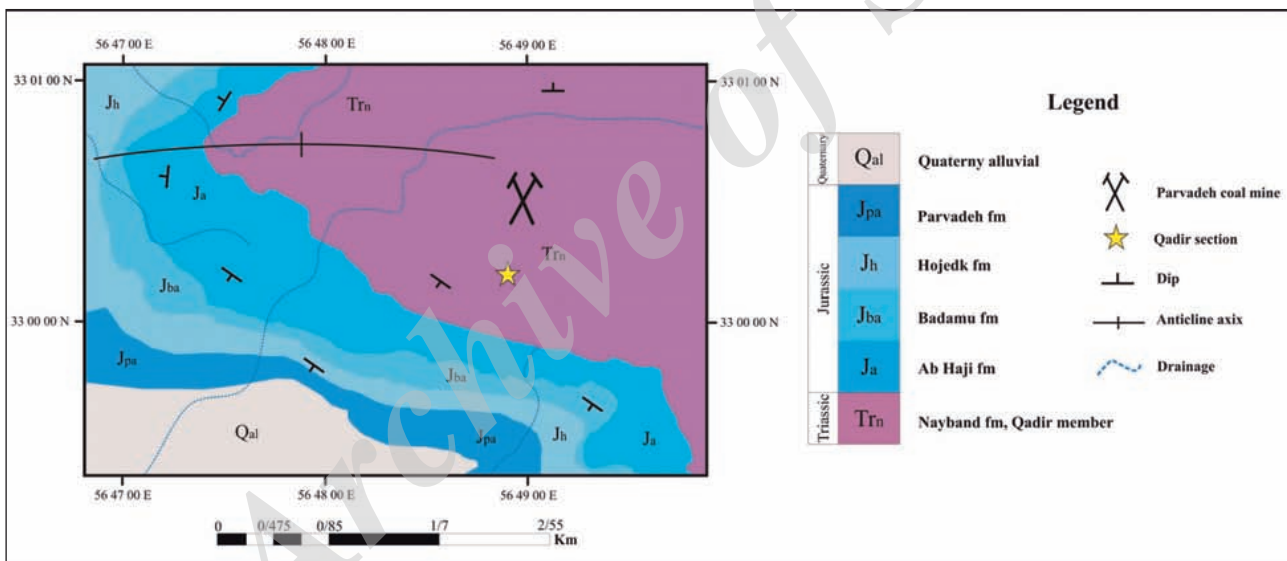
مطالعه بخش قدیر از سازند نایبند در برش معدن زغالسنگ پروده (۳۳ درجه، ۰ دقیقه و ۲۱ ثانیه عرض شمالی و ۵۶ درجه، ۴۸ دقیقه و ۴۰ ثانیه طول خاوری) در فاصله ۸۰ کیلومتری جنوب طبس و در پهنه رسوبی ساختاری نایبند (از زیرتقسیمات بلوک طبس) مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته است. پهنه رسوبی-ساختاری نایبند از خاور توسط گسل نایبند، از باختر به وسیله گسل پوشیده و ارتفاعات پروده-در بند و از شمال با گسل چشمه رستم محدود شده است. این سازند در گستره وسیعی از بلوک

از مشاهدات صحرائی بهترین مکان جهت بررسی بخش قدیر در مجاورت معدن زغالسنگ پروده انتخاب شد (شکل ۲).

طبعاً رخمون دارد و از بهترین رخمون‌های آن می‌توان به گسترش قابل توجهی در منطقه معادن زغالسنگ پروده واقع در جنوب طبس اشاره کرد (شکل ۱). پس



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی طبس و تصویر ماهواره‌ای برش مورد مطالعه در معدن زغال‌سنگ پروده (جنوب باختری طبس) که بخش قدیر از سازند آبجاجی بر روی تصویر ماهواره‌ای تفکیک شده است.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه معدن پروده به همراه واحدهای زمین‌شناسی آن در جنوب باختر طبس (با رسم مجدد از نقشه‌های زمین‌شناسی کریت (موسوی حرمی و قائمی، ۱۳۸۵) و غرب شکسته آبشاله (مسعودی و همکاران، ۱۳۸۳)).

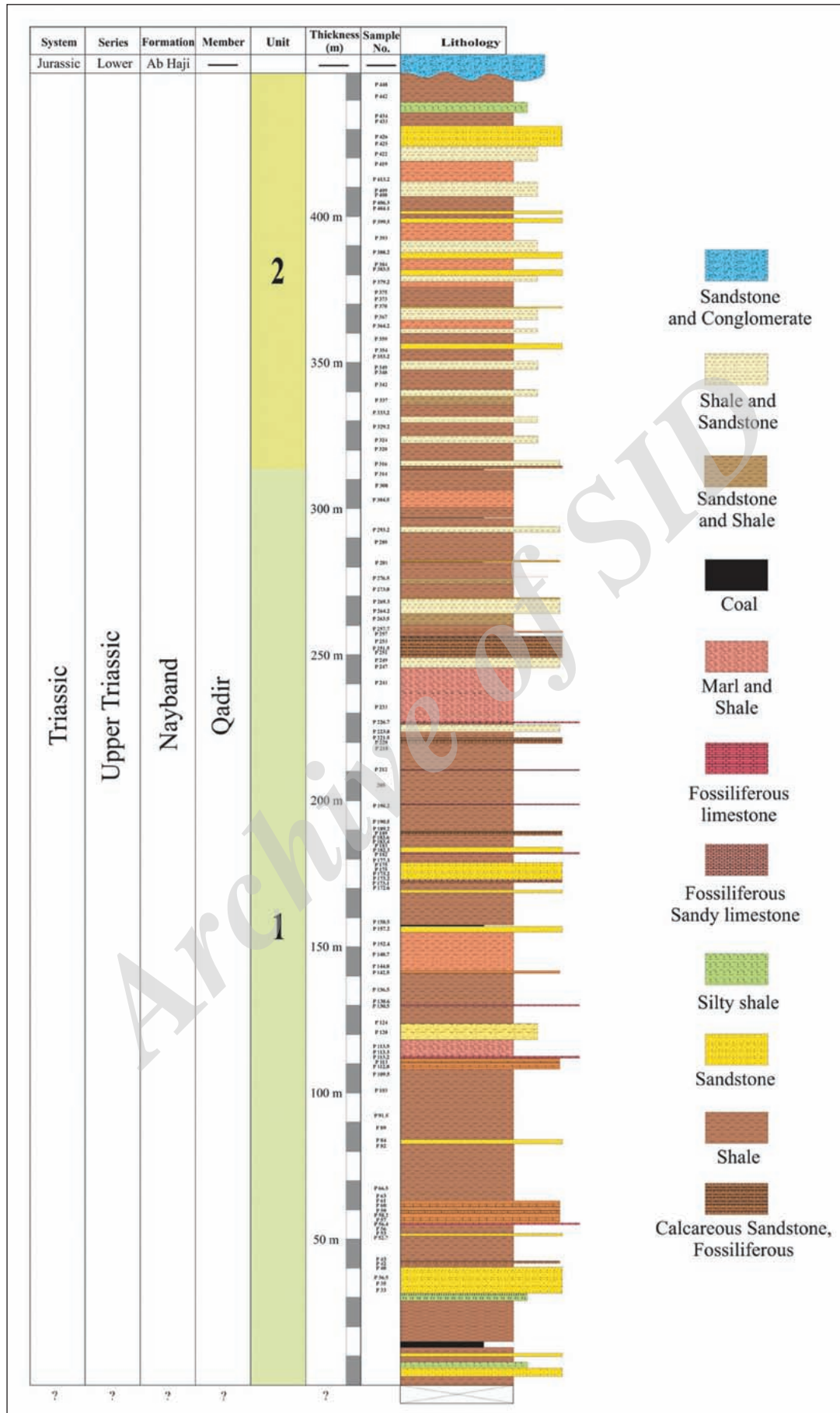
۳- چینه‌سنگی

رخمون این بخش از سازند نایبند در یال جنوبی تاقدیس مرکزی معدن زغالسنگ پروده (در بین زمین‌شناسان محلی مشهور به تاقدیس ساندویچ) به ضخامت ۴۵۰ متر اندازه‌گیری و مطالعه شده و سنگ‌شناسی آن عمدتاً از رسوبات شیلی و ماسه‌سنگی با میان‌لایه‌هایی از سنگ آهک پرفسیل و لایه‌های زغالسنگی است (شکل ۲). مرز زیرین آن در این برش رخمون ندارد و مرز بالایی آن به صورت ناپوستگی فرسایشی با رسوبات دانه‌درشت سازند آبجاجی (ماسه‌سنگ‌های سفید رنگ و کنگلومرای قرمز قهوه‌ای) به سن ژوراسیک تحتانی است. با توجه به ویژگی‌های سنگ‌شناسی، بخش قدیر به دو واحد زیرین و بالایی قابل تقسیم است. واحد زیرین بخش قدیر شامل تناوبی از رسوبات شیلی و ماسه‌سنگی همراه با لایه‌های از سنگ آهک‌های پرفسیل (براکیوپود، دوکفه‌ای، مرجان و ...) و زغالسنگ است. واحد دو نیز از

تناوب‌های شیلی و ماسه‌سنگی تشکیل شده و تفاوت بارز آن با واحد زیرین، عدم وجود لایه‌های آهکی فسیل‌دار و زغالسنگ است. کنتاکت بخش زیرین با واحد بالایی منطبق بر آخرین لایه زغالسنگی است که در رأس واحد زیرین قرار دارد. سنگ‌شناسی کلی بخش قدیر با توجه به ستون چینه‌سنگی برش مورد مطالعه شامل مجموعه‌ای از رسوبات سیلیسی-آواری و کربناته است (شکل‌های ۳ و ۴).

۴- روش مطالعه

به منظور تجزیه و تحلیل رخساره‌های رسوبی بخش قدیر سعی شده است تا در پیمایش‌های صحرائی از ساختمان‌های رسوبی، ویژگی‌های هندسی و سنگ‌شناختی و نیز تغییرات جانبی و عمودی نهشته‌های رسوبی برداشت کاملی صورت گیرد. به



شکل ۳- ستون چینه‌سنگی بخش قدیر از سازند نایبند.



شکل ۴- چشم‌اندازی از واحدهای زیرین (Unit 1) و بالایی (Unit 2) بخش قدیر از سازند نایبند که توسط ناپوستگی فرسایشی در زیر رسوبات سازند آبهاجی به سن ژوراسیک پیشین قرار گرفته است (دید به سمت خاور).

جریان تشکیل می‌شوند (Longhitano et al., 2012). همچنین ریبیل مارک‌های با خط‌الرأس مستقیم نیز از شاخصه‌های عملکرد جریان جزرومدی به شمار می‌روند که همراه با ریبیل مارک‌های دوشاخه‌ای، نشان‌دهنده عملکرد فرایندهای دریایی و رودخانه‌ای (جزرومد و موج) هستند (Dalrymple et al., 1992).

۵- رخساره ماسه‌سنگی با چینه بندی افقی (Sh): از فراوان‌ترین رخساره‌های سنگی بخش قدیر است و مهم‌ترین ویژگی آنها وجود لایه‌بندی و لامیناسیون‌های به صورت افقی است. این رخساره به صورت لایه‌بندی نازک و لامیناسیون‌های بسیار ظریفی هستند که مجموعه چینه‌هایی را به ضخامت چند سانتی‌متر تا حداکثر دو متر تشکیل می‌دهند (شکل ۵- D) و در سطوح لایه‌ای این رخساره، آثار زیادی از خرده‌های گیاهی قابل مشاهده است. اندازه دانه‌ها از ماسه خیلی ریز تا متوسط در تغییر است و از نظر بافتی گردشگری و جورشدگی نسبتاً خوب دارند و از نظر بلوغ بافتی در مرحله ساب‌مچور تا مچور هستند و پتروفاسیس آنها به صورت لیت‌آرنایت تا ساب‌لیت‌آرنایت است. این رخساره سنگی می‌تواند تحت رژیم‌های جریانی بالا و پایین تشکیل شده باشد (Lee and Chough, 2006) و به صورت جانبی به رخساره‌های سنگی Sr و Sp تبدیل می‌شود.

۵- رخساره ماسه‌سنگی با طبقه‌بندی مورب مسطح و درهم (Sp): از غالب‌ترین رخساره‌های سنگی شناسایی شده لیتوفاسیس همراه با طبقه‌بندی مورب مسطح و درهم (شکل‌های ۶- A و B) و با رخساره‌های سنگی Sr، Sh، Sp در ارتباط است. این رخساره سنگی نشان‌دهنده ته‌نشست در محیط‌های آبی با جریان یک جهتی و دوجتهی است (Tucker, 2001; Longhitano et al., 2012; Davis, 2012). ذرات این رخساره از دانه‌ریز تا دانه‌درشت در تغییر است و عمدتاً تحت شرایط رژیم‌های جریان پایین تشکیل و توسط مگاریپل‌ها و ریبیل‌های دو بعدی (۲- D) توصیف شده‌اند (Harms et al., 1982; Therrien, 2006). طبقه‌بندی‌های مورب بخش قدیر زاویه بین ۵ تا ۱۵ درجه را نشان می‌دهند و اندازه ذرات آنها در حد ماسه ریز تا متوسط است که از دیدگاه بلوغ بافتی گردشگری و جورشدگی نسبتاً خوبی دارند و به صورت ساب‌مچور تا مچور هستند. پتروفاسیس این رخساره سنگی از لیت‌آرنایت تا ساب‌لیت‌آرنایت در تغییر است. حضور طبقه‌بندی‌های مورب درهم (Herringbone) در این لیتوفاسیس نشان‌دهنده ته‌نشست در محیط با جریان نوسانی، به‌ویژه پهنه جزرومدی است (Strand, 2005).

۵- رخساره ماسه‌سنگی با طبقه بندی مورب عدسی (St): این رخساره سنگی نسبت به دیگر رخساره‌ها از فراوانی بسیار کمی برخوردار است (شکل ۶- C) و تنها به صورت محدودی در لایه‌های ابتدای واحد یک قابل مشاهده است. طبقات مورب عدسی

منظور شناسایی رخساره‌های سنگی از کدهای رخساره‌ای به روش (Miall, 2000)، به منظور نام‌گذاری و شناسایی پتروفاسیس‌ها از طبقه‌بندی Folk (1980)، برای نام‌گذاری و شناسایی رخساره‌های آهکی از طبقه‌بندی Dunham (1962)، نام‌گذاری و شناسایی میکروفاسیس‌های استاندارد از Flugel (2010) و جهت نام‌گذاری سنگ‌های آهکی در صحرا از طبقه‌بندی Grabau (1904) استفاده شده است. همچنین در این پژوهش ۸۶ مقطع نازک میکروسکوپی شامل ۷۶ عدد ماسه‌سنگ و ۱۰ عدد سنگ‌آهک مطالعه شد که مقاطع ماسه‌سنگی از نظر بلوغ بافتی به صورت نیمه‌بالغ تا بالغ هستند و پتروفاسیس‌های لیت‌آرنایت تا ساب‌لیت‌آرنایت را در بر می‌گیرند (شکل‌های ۵- A و B).

۵- رخساره‌ها

بر اساس مطالعات و شواهد صحرایی و تحلیل رخساره‌های سنگی، بخش قدیر از ۲ رخساره سنگی آواری و کربناته تشکیل شده است. رخساره‌های آواری شامل ۴ رخساره ماسه‌سنگی (دانه متوسط) از جمله St، Sr، Sh، Sp، سه رخساره سنگی دانه‌ریز شامل Fm، (Sr)Fl / (Fl)Sr و Fl (C) و یک رخساره زغالی (C) و رخساره‌های کربناته بر اساس طبقه‌بندی Grabau (1904) در اندازه دانه‌درشت (کلسی‌رودایت) و دانه متوسط (کالک‌آرنایت) شناسایی شدند. مقاطع ماسه‌سنگی نیز از نظر بلوغ بافتی به صورت نیمه‌بالغ تا بالغ و پتروفاسیس‌های لیت‌آرنایت تا ساب‌لیت‌آرنایت را در بر می‌گیرند (شکل‌های ۵- A و B).

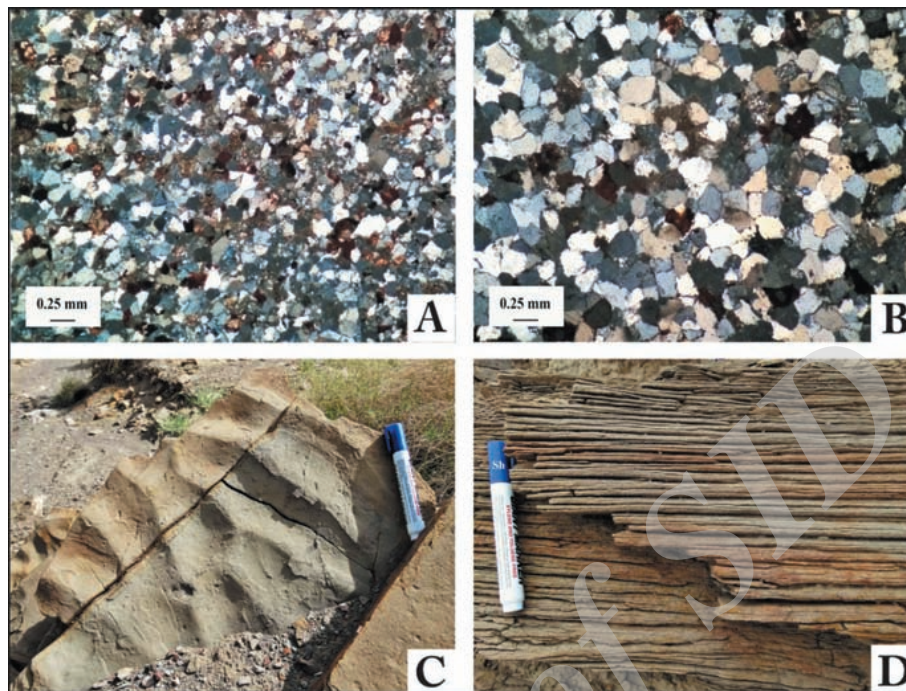
۵-۱. مجموعه رخساره‌های ماسه‌سنگی (Sandstone facies association)

رخساره‌های سنگی دانه‌متوسط از فراوانی نسبتاً بالایی برخوردار هستند و ۴ نوع رخساره ماسه‌سنگی (St و Sr، Sh، Sp) شناسایی شده است. این رخساره‌ها بر اساس ساختمان‌های رسوبی دسته‌بندی شده‌اند و از لحاظ خصوصیات بافتی و سنگ‌نگاری شباهت‌های نسبتاً یکپوختی نشان می‌دهند.

۵-۱-۱. رخساره ماسه‌سنگی ریبیلی (Sr): رخساره ماسه‌سنگی ریبیلی از رخساره‌های شناسایی شده و شاخص در بخش قدیر است و فراوانی نسبتاً زیادی نشان می‌دهد. اندازه دانه‌های ماسه‌سنگ‌ها عمدتاً از دانه‌ریز تا دانه‌متوسط در تغییر است و دانه‌های ماسه‌سنگ گردشگری و جورشدگی متوسط تا خوبی نشان می‌دهند و به صورت نیمه‌بالغ بوده و از پتروفاسیس ساب‌لیت‌آرنایت تشکیل شده است. مشخصه اصلی این رخساره سنگی حضور اشکال مختلفی از ریبیل مارک‌های متقارن و نامتقارن با خط‌الرأس‌های مستقیم، سینوسی و شاخه‌ای است (شکل ۵- C). این نوع از ریبیل مارک‌ها به عنوان شاخصه‌ای از محیط‌های ساحلی شناخته می‌شوند و تحت شرایط مختلفی از رژیم

نشان می‌دهد و همچنین از نظر بلوغ ترکیبی نسبتاً بالغ و در ارتباط با لیتوفاسیس‌های Sh و Sr است.

در اندازه حداکثر تا ۱۵ سانتی مشاهده می‌شوند و ذرات آنها دانه‌ریز تا دانه متوسط هستند. از نظر بافتی این رخساره جورشدگی و گردشدگی متوسط تا نسبتاً خوبی



شکل ۵- پتروفاسیس‌های بخش قدیر: (A) پتروفاسیس لیت‌آرنایت؛ (B) پتروفاسیس ساب‌لیت‌آرنایت؛ تصاویر صحرایی از رخساره‌های سنگی شناسایی شده: (C) رخساره سنگی ریپلی (Sr) از نوع متقارن؛ (D) رخساره سنگی همراه با چین‌بندی افقی (Sh).

(شکل ۶- F). زغالسنگ‌ها (رخساره‌های زغالی) به‌طور عمومی به عنوان بخشی جدایی‌ناپذیر از توالی دشت سیلابی در محیط‌های دلتایی و رودخانه‌ای تفسیر شده است (Miall, 2006).

۵-۳. مجموعه رخساره سنگی دانه‌ریز با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی (Fine grained facies association with intercalations of sandstone)

بر اساس مطالعات و شواهد صحرایی دو رخساره سنگی مختلف شامل FI(Sr) / Sr(FI) در این مجموعه قرار می‌گیرند. این رخساره به‌طور پراکنده در قسمت‌های مختلف واحد یک از بخش قدیر مورد شناسایی قرار گرفته است (شکل ۶- G). در واقع این مجموعه‌های رخساره‌ای در اثر تغییرات سطح انرژی درون سیستم‌های رسوبی تشکیل می‌شوند (Zand-Moghadam et al., 2014). بنابراین، ماسه‌سنگ‌های بین لایه‌ای (در زمان انرژی بالا) و رخساره سنگی گلی (در زمان انرژی پایین) تشکیل خواهند شد. بدین صورت که در زمان‌های کوتاه‌مدت و شرایط کم‌انرژی رسوبات دانه‌ریز (لیتوفاسیس FI) بر روی ریپل‌ها راسب شده‌اند و بالعکس در زمان‌های طولانی‌تر و افزایش انرژی جریان، رسوبات دانه‌درشت ماسه‌ای در بالای رسوبات دانه‌ریز گلی ته‌نشست خواهند شد (Longhitano et al., 2012)؛ زنده مقدم و همکاران، ۱۳۸۸) و این لیتوفاسیس‌ها را تشکیل خواهند داد.

۵-۴. رخساره‌های سنگی کربناته

این رخساره‌های سنگی در صحرا به‌صورت لایه‌های از چندین سانتی‌متر تا کمتر از ۱ متر ضخامت در تغییر هستند و شامل سنگ‌آهک‌های پرفسیل (حاوی دوکفه‌ای، براکیپود، مرجان، گاستروپود، اکتینودرم و ...) و سنگ‌آهک‌های پرفسیل ماسه‌ای به رنگ قرمز قهوه‌ای هستند (شکل ۶- H). این لایه‌های آهکی به‌صورت جانبی از ضخامت آنها کاسته و حذف می‌شوند.

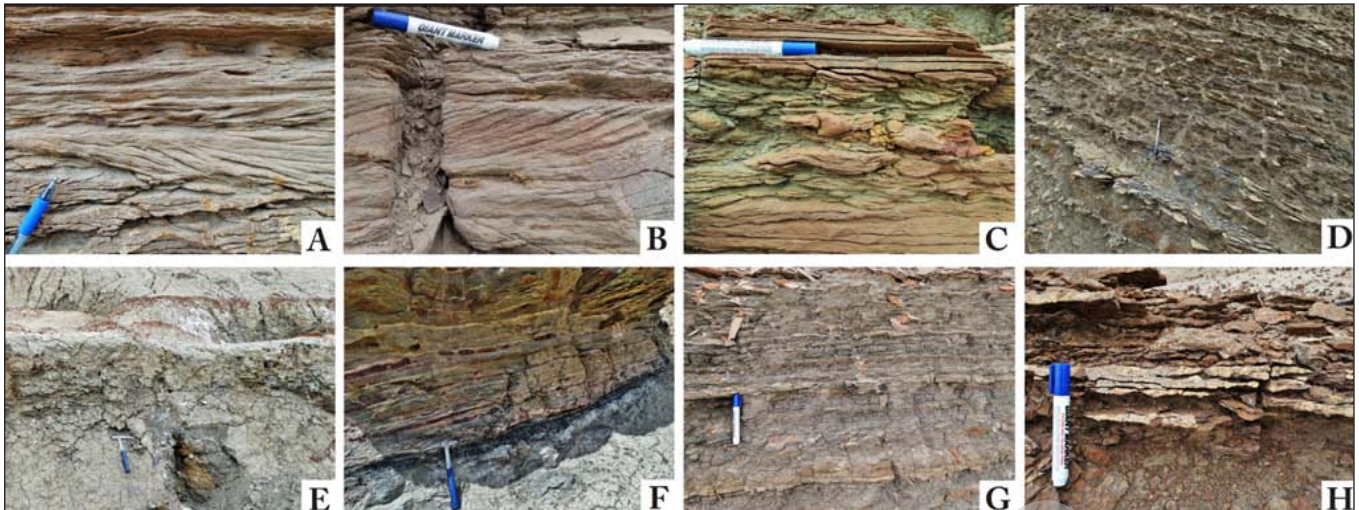
۵-۲. مجموعه رخساره‌های سنگی دانه‌ریز (Fine grained facies association)

رخساره‌های سنگی دانه ریز غالباً در قسمت‌های تحتانی و میانی بخش قدیر وجود دارند و تقریباً بیش از ۵۰ درصد توالی مورد مطالعه را در بر می‌گیرند. سه رخساره سنگی دانه‌ریز سیلتی و گلی دارای لامیناسیون (FI)، بدون لامیناسیون (Fm) و زغالی (C) در توالی مورد مطالعه شناسایی شدند.

— **رخساره گلی دارای لایه‌بندی (FI)**: این رخساره سنگی از ذرات دانه‌ریز گلی در اندازه سیلت و رس تشکیل شده است و بیشتر در شرایط پایین جریان آب و در نتیجه جریان‌های تعلیقی به وجود آمده‌اند (Higgs et al., 2012). این رخساره در قسمت‌هایی از توالی بخش قدیر در اندازه ماسه بسیار ریز دانه تا سیلت قابل مشاهده است (شکل ۶- D). وجود لامینه‌های بسیار ظریف و موازی از شاخصه‌های مهم این رخساره سنگی به حساب می‌آید که غالباً دارای رنگ سبز تیره متمایل به سیاه هستند و در مواردی ساختمان‌های پیچیده (Convolute bedding) در آنها به خوبی قابل مشاهده است. رنگ سبز آنها نشان‌دهنده تشکیل در شرایط احیایی است (Davis, 2012).

— **رخساره گلی بدون لایه‌بندی (Fm)**: این رخساره دارای رنگ سبز تیره متمایل به سیاه و بدون هیچ گونه لایه‌بندی است، که ضخامت آن در بخش قدیر به بیش از ۱۵ متر می‌رسد و همراه با لیتوفاسیس‌های FI و C دیده می‌شود (شکل ۶- E). همراه بودن این رخساره با دیگر رخساره‌های سنگی دانه‌ریز و زغالی، حاکی از رسوب‌گذاری سریع ذرات معلق در آب و در یک محیط کم‌انرژی همانند دشت‌های سیلابی محیط‌های دلتایی و رودخانه‌ای تحت تأثیر جریان‌های کشتی ضعیف است (Miall, 2006).

— **رخساره زغالی (C)**: این رخساره در صحرا به‌صورت لایه زغالی از چند سانتی‌متر تا نزدیک به ۲ متر در تغییر است و همراه با رخساره FI و Fm مشاهده می‌شود و از مواد آلی بسیار بالایی برخوردار بوده و رنگ آن در صحرا به‌صورت سیاه است



شکل ۶- تصاویر صحرایی از رخساره‌های سنگی شناسایی شده. A) رخساره سنگی چینه‌بندی مورب (Sp) درهم همراه با رخساره‌های سنگی چینه‌بندی ریبلی و افقی؛ B) رخساره سنگی چینه‌بندی مورب مسطح (Sp) همراه با چینه‌بندی افقی؛ C) رخساره سنگی چینه‌بندی عدسی (St) همراه با چینه‌بندی افقی؛ D) رخساره سنگی گلی دارای لایه‌بندی (Fl)؛ E) رخساره سنگی گلی بدون لایه‌بندی (Fm) و دارای مواد آلی؛ F) رخساره سنگی زغالی که در بالای رخساره گلی بدون لامیناسیون و در زیر رخساره گلی دارای لامیناسیون راسب شده است؛ G) رخساره سنگی دانه‌ریز همراه با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی؛ H) سنگ آهک‌های نازک‌لایه و پر فسیل تشکیل دهنده رخساره‌های سنگی کربناته.

۶- محیط رسوبی

هستند، حاکی از شرایط تشکیل آنها در محیط‌های پهنه جزرومدی تا ساحلی است (Zand-Moghaddam et al., 2014). از طرفی حضور اثر فسیل Scolicia و Arenicolites نشان‌دهنده تشکیل آنها در پهنه جزرومدی بوده (شکل ۷- C)، به طوری که شناسایی اثر فسیلی Arenicolites به شدت در ارتباط با رسوبات پهنه جزرومدی است (Gingras et al., 2011).

۶-۲. دشت دلتایی (Delta plain)

توصیف: رخساره‌های دشت دلتایی عمدتاً از رسوبات دانه‌ریز سیلتی و شیلی به همراه رخساره آلی (زغالی) تشکیل شده است. لایه‌بندی در این رخساره به صورت لامیناسیون بسیار نازک افقی و گاهی اوقات توده‌ای نیز قابل مشاهده بوده و دارای میان‌لایه‌های نازک ماسه‌سنگی و سیلتستونی است. ضخامت رخساره‌های دشت دلتایی از ۵ تا بیش از ۲۰ متر در تغییر بوده و مهم‌ترین ویژگی آن وجود آثار گیاهی بسیار زیادی همراه با رخساره زغالی است.

تفسیر: وجود لایه‌های زغالی همراه با رسوبات دانه‌ریز گلی را می‌توان به عنوان رسوبات تشکیل شده درون کانال‌های بین شاخه‌ای (interdistributaries) و باتلاق‌های دشت دلتایی- ساحلی توصیف کرد که این رسوبات دانه‌ریز در یک محیط کم انرژی حاصل از جریان‌ات تعلیقی ته‌نشست شده‌اند (Fielding and Frank, 2015; Higgs et al., 2012) (برای نمونه دشت‌های دلتایی از رودخانه‌های می‌سی‌سی‌پی و راین- میوس (Kosters, 1989; Bos, 2010)). وجود بقایای گیاهی و همچنین مواد آواری دانه‌ریز در این رخساره حاکی از تشکیل در محیط‌های باتلاقی با پوشش گیاهی بسیار فراوان است که مواد آواری نیز به درون آن وارد شده‌اند.

۶-۳. بخش بالایی جلودلتا (Proximal delta front)

توصیف: این رخساره از چندین سیکل شیلی- سیلتی و ماسه‌سنگی به سمت بالا درشت‌شونده تشکیل شده است. ماسه‌سنگ‌ها در این بخش عمدتاً دارای ساختمان‌های رسوبی طبقه مورب مسطح و طبقه مورب در هم کم زاویه، ریپل مارک متقارن و نامتقارن همراه با خرده‌های گیاهی نسبتاً فراوانی هستند (شکل ۷- D). همچنین طبقات مورب عدسی کوچک‌مقیاس نیز به صورت بسیار محدود وجود دارند. ضخامت لایه ماسه‌ای تا حداکثر ۰/۵ متر است و به صورت لامیناسیون و لایه‌های مورب و ریپلی نازک به صورت میان‌لایه‌هایی درون شیل و شیل سیلتی قابل

رخساره‌های سنگی توسط فرایندهای رسوبی کنترل می‌شوند که در مناطق رسوبی خاصی از محیط رسوب‌گذاری عمل می‌کنند و تغییر در رژیم‌های جریانی منجر به تغییر محیط رسوبی و تشکیل رخساره‌های سنگی بر اساس شرایط حاکم بر حوضه رسوبی می‌شود. از این رو شناخت رخساره‌های سنگی به تفسیر همزمان با رسوب‌گذاری کمک شایانی می‌کند (Kumar et al., 2007; Catuneanu, 2003). تجزیه و تحلیل رخساره‌های شناسایی شده در بخش قدیر منجر به شناسایی سه مجموعه رخساره‌ای ساحلی، دلتایی و دریایی شد که رخساره‌های ساحلی شامل دشت ساحلی (Coastal Plain)، رخساره‌های دلتایی شامل دشت دلتایی (Delta plain)، جلودلتا (Delta front) و قسمت انتهایی دلتا (Prodelta) و رخساره‌های دریایی شامل محیط دریایی باز هستند که به ترتیب در ادامه مورد بحث قرار خواهند گرفت.

۶-۱. دشت ساحلی (Coastal plain)

توصیف: این رخساره به صورت دانه متوسط تا کمی دانه درشت همراه با توده‌های ماسه‌سنگی نازک تا متوسط لایه و ضخامت ۴ تا ۹ متر تشکیل شده است و به سمت بالا کمی حالت ریزشوندگی در دانه‌های ماسه‌ای نشان می‌دهند. ساختمان‌های رسوبی این بخش عمدتاً شامل ریپل مارک‌های متقارن، طبقه‌بندی مورب در هم، چینه‌بندی و لامیناسیون افقی همراه با کمی از قطعات گیاهی و دوکفه‌ای موجود در سطح لایه‌بندی است. این رخساره در صحرا به صورت ماسه‌سنگ‌های سفید تا خاکستری روشن تا کمی متمایل به سبز روشن همراه با آثار فسیلی Arenicolites و Scolicia قابل مشاهده است و از بازرترین ویژگی‌های آن وجود کانال جزرومدی با عمق ۰/۴ متر و پهنای ۱/۲ متر با قاعده فرسایشی است.

تفسیر: فابریک دانه متوسط تا کمی دانه درشت این رسوبات همراه با گردشدگی و جورشدگی متوسط تا خوب همراه با ساخت‌های رسوبی ریپل مارک‌های متقارن (لیتوفاسیس St)، طبقه‌بندی مورب در هم (لیتوفاسیس Sp) همراه با کمی از قطعات گیاهی و دوکفه‌ای موجود در سطح لایه‌بندی و وجود کانال جزرومدی، نشان‌دهنده تشکیل این رخساره‌ها در بخش‌های کم عمق دریاها و حاشیه‌ای و محیط‌های کم عمق است (شکل‌های ۷- A و B). در واقع حضور ساختمان‌هایی همانند ریپل‌های تداخلی و موجی متقارن که نشان‌دهنده جریان‌های رفت و برگشتی

مشاهده هستند. اثر فسیلی Planolites همراه با آشفستگی زیستی در این مجموعه با فراوانی کم شناسایی شد (شکل ۷- E).

تفسیر: قرارگیری این رخساره در زیررخساره‌های دشت دلتایی و همچنین وجود فسیل‌های گیاهی و جورشدگی و گردشدگی نسبتاً خوب رسوبات حاکی از تشکیل این رخساره در منطقه جلودلتاست (Carlos and Ronland, 2008). حضور ریپل مارک‌های متقارن و نامتقارن با خط‌الرأس مستقیم و همراه با طبقه‌بندی مورب در هم کم‌زاویه از شاخصه‌های عملکرد جریان‌ات جزرومدی به حساب می‌آیند. همچنین گسترش محدود طبقه‌بندی‌های تراف کوچک‌مقیاس نیز حاکی از تحت تأثیر قرار گرفتن رسوبات توسط امواج و نوسانات محیطی هستند (Walker and Plint, 1992).

همچنین حضور اثر فسیلی Planolites نیز به همراه Skolithos و Thalassinoides می‌تواند از شواهد بخش انتهایی دلتا محسوب شود (بایت گل، ۱۳۹۵).

۴-۶. بخش انتهایی جلودلتا (Distal delta front)

توصیف: این بخش به‌طور عمده از رسوبات دانه‌ریز شیلی و سیلتی به رنگ خاکستری تیره متمایل به سیاه تشکیل شده و دارای میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی تا ماسه‌سنگ آهکی متوسط تا نازک‌لایه همراه با چینه‌بندی افقی و طبقات پیچیده و درهم

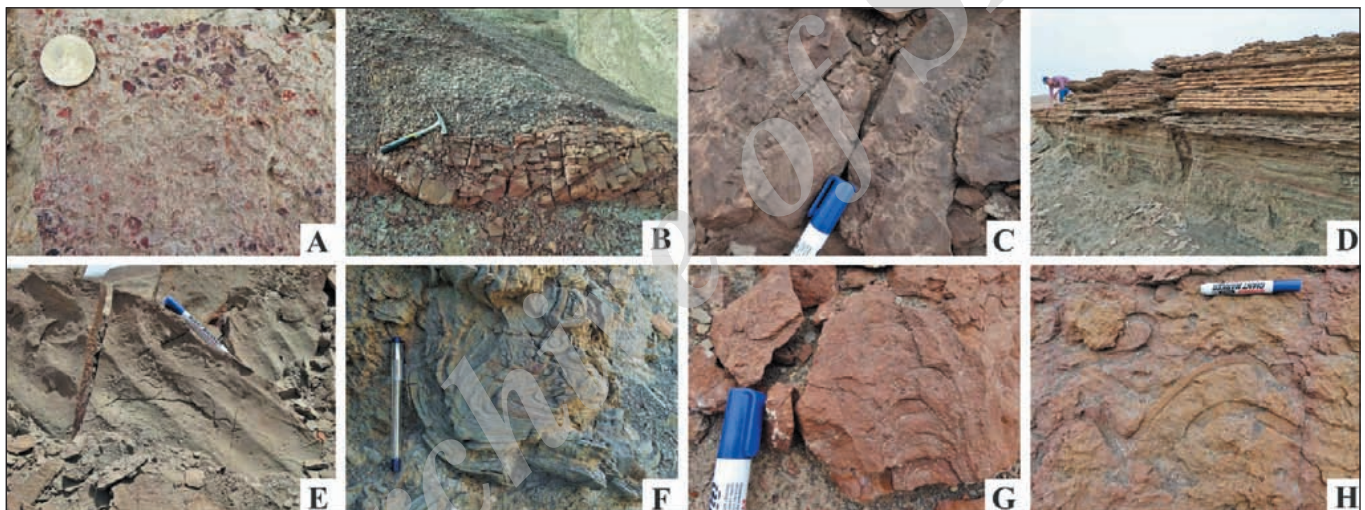
مشاهده هستند. اثر فسیلی Planolites همراه با آشفستگی زیستی در این مجموعه با فراوانی کم شناسایی شد (شکل ۷- E).

تفسیر: قرارگیری این رخساره در زیررخساره‌های دشت دلتایی و همچنین وجود فسیل‌های گیاهی و جورشدگی و گردشدگی نسبتاً خوب رسوبات حاکی از تشکیل این رخساره در منطقه جلودلتاست (Carlos and Ronland, 2008). حضور ریپل مارک‌های متقارن و نامتقارن با خط‌الرأس مستقیم و همراه با طبقه‌بندی مورب در هم کم‌زاویه از شاخصه‌های عملکرد جریان‌ات جزرومدی به حساب می‌آیند. همچنین گسترش محدود طبقه‌بندی‌های تراف کوچک‌مقیاس نیز حاکی از تحت تأثیر قرار گرفتن رسوبات توسط امواج و نوسانات محیطی هستند (Walker and Plint, 1992).

همچنین حضور اثر فسیلی Planolites نیز به همراه Skolithos و Thalassinoides می‌تواند از شواهد بخش انتهایی دلتا محسوب شود (بایت گل، ۱۳۹۵).

۴-۶. بخش انتهایی جلودلتا (Distal delta front)

توصیف: این بخش به‌طور عمده از رسوبات دانه‌ریز شیلی و سیلتی به رنگ خاکستری تیره متمایل به سیاه تشکیل شده و دارای میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی تا ماسه‌سنگ آهکی متوسط تا نازک‌لایه همراه با چینه‌بندی افقی و طبقات پیچیده و درهم



شکل ۷- A) قطعات فسیل دو کفه‌ای آغشته به اکسید آهن در سطوح ماسه سنگی دشت ساحلی؛ B) کانال جزرومدی در بخش دشت ساحلی؛ C) اثر فسیلی Arenicolites؛ D) سیکل شیلی - سیلتی و ماسه‌سنگی به سمت بالا درشت‌شونده در بخش بالایی جلو دلتا همراه با طبقه مورب مسطح و طبقه مورب در هم، ریپل مارک متقارن و نامتقارن همراه با خرده‌های گیاهی؛ E) اثر فسیلی Planolites همراه با ریپل مارک متقارن در بخش بالایی جلو دلتا؛ F) طبقات پیچیده درهم (Convolute bedding) در میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی نازک‌لایه از بخش انتهایی جلو دلتا، G و H) آثار فسیلی بخش انتهایی جلو دلتا (G: Rhizocorallium Jenese، H: Rhizocorallium irregular).

آنها با رخساره‌های دریایی می‌تواند گویای رسوب‌گذاری سریع ذرات معلق در بخش انتهایی دلتا باشد (Einsele, 2000).

۶-۶. دریای باز

رسوبات دریایی بخش قدیر تنها در واحد زیرین آن شناسایی شدند که شامل رخساره گرینستون بایوکستی است و همراه با رسوبات دانه‌ریز بخش انتهایی دلتا مشاهده می‌شود. این رخساره بین ۵۰ تا ۷۰ درصد از قطعات اسکلتی دو کفه‌ای و برآکیوپود با اندازه ذرات بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر تشکیل شده و دیگر خرده‌های اسکلتی (مرجان، اکتیودرم، گاستروپود و...) کمتر از ۱۰ درصد آن را در بر می‌گیرند (شکل ۸- C). ارتوکم این رخساره شامل سیمان اسپاری بوده و با توجه به فراوانی زمینه اسپاری، این رخساره در بالای سطح اثر امواج و در محیطی با انرژی بالا نهشته شده و متعلق به کمربند رخساره‌ای شماره ۷ و SMF ۱۱ فلوگل است. حضور رخساره‌های

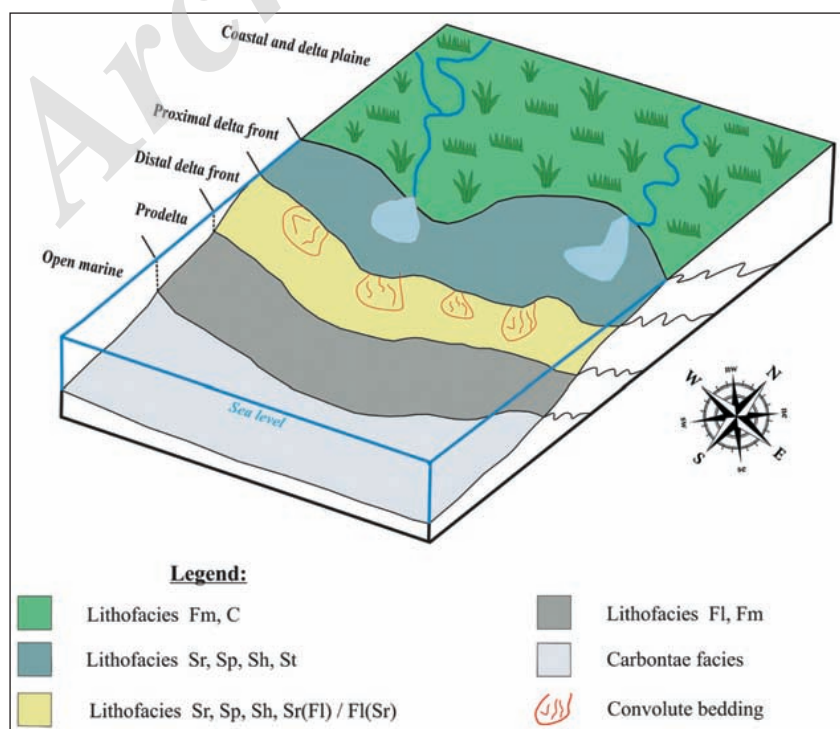
۵-۶. بخش انتهایی دلتا (Prodelta)

توصیف: رسوبات دانه‌ریز شیلی سیلتی و مارنی به سمت بالا ریزشونده تشکیل‌دهنده رخساره بخش انتهایی دلتا در این برش هستند و به‌صورت پراکنده و کم‌دارای لامیناسیون‌های مسطح هستند که در واحد زیرین بخش قدیر شناسایی می‌شوند. این رسوبات به‌صورت بسیار ناچیز حاوی میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و سیلتستون‌های نازک‌لایه بوده که گاهی اوقات در آنها طبقات مورب ریپلی متقارن و کم‌زاویه قابل شناسایی است (شکل ۸- B).

تفسیر: وجود فابریک لامینه‌ای، نبود نشانه‌های فسیلی و غالب بودن رسوبات گلی، نشان‌دهنده محیطی فاقد اکسیژن با شرایط Anoxid همراه با شرایط پایین انرژی در قسمت‌های عمیق تر بخش انتهایی دلتا تا دریای باز است (Cotter and Driese, 1998; Tovaglieri and George, 2014). همچنین حجم بسیار زیاد رسوبات شیلی و همراهی

و به صورت نیمه گرد شده هستند. علاوه بر ذرات اسکلتی و غیر اسکلتی موجود در این رخساره، ذرات آواری (همانند کوارتز غالباً مونوکریستالین و دارای خاموشی مستقیم، خرده‌سنگهای رسوبی و پلاژیوکلاز) نیز وجود دارند و فراوانی تا ۲۰ درصد را نشان می‌دهند. ورود ذرات آواری به محیط سبب شده است تا ماهیت رخساره گریستون بایوکستی در برخی مقاطع مورد مطالعه به رخساره گریستون بایوکستی ماسه‌ای تغییر کند. این رخساره پوشاننده رسوبات بخش انتهایی دلتا (Prodelta) است.

گریستونی همراه با گل بسیار ناچیز و وجود ذرات آواری نیمه‌زاویه‌دار (Coffey and Read, 2004) نشان‌دهنده تشکیل در محیط‌های پر انرژی است و رخساره‌هایی که ذرات اسکلتی دانه‌درشت‌تری دارند، بخش‌های کم عمق‌تر دریای باز را نشان می‌دهند (Flugel, 2010; Read, 1985) و رخساره‌های مشابه با این رخساره در حوضه رسوبی بودوا در جنوب مونتگرو نیز گزارش شده است (Cadjenic et al., 2008). علاوه بر این می‌توان از ذرات غیر اسکلتی به اینترکست‌ها اشاره کرد که کمتر از دو درصد فراوانی را به خود اختصاص داده‌اند

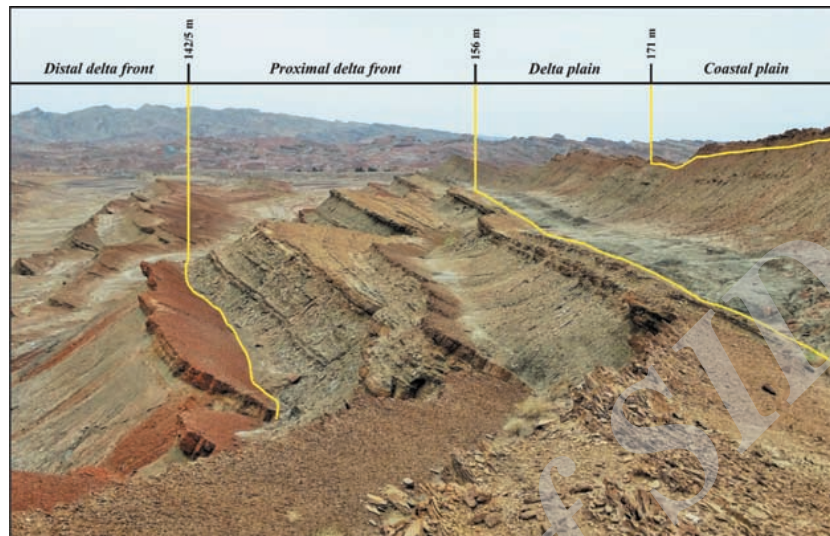


شکل ۹- مدل رسوبی پیشنهادی برای بخش قدیر از سازند نایبند (بدون مقیاس).

۷- محیط رسوبی بخش قدیر

جلودلتا، بخش انتهایی جلودلتا، بخش انتهایی دلتا و دریایی باز مورد شناسایی قرار گرفت (شکل‌های ۹ و ۱۰). از میان محیط‌های رسوبی یاد شده، به ترتیب بخش انتهایی جلودلتا، بخش بالایی جلودلتا، دشت دلتایی، دشت ساحلی، بخش انتهایی دلتا و دریایی باز بیشترین گستردگی و ضخامت را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهند.

مدل رسوبی بلوک دیاگرامی از محیط ته‌نشست یک سازند و رخساره‌های آن است که برای مقطع زمانی معین و بدون در نظر گرفتن تغییرات نسبی سطح دریا پیشنهاد می‌شود (لاسمی، ۱۳۷۹). بر اساس رخساره‌های شناسایی شده، اختصاصات بافتی و ساختی، قانون والتر و تغییرات عمودی رخساره‌ها، مدل رسوبی بخش قدیر از سازند نایبند ترسیم شد و محیط‌های دشت ساحلی، دشت دلتایی، بخش بالایی



شکل ۱۰- توالی به سمت بالا کم عمق شونده از محیط دلتایی در واحد زیرین (Unit 1) بخش قدیر، دید به سمت خاور.

۸- نتیجه‌گیری

کربناته، همگی بیانگر رسوب‌گذاری نهشته‌های بخش قدیر در دلتای تحت نفوذ جزرومد و دریایی باز است.

سیاسگزاری

در اینجا لازم است تا از شرکت زغالسنگ پروده طبس به سبب مهیا کردن شرایط مطالعات صحرایی در طی چندین مرحله، از گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد به سبب فراهم کردن امکانات (طرح پژوهشی شماره ۳/۳۸۴۱۲)، از جناب آقای دکتر محمد علی صالحی به منظور معرفی بخش قدیر و از کمک‌های جناب آقای دکتر نارام بایت گل به جهت شناسایی آثار فسیلی سیاسگزاری شود. همچنین از آقایان ابوالفضل قنبری و سعید گرانیان برای کمک‌هایشان در عملیات صحرایی و نمونه‌برداری صمیمانه قدردانی می‌شود.

رسوبات بخش قدیر از سازند نایبند به ضخامت ۴۵۰ متر در برش معدن زغالسنگ پروده واقع در جنوب باختر طبس، به دو واحد زیرین و بالایی تقسیم شده‌اند. این برش به صورت غالب از رسوبات شیلی و ماسه‌سنگی تشکیل شده است و لایه‌های زغالی و آهکی به صورت بسیار کمتر وجود دارد و تنها در واحد زیرین شناسایی شدند. آنالیز رخساره‌ای و صحرایی در برش مورد مطالعه منجر به شناسایی ۴ رخساره دانه‌متوسط از جمله St و Sr ، Sh ، Sp و سه رخساره سنگی دانه‌ریز Fm و Fl شدند. $Sr(FI)/(FI)Sr$ و یک رخساره زغالی (C) شد و رخساره‌های کربناته در اندازه کلسی‌رودایت و کالک‌آرنایت هستند. حضور سیکل‌های به طرف بالا درشت‌شونده و ساختمان‌های رسوبی از قبیل طبقه‌بندی مورب درهم، انواع ریل‌های موجی و جریانی، طبقه‌بندی عدسی و آثار فسیلی به همراه رخنمون‌های زغالی و رخساره‌های

کتابنگاری

- آقاباتی، س.ع.، ۱۳۸۵- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- آقاباتی، س.ع.، ۱۳۸۸- فرهنگ چینه‌شناسی، جلد سوم (تریاس)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۲۷ ص.
- بایت گل، ع.، ۱۳۹۵- رسوب‌شناسی و اثرشناسی نهشته‌های دریایی باز تحت تأثیر امواج و دلتای رودخانه‌ای سازند نایبند (تریاس بالایی) در بلوک طبس، ایران مرکزی، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۹۹، صص. ۴۷ تا ۶۰.
- زندمقدم، ح.، موسوی حرمی، س. ر. و مجوبی، ا.، ۱۳۸۸- آنالیز رسوبات جزرومدی کوارتزیت رأسی در شرق زرنند کرمان، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ج ۲۵، ش ۲، صص. ۱ تا ۱۸.
- لاسمی، ی.، ۱۳۷۹- رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزویک ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰ ص.
- مسعودی، م.، ناظمی، م.، فریدی، م. و نعیمی قصابیان، ن.، ۱۳۸۳- نقشه زمین‌شناسی غرب شکسته آبشاله، ۱:۱۰۰۰۰۰.
- موسوی حرمی، س. ر. و قائمی، ف.، ۱۳۸۵- نقشه زمین‌شناسی کُریت، ۱:۱۰۰۰۰۰.

References

- Bos, I. J., 2010- Architecture and facies distribution of organic-clastic lake fills in the fluviodeltaic Rhine-Meuse system, The Netherlands. *Sedimentary Research*, V. 80, p. 339-356.
- Bronifman, P., Zaninetti, L., Bozorgnia, F., Dashti, G. R. and Moshtaghian, A., 1971- Lithostratigraphy and foraminifera of the Triassic Naiband Formation, Iran. *Revista de Micropaleontologia France*, 14: 0005, p. 7-16.
- Cadjenov, D., Kilibarda, Z. and Radulovic, N., 2008- Triassic to Late Jurassic evolution of the Adriatic carbonate platform and Budva Basin, Southern Montenegro, *Sedimentary Geology*, V. 204, p. 1-17.

- Carlos, A. U. and Ronald, J. S., 2008- A highstand shelf-margin delta system from the Eocene of West Spitsbergen, Norway. *Sedimentary Geology*, V. 203, p. 229-245.
- Catuneanu, O., 2003- Sequence Stratigraphy of Clastic Systems. Geological Association of Canada, Short Course Notes, V. 16, p. 248.
- Coffey, B. P. and Read, J. F., 2004- Mixed carbonate - siliciclastic sequence stratigraphy of a Paleogene transition zone continental shelf, Southeastern USA, *Sedimentary Geology*, V. 166, p. 21-57.
- Cotter, E. and Driese, S. G., 1998- Incised valley fills and other evidence of sea level fluctuations affecting deposition of the Catskill formation (Upper Devonian), Appalachian Forland Basin, Pennsylvania. *Sedimentary Petrology*, V. 62, p. 1130-1146.
- Dalrymple, R. W., Zaitline, B. A. and Boyd, R., 1992- Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications. *Sedimentary Research*. V. 62, p. 1130-1146.
- Davis, R. A., 2012- Tidal signatures and their preservation potential in stratigraphic sequences. In: Davis, R.A. and Dalrymple, R.W. (Eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer, p. 35-55.
- Douglas, J. A., 1929- A marine Triassic fauna from eastern Persia. *Geological Society of London*, V. 340, p. 624-650.
- Dunham, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 1, p. 108 - 121.
- Einsele, G., 2000- *Sedimentary Basin: Evolution, Facies and Sediment Budget* (2th Ed). Springer Verlag, p. 292.
- Fielding, C. R. and Frank, T. D., 2015- Onset of the glacioeustatic signal recording late Palaeozoic Gondwanan ice growth: New data from palaeotropical East Fife, Scotland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 426, p. 121-138.
- Flügel, E., 2010- *Microfacies of carbonate rocks, analysis interpretation and application*. Berlin-Heidelberg, New York, Springer, p. 976.
- Folk, E., 1980- *Petrography of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, p. 182.
- Fürsich, F. T., Hautmann, M. T., Senowbari-Daruan, B. and Seyed-Emami, K., 2005- The Upper Triassic Nayband and Darkuh formations of east-central Iran: Stratigraphy, facies patterns and biota of extensional basins on an accreted terrance. *Beringeria*, V. 35, p. 53-133.
- Gingras, M. K., MacEachern, J. A. and Dashtgard, S. E., 2011- The potential of trace fossils as tidal indicators in bays and estuaries. *Sedimentary Geology*, V. 279, p. 97-106.
- Grabau, A. W., 1904- On the classification of sedimentary rocks, *Am. Geol*, V. 33, p. 228-247.
- Harms, J. C., Southard, J. B. and Walker, R. G., 1982- Structures and Sequence in Clastic Rock. SEPM, Short Course, Chapter 1, p. 55.
- Higgs, K. E., King, P. R., Raine, J. I., Sykes, R., Browne, G. H., Crouch, E. and Baur, J. R., 2012- Sequence stratigraphy and controls on reservoir sandstone distribution in an Eocene marginal marine-coastal plain Fairway, Taranaki Basin, New Zealand. *Marine and Petroleum Geology*, V. 30, p. 175-192.
- Kluyver, H. M., Triw, R., Chance, P. N., Johns, G. W. and Meixner, H. M., 1983- Explanatory text of the Naibandand Quadrangle map, 1: 250000. Geological Survey of Iran, Reportes No. 18, p. 143.
- Kosters, E. C., 1989- Organic-clastic facies relationships and chronostratigraphy of the Barataria interlobe basin, Mississippi delta plain. *Sedimentary Research*, V. 59, p. 98-113.
- Kumar, R., Suresh, N., Satish, J., Sangode, J. and Kumaravel, V., 2007- Evolution of the Quaternary alluvial fan system in the Himalayan foreland basin implications for tectonic and climate decoupling. *Quaternary international*, V. 159, p. 6-20.
- Lee, H. S. and Chough, S. K., 2006- Lithostratigraphy and depositional environments of the Pyeongan Super group (Carboniferous–Permian) in the Taebaek area mid-east Korea. *Asian Earth Sciences*, V. 26, p. 339–352.
- Longhitano, S. G., Mellere, D., Steel, R. J. and Ainsworth, R. B., 2012- Tidal depositional systems in the rock record: A review and new insights. *Sedimentary Geology*, V. 279, pp. 2-22.
- Miall, A. D., 2000- *Principle of Sedimentary Basin Analysis*. Springer-Verlag, New York, p. 668.
- Miall, A. D., 2006- *The Geology of Fluvial Deposits* (3rd edition). Springer-Verlag, Berlin, p. 582.
- Read, J. F., 1985- Carbonate platform facies models. *AAPG Bull.*, V. 69, p. 1-12.
- Seyed-Emami, K., Fürsich, F. T. and Wilmsen, M., 2004- Documentation and significance of tectonic events in the Northern Tabas block (East-Central Iran) during the Middle and Late Jurassic. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, V. 110, no. 1, p. 163-171.
- Sharafi, M., Ashori, M., Mahboubi, A. and Moussavi-Harami, S. R., 2012- Stratigraphic application of Thalassinoides ichnofabric in delineating sequence stratigraphic surface (Mid- Cretaceous), Kopet- Dagh Basin, northeastern Iran. *Palaeoworld*, V. 21, p. 202-216.
- Stocklin, J., Eftekhari-Nezhad, J. and Hushmand-Zadeh, A., 1965- Geology of the Shotori Range (Tabas area, East Iran). Geological Survey of Iran, Report, no. 3, p. 69.
- Strand, K., 2005- Sequence stratigraphy of the siliciclastic east Puolanka Group the Palaeoproterozoic Kainuu Belt, Finland. *Sedimentary Geology*, V. 176, p. 149–166.
- Therrien, F., 2006- Depositional environments and fluvial system changes in the dinosaur-bearing Sanpetru Formation (Late Cretaceous, Romania): postorogenic sedimentation in an active extensional basin. *Sedimentary Geology*, V. 192, p. 183–205.
- Tovagliari, F. and George, A. D., 2014- Stratigraphic architecture of an Early-Middle Jurassic tidally influenced deltaic system (Plover Formation), Browse Basin, Australian North West Shelf. *Marine and Petroleum Geology*, V. 49, p. 59-83.
- Tucker, M. E., 2001- *Sedimentary Petrology: Third Edition*, Blackwell, Oxford, p. 260.
- Walker, R. G. and Plint, A. G., 1992- Wave and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada, p. 219-238.
- Wilmsen, M., Fürsich, F. T., Seyed-Emami, K. and Majidifard, M. R., 2009- An overview of the stratigraphy and facies development of the Jurassic System on the Tabas Block, east-central Iran. *Geological Society of London, Special Publications*, V. 312, p. 323-343.
- Zand-Moghadam, H., Moussavi-Harami, R. and Mahboubi, A., 2014- Sequence stratigraphy of the Early–Middle Devonian succession (Padeha Formation) in Tabas Block, East-Central Iran: Implication for mixed tidal flat deposits. *Palaeoworld*, V. 23, p. 31-49.

Lithofacies and sedimentary environment of Qadir member of the Nayband Formation on Parvadeh Coal Mines region, east central of Iran

E. Zamaniyan¹, M. Khanehbad^{2*}, R. Moussavi-Harami³ and A. Mahboubi³

¹M.Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

²Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

³Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Received: 2017 July 04

Accepted: 2017 September 26

Abstract

Qadir Member of Nayband Formation in the eastern part of central Iran have a wide outcrop. Investigating the lithofacies and sedimentary environment of Qadir Member of Nayband Formation (Upper Triassic) in east central Iran, Tabas Block, resulted in identifying the coastal plain, deltaic and open marine deposits. Based on field evidences, the facies features and the geometry of beds, this member consists of two lithofacies include carbonate and siliciclastic facies. The siliciclastic facies were identified as having four sandstone facies (medium-grained), including Sr, Sh, Sp, St and three fine-grained lithofacies, including FI, Fm, Fl (Sr) / Sr (FI) and one coal facies (C). Also carbonate facies are calcirudite and calcarenite. Regarding the field, laboratory studies and identifying the lithofacies, the coastal plain, deltaic (including deltaic plain, proximal delta front, distal delta front, and prodelta) and open marine environments were identified for Qadir Member on which it is under the impact of tidal currents.

Keywords: Qadir Member, Nayband Formation, Late Triassic, Delta, Tabas

For Persian Version see pages 295 to 304

*Corresponding author: M. Khanehbad; E-mail: mkhanehbad@ferdowsi.um.ac.ir

Archive of SID