

چینه نگاری سکانسی نهشته‌های کربنفر در تاقدیس آینه‌ورزان - دلچای، خاور تهران، البرز مرکزی

نادر کهنسال قدیم‌وند^{۱*}، شیما قلی‌پوری^۲ و محمود رضا مجیدی‌فرد^۳

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

^۲ دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

^۳ استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۸/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۱/۲۶

چکیده

سازند مبارک به سن کربنفر پیشین در دو برش آرو و سیدآباد در یال جنوبی تاقدیس آینه‌ورزان- دلچای در خاور تهران بررسی شده است. این بررسی با هدف تعیین ریزرخساره‌ها، تفسیر محیط‌های رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند مبارک صورت گرفته است. در برش آرو و سیدآباد این سازند به ترتیب با ستبرای ۱۳۳ متر و ۶۵ متر شامل سنگ آهک با میان‌لایه‌های شیل و مارن بوده و بر پایه ویژگی‌های سنگ چینه‌ای به چند واحد سنگی تقسیم شده است. در این برش‌ها سازند مبارک با یک ناپوستگی فرسایشی روی سازند جبرود قرار گرفته و به صورت ناپوسته و همشیب توسط سازند درود پوشیده شده است. بر پایه یافته‌های رسوبی و مطالعات سنگ‌نگاری، ۱۰ رخساره مربوط به چهار کمر بند رخساره‌ای ساحلی / جزرومدی، تالاب، سد / برجستگی‌های ماسه‌ای و دریای باز شناسایی شده است. این رخساره‌ها در یک سکوی کربناته از نوع رمپ همشیب نهشته شده‌اند. تغییرات عمودی رخساره‌ها نشان‌دهنده وجود دو توالی رسوبی در این نهشته‌ها است.

کلیدواژه‌ها: سازند مبارک، تاقدیس آینه‌ورزان- دلچای، کربنفر، چینه‌نگاری سکانسی، البرز مرکزی.

نویسنده مسئول: نادر کهنسال قدیم‌وند

E-mail: nkohansal@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

در سال (Assereto 1963) سنگ‌های آهکی فسیل دار کربنفر پیشین بلندی‌های امام‌زاده هاشم در ناحیه مبارک آباد را سازند مبارک نام گذاری کرد. نام این سازند از روستای مبارک آباد در شمال خاوری تهران گرفته شده است. سازند مبارک با ۴۵۰ متر ستبرای، معرف سنگ‌های کربنفر زیرین البرز است. اگر چه این واحد سنگی به مقدار زیاد ردیف‌های کربنفر البرز جنوبی را آشکار می‌کند ولی گسترش آن در البرز شمالی نیز قابل توجه است و حتی در مقایسه با البرز جنوبی ستبرای بیشتری دارد. به گزارش (Assereto 1963) در محل بُرش الگو، سازند مبارک روی سازند میلا و در زیر سازند نسن (پرمین بالایی) جای دارد ولی در دیگر نواحی، سازند مبارک بیشتر با سازند جبرود همبر است و ردیف‌های روی آن ممکن است به سن‌های گوناگون (پرمین، تریاس، ژوراسیک) باشد (آقاباتی، ۱۳۸۷).

۲- اهداف و روش مطالعه

بررسی رخساره‌های کهن و مقایسه آنها با آنچه که در محیط‌های کنونی در حال پیدایش است، خاستگاه فرایندهای کنترل‌کننده و محیط رسوبی آنها را مشخص می‌کند (لاسمی، ۱۳۷۹). در این پژوهش کوشش شد تا ترکیب، بافت، فابریک، ساخت‌های رسوبی و دیگر ویژگی‌های میدانی و میکروسکوپی، رخساره‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های سازند مبارک در ناحیه سیدآباد شناسایی شود. به این منظور پس از شناسایی منطقه، گردآوری داده‌ها و نقشه‌های موجود، مشاهدات میدانی و تفسیر عکس‌های ماهواره‌ای و هوایی، موقعیت منطقه روی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دماوند (گلاوس، ۱۹۶۵) مشخص شد (شکل ۱). در بررسی‌های میدانی، در راستای انجام این پژوهش، ۷۰ نمونه برای تهیه برش‌های نازک میکروسکوپی برداشت و توسط میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شد. در بررسی و رخساره‌های کربناته از روش (Dunham 1962) استفاده شد. محیط رسوبی و رخساره‌ها بر پایه بررسی تغییرات جانبی و عمودی آنها، قانون (Walther 1973) Middleton و مقایسه با محیط‌های امروزی و دیرین (Tucker & Wright, 1990; Flugel, 2010) و شناسایی و

دسته‌بندی رخساره‌ها و پیشنهاد مدل‌های رسوبی به روش (Lasemi & Carrozi 1981) و (Carrozi 1989) انجام شد.

۳- مطالعات پیشین

سازند مبارک نخستین بار توسط (Assereto 1963) در ناحیه مبارک‌آباد، شمال خاور تهران معرفی شد. (Bozorgnia 1973) مطالعات زیست‌چینه‌ای گسترده‌ای در رخنمون‌های مختلف این سازند در البرز انجام داد. بیشتر مطالعات برای تعیین سن سازند مبارک با استفاده از روزن‌بران و کندون‌ها انجام شده است (Ueno et al., 1997). (Bozorgnia 1973) با بررسی برش‌های مختلف سازند مبارک در البرز مرکزی اولین بررسی‌های مهم را روی این سازند انجام داد. بررسی رخساره‌ها و محیط‌رسوبی سازند مبارک در البرز مرکزی در خاور دماوند (برش‌های جابان و آرو) انجام شده است (مهاری، ۱۳۷۰؛ لاسمی و مهاری، ۱۳۷۲). این مطالعه نشان داده است که در خاور دماوند رخساره‌های سازند مبارک در سکوی نوع رمپ و در زیر محیط‌های پهنه جزرومدی خشک تا دریای باز کم‌ژرفا تشکیل شده‌اند. کهنسال قدیم‌وند و مندل‌زاده (۱۳۸۷) به مطالعه محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازندهای جبرود در یال جنوبی تاقدیس آینه‌ورزان- دلچای، برش سیدآباد در خاور دماوند پرداخته‌اند. در برش سیدآباد، سازند جبرود با ناپوستگی فرسایشی روی سازند لالون (کامبرین پیشین) جای گرفته و مرز بالایی آن با سازند مبارک (کربنفر پیشین) ناپوسته است. نهشته‌های سازند جبرود در یک سامانه سیلیسی آواری- کربناته و در یک محیط سدی- ساحلی ایجاد شده‌اند.

۴- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی عمومی

منطقه آرو در محدوده جغرافیایی "۲۴' ۲۳" ۵۲ طول خاوری و "۲۷' ۳۹" ۳۵ عرض شمالی و در دامنه جنوبی البرز مرکزی قرار دارد. روستای آرو از دید تقسیمات سیاسی در استان تهران، شهرستان دماوند، بخش مرکزی و دهستان ابرشیوه جای گرفته است.

دارد. در مورد سن دقیق نهشته‌های دیرینه زیستی (پالئوزویک) مطالعه جامعی انجام نشده است. در این برش موقعیت چینه‌شناسی، ستبرا و مرز سازندهای لالون، میلا، جیروود و مبارک به‌طور دقیق مشخص نیست. به نظر می‌رسد در این برش نهشته‌های کامبرین میانی تا دونین میانی رخنمون ندارند. سنگ‌های کربناته - آواری دونین پسین یا سازند جیروود با ستبرای کم در میان سازندهای لالون و مبارک قرار دارند. در برش آرو سازند لالون از ۳ بخش تشکیل شده است. بخش زیرین از ماسه‌سنگ، بخش میانی از سیلستون و شیل و بخش بالایی از ماسه‌سنگ‌های کوارتز آرنایتی سفید رنگ تشکیل شده است. روی سازند لالون حدود ۲۵ متر نهشته‌های ماسه‌سنگی آهکی تا سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای با لایه بندی نازک تا متوسط به رنگ قهوه‌ای روشن تا تیره دیده می‌شود؛ در برش مورد مطالعه این لایه‌ها فسیل فراوان ندارند. در برش نازک تهیه شده از این سازند خرده‌های اسکلتی براکیوپودا و اکتینودرم دیده می‌شود. روی سازند جیروود حدود ۶ متر ماسه‌سنگ متوسط تا ستبرایله کوارتز آرنایتی سفید رنگ وجود دارد که می‌توان آن را بخش زیرین سازند مبارک در نظر گرفت. سازند مبارک در برش آرو در آغاز شامل ماسه‌سنگ است که به تدریج به سنگ‌آهک‌های فسیل دار تبدیل می‌شود. در برش مورد مطالعه روی سازند مبارک، سازند دورود با یک ناپوستگی فرسایشی قرار دارد. بر پایه شواهد صحرایی و آزمایشگاهی، سازند مبارک در برش مورد مطالعه ۱۳۳ متر ستبرا دارد (شکل‌های ۳- الف و ب) و به ۸ واحد سنگ‌چینه‌ای به شرح زیر تقسیم شده است:

واحد ۱: این واحد به ستبرای ۶ متر از ماسه‌سنگ کوارتز آرنایتی متوسط تا ستبرایله به رنگ سفید تشکیل شده است. ساختمان‌های رسوبی مانند لایه‌بندی مورب، ریپل مارک و ساختمان‌های لامینه‌ای در ماسه‌سنگ‌ها فراوان است. ماسه‌سنگ‌ها بلوغ کانی‌شناسی بالایی دارند. این واحد دارای چند چرخه رسوبی به سوی بالا ریزشونده است (شکل ۳- پ).

واحد ۲: این واحد به ستبرای ۸ متر شامل تناوبی از سنگ‌آهک تا سنگ‌آهک ماسه‌ای نازک تا متوسط لایه به رنگ زرد تا قهوه‌ای روشن است. این لایه‌ها به دلیل پیشروی سطح آب دریا پس از نهشته‌های کوارتز آرنایتی تشکیل شده‌اند. رخساره‌های این واحد مقدار قابل توجهی دانه‌های کوارتز دارند. از پایین به سوی بالا فراوانی دانه‌های کوارتز کم و فراوانی کربنات کلسیم بیشتر می‌شود. در این واحد خرده‌های اسکلتی موجودات دریایی دیده می‌شود (شکل ۳- پ).

واحد ۳: این واحد به ستبرای ۶ متر شامل سنگ‌آهک‌های نازک تا متوسط لایه همراه با لایه‌های نازک شیلی است. سنگ‌های این واحد پرفسیل است و به رنگ‌های خاکستری روشن تا تیره دیده می‌شود. خرده‌های اسکلتی زیادی مانند براکیوپد، اکتینودرم و برویوزا در سطح سنگ‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳- پ).

واحد ۴: این واحد از سنگ‌آهک‌های متراکم متوسط تا ستبرایله به میان‌لایه‌های نازک شیلی به رنگ خاکستری تیره و بسیار پرفسیل تشکیل شده است. ستبرای این واحد ۸ متر است.

واحد ۵: این واحد با ستبرای ۲۰ متر شامل سنگ‌آهک‌های متوسط تا ستبرایله کمی میان‌لایه‌های شیلی فسیل دار به رنگ خاکستری است. فسیل‌های موجود در این واحد بیشتر به مناطق کم‌ژرفای دریای باز مربوط است (شکل ۳- ت).

واحد ۶: این واحد تناوبی از سنگ‌آهک‌های شیلی نازک تا بسیار نازک لایه و سنگ‌آهک‌های متوسط لایه خاکستری تیره تا روشن است و ستبرای ۲۰ متر دارد.

واحد ۷: شامل سنگ‌آهک‌های ستبرایله به رنگ خاکستری تیره به میان‌لایه‌های نازک شیلی است. این واحد ۴۰ متر ستبرا دارد و شامل خرده‌های اسکلتی اکتینودرم، براکیوپد، مرجان‌های منفرد و مرجان‌های سرینگوپوراست (شکل ۳- ث).

واحد ۸: این واحد آخرین واحد سازند مبارک در برش آرو است؛ ستبرای ۲۵ متر دارد و از سنگ‌آهک‌های نازک تا متوسط لایه به رنگ خاکستری تیره تشکیل شده است. خرده‌های اسکلتی و مرجان‌های منفرد در این واحد کم است. این واحد با یک

این منطقه از شمال با رشته‌کوه‌های البرز و روستای یهر، از جنوب باختری با روستای سیدآباد و سربندان، از خاور با زمین‌های کشاورزی و باغ‌ها و از جنوب با شاه‌بلاغی هم‌مرز است. رودخانه‌های منطقه (جابان و سربندان) از ارتفاعات زرین کوه سرچشمه می‌گیرند. بلندی‌های مهم منطقه، کوه قره‌داغ، زرین کوه، چنگیزچال و نارنج‌قلعه است. منطقه آرو یک منطقه کوهستانی در دامنه‌های جنوبی کوه‌های البرز و دارای آب‌وهوایی از نوع سرد و خشک کوهستانی با تابستان‌های معتدل و ملایم و زمستان‌های بسیار سرد است (سازمان تحقیقات و منابع آب، ۱۳۸۶). برش مورد بررسی در ۷۵ کیلومتری خاور تهران، جاده فیروز کوه، شهرستان دماوند و در نزدیکی روستای آرو قرار دارد. منطقه سیدآباد در دامنه جنوبی البرز مرکزی و در خاور تهران قرار دارد. در این منطقه بیشتر سازندهای پرکامبرین تا عهد حاضر رخنمون دارد. در برش سیدآباد سنگ‌های آذرین و دگرگونی برونزدگی کمی دارند. گسل راندگی دهنار - مشا و تاق‌دیس آینه‌ورزان - دلیچای در شمال منطقه دیده می‌شود (آلنباخ و همکاران، ۱۹۹۷). محدوده جغرافیایی برش سیدآباد "۲۴' ۲۳' ۵۲" طول خاوری و "۲۷' ۳۹' ۳۵" عرض شمالی است. قدیمی‌ترین سازند این منطقه سازند کهر است. روستای سیدآباد از دید تقسیمات سیاسی در استان تهران، شهرستان دماوند، بخش مرکزی و دهستان ابریشویه جای دارد. این منطقه از شمال با رشته‌کوه‌های البرز و روستای دهنار، از باختر با روستاهای سربندان و جابان، از شمال خاوری با روستای آرو، و از جنوب با شاه‌بلاغی هم‌مرز است. رودخانه‌های منطقه (جابان و سربندان) از ارتفاعات زرین کوه سرچشمه می‌گیرند. بلندی‌های مهم منطقه کوه قره‌داغ، زرین کوه، چنگیزچال و نارنج قلعه هستند. منطقه سیدآباد یک منطقه کوهستانی است. راه دسترسی اصلی به منطقه مورد مطالعه جاده تهران - فیروز کوه است. روستای سیدآباد در شهرستان دماوند و در نزدیکی روستاهای آینه‌ورزان، جابان و سربندان قرار دارد (شکل ۲).

تاق‌دیس آینه‌ورزان: به دلیل قرار گرفتن البرز در کمربند فعالی از حرکت‌های زمین‌ساختی، وجود چین‌خوردگی‌ها در منطقه به دور از انتظار نیست. افزون بر اثرات گسل‌های اصلی و فرعی در منطقه که سبب جابه‌جایی و یا تکرار واحدهای سنگی نیز می‌شود، منطقه از چین‌های کوچک و فرعی دیگری نیز تشکیل شده است. تاق‌دیس نامتقارن آینه‌ورزان - دلیچای در بخش خاوری البرز مرکزی در خاور دماوند قرار دارد. امتداد این تاق‌دیس WNW-ESE و از نهشته‌های پرکامبرین پسین، دیرینه‌زیستی و میانه‌زیستی تشکیل شده است. شیب محور این تاق‌دیس به سوی باختر است. چین‌خوردگی تاق‌دیس در ائوسن رخ داده است. همگرایی صفحه عربی و اوراسیا در میوسن، سبب رخداد راندگی مشا شده است. حرکت به سوی باختر خزر در پلیوسن نسبت به ایران و اوراسیا سبب حرکت چپ‌گرد این راندگی و جابه‌جایی این تاق‌دیس شده است. یال شمالی تاق‌دیس به گسل راندگی دهنار - مشا و یال جنوبی به گسل‌های فرعی محدود شده است. ساختمان این گسل در یال شمالی آن به دلیل فعالیت گسل مشا فشم پیچیده است. هسته این تاق‌دیس سازند کهر است. یال باختری تاق‌دیس از سازندهای جوان‌تر و پرکامبرین تشکیل شده است. اندازه‌گیری‌های شاخص‌های مورفومتری نشان از فعال بودن یال شمالی نسبت به یال جنوبی دارد. یال جنوبی تاق‌دیس آینه‌ورزان برگشته است. هر دو یال جنوبی و یال شمالی به سوی شمال شیب دارند. در تاق‌دیس‌های متقارن با حرکت از لایه به سوی هسته لایه‌ها کهن‌تر می‌شوند؛ بنابراین به سوی شمال منطقه آرو لایه‌ها کهن‌تر می‌شوند (آق‌آباتی، ۱۳۸۳).

۵- چینه‌نگاری نهشته‌های کربنیفر در برش آرو

نهشته‌های کربنیفر در برش آرو شامل سازند مبارک است. این برش در یال جنوبی تاق‌دیس آینه‌ورزان قرار دارد. در این برش از شمال به جنوب و از هسته تاق‌دیس به سوی دامنه‌های جنوبی آن سازندهای به سن پرکامبرین تا دوران نوزیستی برونزد

نایبوستگی همشیب توسط سنگ‌های کنگلومرای و ماسه سنگی سازند دورود به سن پرمین پیشین پوشیده می‌شود (شکل ۳-ج).

۶- چینه‌نگاری سازند مبارک در برش سیدآباد

در این برش توالی کاملی از سازندهای پرکامبرین تا میانه‌زیستی دیده می‌شود. این سازندها به ترتیب شامل کهر، سلطانیه، باروت، زاگون، لالون، جیروود، مبارک، دورود، روته، الیکا و شمشک است. نهشته‌های کرنیفر در برش سیدآباد شامل سازند مبارک است (شکل‌های ۴- الف و ب). این سازند در واحد مورد مطالعه ۶۵ متر ستبراً دارد. این سنگ‌ها با مرز ناپیوسته و همشیب روی نهشته‌های آواری- کربناته سازند جیروود به سن دونین پسین قرار دارند و از بالا با یک نایبوستگی همشیب با سازند دورود به سن پرمین پیشین هم‌مرز است. در برش مورد مطالعه نهشته‌ها از نظر چینه‌نگاری به ۳ واحد سنگی تقسیم می‌شوند (شکل ۶).

۱- واحد: این واحد از ۷ متر تناوب سنگ‌آهک ماسه‌ای نازک‌لایه به رنگ قهوه‌ای و شیل تشکیل شده است. در این واحد خرده‌های فسیلی فراوانی کمی دارند.

۲- واحد: این واحد ۲۰ متر ستبراً دارد و شامل سنگ‌های آهکی نازک تا ستبر‌لایه به رنگ خاکستری روشن با رگه‌های کلسیتی فراوان و میان‌لایه‌های نازک شیلی است. نهشته‌های واحد ۲ مقداری خرده‌های اسکلتی اکتینودرم و براکیوپد دارد. این واحد به‌طور چیره در بخش ژرف‌تر دریای باز تشکیل شده است (شکل ۴- پ).

۳- واحد: این واحد ۳۸ متر ستبراً دارد و از سنگ‌های آهکی متوسط تا ستبر‌لایه به رنگ خاکستری تیره تشکیل شده است. رگه‌های کلسیتی در این واحد کم هستند. خرده‌های اسکلتی این واحد شامل براکیوپد، بریوزوا، مرجان، اکتینودرم و به مقدار کمتر پلیسی‌پد و گاستروپد است. واحد ۳ ساختمان‌های بیوژنیک فراوانی دارد. این واحد بیشتر در شرایط کم‌ژرفای سکوی تشکیل شده است. ستون چینه‌نگاری سنگی سازند مبارک در برش‌های آرو و سیدآباد در شکل‌های ۵ و ۶ نشان داده شده است.

۷- رخساره‌ها و محیط رسوبی

یافته‌های میدانی و بررسی دقیق سنگ‌نگاری نمونه‌های سازند مبارک در ناحیه مورد مطالعه به شناسایی ۴ کمربند رخساره‌ای ساحلی / جزرومدی، تالاب، سد / برجستگی‌های ماسه‌ای و دریای باز انجامیده است. در این بررسی‌ها، افزون بر در نظر گرفتن تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها، به چگونگی تماس لایه‌ها، شکل هندسی آنها و بافت و ساختمان‌های رسوبی توجه شده است. از سوی دیگر، در بررسی‌های میکروسکوپی، نوع و اندازه آلوکم‌ها، نوع اورتوکم و فابریک‌های موجود مطالعه شده و در تفکیک و رده‌بندی رخساره‌ها و تفسیر محیط ته‌نشینی از آنها استفاده شده است (Wilson, 1975; Flugel, 2010; Carrozi, 1989; Tucker & Wright, 1990; Lasemi, 1994). رخساره‌های سازند مبارک در برش‌های مورد مطالعه را می‌توان به شرح زیر دسته‌بندی کرد:

۷-۱. گروه A: رخساره‌های محیط رسوبی ساحلی / پهنه جزرومدی (Beach/ Tidal flat facies)

ویژگی آشکار رخساره‌های ساحلی / جزرومدی سازند مبارک در برش مورد مطالعه، ماهیت دوگانه بیشتر این رخساره‌ها از نگاه کانی‌شناسی و بافت است. همراه بودن مقدار قابل توجهی از کانی‌های سیلیسی آواری مانند کوارتز و نابرجا بودن و تخریب دانه‌های کربناته، رخساره‌های مخلوط سیلیسی آواری- کربناته را پدید آورده است:

رخساره A1: مادستون دولومیتی و بیوکست‌دار ماسه‌ای (Sandy dolomitized bioclast mudstone): وجود مقدار ناچیزی دانه‌اسکلتی از خرده‌های اکتینودرم، استراکد و موجودات دیگر و ۱۰ تا ۳۰ درصد دانه آواری کوارتز در اندازه ماسه و سیلت در کنار مقدار کمی کانی تیره، از ویژگی‌های این رخساره است. زمینه رخساره از دولومیکرواسپار تشکیل یافته است و در برخی موارد

فابریک لامینه‌ای دیده می‌شود. رخساره A1 در بخش قاعده‌ای سازند مبارک در برش سیدآباد دیده می‌شود. در شمار کمی از نمونه‌ها به جز خرده‌های اسکلتی، حدود ۵ درصد پلوئید نیز وجود دارد که این رخساره را به رخساره مادستون پلوئیددار و بیوکست‌دار تبدیل کرده است. در این رخساره تخلخل حفره‌ای با فراوانی بیشتر و تخلخل قالبی با فراوانی کمتر دیده می‌شود (شکل ۷- الف).

رخساره A2: وکستون نا پگستون دولومیتی و بیوکست‌دار ماسه‌ای (Sandy dolomitized bioclast wackestone - packstone): در این رخساره مقداری دانه آهکی و مقداری دانه آواری در اندازه ماسه دیده می‌شود که با توجه به ماتریکس دولومیتی میکرواسپاری بافت و کستون تا پکستون ایجاد کرده‌اند. بیشتر خرده‌های اسکلتی ماهیت تخریب یافته و جابه‌جا شده نشان می‌دهند. این موضوع نشان‌دهنده جابه‌جایی آنها از محیط‌های دیگر به پهنه‌های جزرومدی است. از خرده‌های اسکلتی مهم می‌توان به اکتینودرم تا ۱۰ درصد، براکیوپد ۵ تا ۲۰ درصد، پلیسی‌پد و استراکد تا ۵ درصد، جلبک سبز- آبی تا ۵ درصد و خرده‌های مرجان و روزن‌بر کف‌زی هر کدام ۲ درصد اشاره کرد. قطر این دانه‌ها از ۰/۱ تا ۱ میلی‌متر در تغییر است. از دیگر ویژگی‌ها می‌توان وجود کانی‌های تیره تا ۱۵ درصد و رگچه‌های هماتیته حاصل از فشردگی شیمیایی را نام برد. نکته قابل توجه در این رخساره، وجود مقدار متغیری ماسه زاویه‌دار کوارتز تخریبی با فراوانی ۱۰ تا ۶۰ درصد است. این موضوع سبب می‌شود که رخساره A2 نوعی رخساره مخلوط کربناته و سیلیسی آواری قلمداد شود؛ به گونه‌ای که در برخی نمونه‌ها رخساره به ماسه سنگ‌های فسیل‌دار با ماتریکس دولومیتی تغییر ماهیت می‌دهد. وجود رخساره‌های مخلوط در قاعده سازندهای کربناته تا حدودی متداول است و این نکته در بخش زیرین سازند مبارک در برخی نواحی مانند برش سیدآباد نیز صدق می‌کند (شکل‌های ۷- ب و پ).

رخساره A3: ساب‌لینارنایت تا کوارتز آرنایت لامینه‌دار با سیمان سیلیسی و دولومیتی (Laminated dolomitized siliceous quartzarenite/ sublitharenite):

سنگ‌رخساره ماسه سنگی بیشتر در بخش‌های پایینی سازند مبارک به ویژه در برش آرو دیده می‌شود. دانه‌های کوارتز تک‌بلوری (در اندازه ماسه ریز تا متوسط) با فراوانی ۵۰ تا ۹۰ درصد و دانه‌های خرده‌سنگ از نوع رسوبی (بیشتر چرت) با فراوانی کمتر از ۵ درصد دانه‌های تخریبی اصلی این رخساره هستند. جورشدگی دانه‌ها خوب و گردشدگی آنها متوسط تا خوب است. بنابراین ماسه سنگ از نگاه ترکیبی و بافتی بالغ تا بسیار بالغ (Mature- supermature) به شمار می‌رود. فراوانی کانی‌های سنگین و میکا ناچیز و سیمان رخساره از نوع سیمان سیلیسی حاشیه‌ای هم‌محور، دولومیتی و رسی است (شکل ۷- ت). لامینه‌های مسطح و مورب از مهم‌ترین فابریک‌های این رخساره ماسه سنگی است.

تفسیر گروه رخساره‌ای A: رخساره‌های پهنه‌های جزرومدی / ساحلی (Tidal flat/ beach facies):

رخساره A1 یک گل‌سنگ کربناته با مقداری خرده‌های اسکلتی و دانه آواری است. وجود مقدار قابل توجهی گل کربناته و آلوکم ناچیز همراه با دانه‌های آواری کوارتز، ته‌نشینی در شرایط محیطی آرام را نشان می‌دهد. این شرایط در بخش‌های بالایی زیرمحیط میان‌جزرومدی (Upper intertidal) وجود دارد. نبود شواهد خروج از آب و خشک‌شدگی به مدت طولانی و بودن فابریک‌هایی مانند لامینه نیز از دلایل دیگر تشکیل رخساره A1 در بخش بالایی زیرمحیط میان‌جزرومدی است.

رخساره A2 دارای بافت وکستون تا پکستون است و نسبت به رخساره A1 دانه‌های آهکی بیشتری دارد. این تغییر بافت و افزایش در فراوانی دانه‌ها به افزایش نسبی انرژی محیط مربوط است. در این رخساره وجود دانه‌های اسکلتی وابسته به زیرمحیط تالاب و دریای باز نشانه حمل و نقل آنها به زیرمحیط میان‌جزرومدی است. از سوی دیگر، ماسه‌های آواری کوارتز نیز بیانگر ورود این دانه‌ها از خشکی (Clastic influx)

زیستی در بخش‌های ژرف‌تر تالاب‌ها دیده می‌شود. در بخش‌های ژرف‌تر تالاب به دلیل محدود بودن مواد غذایی، فعالیت موجودات رسوب‌خوار زیاد است (Wright & Burchette, 1996).

رخساره B2 نسبت به رخساره B1 ماتریکس کمتر و دانه بیشتری دارد. این موضوع نشان‌دهنده افزایش نسبی انرژی محیط و یا کاهش ژرفاست. دانه‌های اسکلتی این رخساره شامل مجموعه‌ای از موجودات دریای باز (اکیئودرم و براکیوپد) و موجودات آب‌های محدود (پلسی پد، گاستروپد و استراکد) است. همچنین وجود پلویید در این رخساره نشان‌دهنده تشکیل در محیط تالاب است (Tucker & Wright, 1990). با توجه به وجود موجودات دریای باز و انتقال صدف این موجودات از نواحی سدی به زیرمحیط تالاب، به نظر می‌رسد رخساره B2 در بخش‌های به نسبت کم‌انرژی تالاب نهشته شده است.

۷-۳. گروه C: رخساره‌های پشته‌های ماسه‌ای/سدی (Shoal/Barrier facies) - رخساره C1: گریستون بیوکلاست‌دار و پلوییددار (Peloid bioclast grainstone):

خرده‌های اسکلتی گوناگون و پلویید از دانه‌های اصلی این رخساره هستند که در زمینه‌ای از سیمان قرار دارند. دانه‌های اسکلتی شامل ۱۵ تا ۳۰ درصد روزن‌بر کف‌زی، ۱۰ تا ۲۵ درصد اکیئودرم، ۵ تا ۱۵ درصد براکیوپد، ۵ تا ۱۵ درصد جلبک سبز، ۲ تا ۱۰ درصد بریوزوا، ۳ تا ۵ درصد پلسی پد، حدود ۳ درصد مرجان، ۲ درصد کرم‌های حلقوی و ۲ درصد استراکد است. فراوانی پلوییدها ۱۰ تا ۳۰ درصد است و در برخی نمونه‌های رخساره تا ۱۰ درصد اینتراکلاست نیز دیده می‌شود. قطر دانه‌های آهکی ۰/۱ تا ۰/۴ میلی‌متر بوده و ۱ تا ۳ درصد ماسه آواری کوارتز وجود دارد. در این رخساره سیمان‌های دانه‌ای و بلوکی، دروزی و به‌ویژه سیمان حاشیه‌ای هم‌محور در پیرامون دانه‌های اکیئودرم فراوان است (شکل ۸-ا، ب).

۷-۳. گروه C2: گریستون اکیئودرم‌دار و براکیوپددار (Brachiopod echinoderm grainstone): دانه‌های در برگیرنده ۳۵ درصد اکیئودرم، ۳۰ درصد براکیوپد، ۲ درصد روزن‌بر کف‌زی و کمتر از ۵ درصد استراکد است. خرده‌های مرجان و براکیوپد در این رخساره فراوانی ناچیزی دارند. از دانه‌های غیر اسکلتی می‌توان به وجود کمتر از ۵ درصد پلویید در برخی نمونه‌ها اشاره کرد. قطر آلوکم‌ها ۰/۳ تا ۱/۵ میلی‌متر است. در این رخساره نزدیک به ۱ درصد ماسه آواری کوارتز و ۱ درصد کانی تیره دیده می‌شود (شکل ۸-ج).

• تفسیر گروه رخساره‌ای C: رخساره‌های پشته‌های ماسه‌ای/سدی (Shoal/ barrier facies): رخساره C1 افزون بر اسکلت موجودات دریایی، مقداری صدف روزن‌بر، جلبک سبز و پلسی پد دارد و در کنار آن‌ها پلویید فراوان دیده می‌شود. از این رو به نظر می‌رسد این رخساره در سوی تالابی سدهای بیوکلاستی تشکیل شده باشد.

رخساره C2 مقدار فراوانی خرده‌های اسکلتی اکیئودرم و براکیوپد دارد که از دریای باز سرچشمه گرفته‌اند. بنابراین این رخساره مربوط به سدها یا پشته‌های بیوکلاستی (سوی دریا) است.

۷-۴. گروه D: رخساره‌های دریای باز (Open marine facies) - رخساره D1: پکستون اکیئودرم و براکیوپددار (Brachiopod echinoderm packstone):

این رخساره دارای دانه‌های اسکلتی فراوان و مقدار ناچیزی دانه‌های غیراسکلتی مانند پلویید است که در زمینه‌ای از گل آهکی تبلور دوباره یافته قرار دارند. از خرده‌های مهم اسکلتی می‌توان به ۲۵ تا ۴۰ درصد اکیئودرم، ۱۰ تا ۳۰ درصد براکیوپد، ۳ تا ۵ درصد خرده‌های مرجان، ۲ تا ۵ درصد استراکد و مقداری بریوزوا، جلبک سبز، روزن‌بر و موجودات دیگر اشاره کرد. برخی نمونه‌ها تا ۵ درصد پلویید دارند و مقدار ماسه آواری کوارتز نیز کمتر از ۱۰ درصد است. قطر آلوکم‌ها متغیر و میان ۰/۱ تا چند سانتی‌متر است. در رخساره D1 نشانه‌های فشرده‌گی مکانیکی و شیمیایی زیاد است (شکل‌های ۹-الف و ب).

است. این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که رخساره A2 در بخش‌های میانی تا پایینی ناحیه میان‌جزرومدی (Mid to lower intertidal) تشکیل شده است.

رخساره A3 یک سنگ‌رخساره ماسه‌سنگی از نوع ساب‌لیتارنایت تا کوارتز آرنایت است. این رخساره در برخی از نواحی مطالعه شده به صورت اولین لایه‌های سازند مبارک دیده می‌شود. رخساره یادشده نشان‌دهنده پیشروی آب دریا در کربنیفر پیشین پس از یک دوره پسروی و فرسایش است. در نتیجه این پیشروی، سازند مبارک با نهشته‌های ماسه‌سنگی به گونه ناپیوسته ولی همشیب روی سازند جیرود (دوین پسن) قرار گرفته است. در ادامه پیشروی آب دریا در کربنیفر پیشین، رخساره کوارتز آرنیتی A3 به تدریج به رخساره‌های A2 و A1 تغییر می‌یابد تا با کاهش ورود مواد آواری و گسترش سکو، شرایط برای ته‌نشینی کربنات‌ها مناسب‌تر شود. در رخساره ماسه‌سنگی A3، بلوغ بافتی و کانی‌شناسی خوب و فابریک و ساخت‌های رسوبی موجود، نشانه تشکیل این رخساره در شرایط پارانرژی جزرومدی/ ساحلی است.

۷-۲-۲. گروه B: رخساره‌های لاگون (Lagoonal facies)

۷-۲-۲.۱. رخساره B1: مادستون تا وکستون پلسی پد، گاستروپد و جلبک‌دار دولومیتی همراه با آشفستگی زیستی (Bioturbated dolomitized gastropod algal bivalve mudstone- wackestone): این رخساره با داشتن گل آهکی دولومیتی شده و مقداری دانه اسکلتی مشخص می‌شود. دانه‌های اسکلتی شامل ۵ تا ۳۰ درصد پلسی پد و گاستروپد، ۳ تا ۲۰ درصد جلبک سبز و کمتر از ۵ درصد استراکد است. فراوانی خرده‌های اکیئودرم، براکیوپد و روزن‌بر بسیار ناچیز است و ۲ تا ۳ درصد ماسه آواری کوارتز وجود دارد. در این رخساره صدف‌های آراگونیتی پلسی پد و گاستروپد دچار انحلال شده و قالب آنها توسط کلسیت درشت‌بلور پر شده است. ماتریکس اولیه رخساره در اثر دولومیتی شدن به شکل دولومیکرواسپار در آمده است. قطر دانه‌های آهکی حدود ۰/۵ میلی‌متر است. شماری از نمونه‌های این رخساره کمتر از ۱۰ درصد دانه دارند و بافت مادستونی نشان می‌دهند. وجود آشفستگی‌های زیستی از پدیده‌های دیاژنزی دیگر در این رخساره است (شکل‌های ۸-الف و ب).

۷-۲-۲.۲. رخساره B2: وکستون تا پکستون پلویید و بیوکلاست‌دار (Bioclast peloid wackestone- packstone): رخساره B2 از دانه‌های پلویید و بیوکلاست با فابریک شناور تا متصل ساخته شده است. زمینه میکریتی به میکرواسپار تبدیل شده و ۱ تا ۳ درصد ماسه تخریبی کوارتز در آن دیده می‌شود. فراوانی پلوییدها ۲۰ تا ۴۰ درصد است و بیوکلاست‌ها گوناگونی زیادی دارند. در میان این اجزای اسکلتی ۵ تا ۱۵ درصد اکیئودرم، ۵ تا ۱۰ درصد براکیوپد، ۵ تا ۱۰ درصد پلسی پد، ۳ تا ۱۰ درصد گاستروپد، ۲ تا ۱۵ درصد استراکد، ۱ تا ۸ درصد روزن‌بر کف‌زی و مقدار ناچیزی بریوزوا و جلبک سبز دیده می‌شود. قطر دانه‌های آهکی ۰/۳ تا ۱/۵ میلی‌متر است (شکل‌های ۸-ب و ت).

• تفسیر گروه رخساره‌ای B: رخساره‌های لاگون (Lagoonal facies): رخساره‌های گروه B بیشتر از زمینه گل کربناته و اجزای وابسته به محیط تالاب تشکیل شده‌اند. رخساره‌های گوناگون این گروه در زیر محیط‌ها و بخش‌های مختلف تالاب‌ها ته‌نشین شده‌اند. در این ارتباط می‌توان به موارد زیر اشاره کرد.

رخساره B1 مقدار زیادی ماتریکس و مقدار کمتری دانه آهکی دارد. فراوانی ماتریکس و نوع خرده‌های اسکلتی (پلسی پد، گاستروپد و جلبک سبز) نشان‌دهنده تشکیل این رخساره در ژرف‌ترین و کم انرژی‌ترین بخش تالاب است. وجود آشفستگی‌های زیستی به نسبت فراوان که به‌طور چیره حاصل فعالیت موجودات درون‌زی (Infaunal) است، فابریک لکه‌لکه (Motled fabric) ایجاد می‌کند (Flügel, 2010). تشکیل باروهای گوناگون چه از نوع دارای مرز مشخص (Distinct burrow) و چه از نوع بدون مرز مشخص (Indistinct burrow) حاصل چریدن (Grazing) موجودات است (Bromley, 1990). این گونه فعالیت‌های

SB2 بر پایه تغییرات نسبی محیط رسوبی و کاهش چشمگیر در ژرفای تشکیل رخساره‌ها مشخص شده است. سکانس‌های رسوبی شناسایی شده دربرگیرنده دسته‌های رخساره‌ای TST و HST هستند و با توجه به نبود یا گسترش محدود دسته رخساره‌ای LST، بیشتر مرزهای زیرین سکانس‌ها هم‌ارز سطوح پیشروی (TS) هستند. بررسی‌ها نشان می‌دهد که دسته‌های رخساره‌ای TST و HST خود از شماری پاراسکانس کم‌ژرفا شونده (به سوی بالا درشت‌شو) ساخته شده‌اند. این پاراسکانس‌ها چرخه‌های رسوبی رده چهارم و رده پنجم هستند و به صورت چرخه‌های ساحل/پهنه‌های جزرومدی، چرخه‌های زیر جزری کم‌ژرفا و چرخه‌های زیر جزری ژرف دیده می‌شوند. در میان نهشته‌های کربنیفر ناحیه مورد مطالعه، چرخه‌های زیر جزری کم‌ژرفا و ژرف فراوانی بیشتری دارند. در این نوشتار در تعیین سن احتمالی سکانس‌های رسوبی از یافته‌های پژوهشگران پیشین (مصدق، ۱۳۷۹؛ رنجکش مهربان، ۱۳۸۹؛ نجفی، ۱۳۸۰) بهره برداری شده است.

۸-۱. چین‌نگاری سکانسی نهشته‌های کربنیفر در ناحیه آرو

سازند مبارک در برش آرو با ستبرای ۱۳۳ متر از دو سکانس رسوبی تشکیل شده است (شکل ۱۰). سکانس اول با ستبرای ۶۸ متر احتمالاً سنی برابر اواخر تورنژین میانی تا تورنژین پسین دارد. این سکانس با مرز سکانسی نوع SB1 روی نهشته‌های سازند جیروود قرار دارد و با مرز سکانسی نوع SB2 از سکانس دوم جدا می‌شود. بیشترین پیشروی و بالاترین سطح آب دریا در این سکانس به رخساره‌های مادستون/شیل واحد سنگی ۴ مربوط است. دسته رخساره TST در این سکانس با نهشته‌های پهنه جزرومدی آغاز و به‌طور ناگهانی به رخساره‌های دریای باز تبدیل می‌شود. دسته رخساره‌ای HST در برگیرنده پاراسکانس‌های پسروده است که به‌طور چیره شامل رخساره‌های دریای باز، سدی و تالابی است. مرز بالایی سکانس اول با فراوانی رخساره‌های تالابی مشخص می‌شود.

سکانس رسوبی دوم ۶۵ متر ستبرا و سنی برابر با وزین پسین دارد. مرز زیرین آن از نوع SB2 و مرز بالایی آن با سازند درود از نوع SB1 است. سطح غرقابی یا بالاترین حد پیشروی آب دریا در میانه‌های واحد سنگی ۷ است و با رخساره‌های دریایی مادستون/شیل و وکستون‌های دارای خرده‌های اکتینودرم و براکیوپد مشخص می‌شود. دسته رخساره‌ای TST دربرگیرنده پاراسکانس‌های پسروده‌ای است که با تناوب رخساره‌های سد و تالاب آغاز می‌شود و به تناوب رخساره‌های دریای باز و سد می‌انجامد. دسته رخساره‌ای HST نیز به‌طور چیره شامل پاراسکانس‌های کم‌ژرفا شونده دریای باز، سد و تالاب است.

۸-۲. چین‌نگاری سکانسی نهشته‌های کربنیفر در ناحیه سیدآباد

در برش سیدآباد، سازند مبارک مانند برش آرو دربرگیرنده دو سکانس رسوبی است. سکانس اول با مرز SB1 روی سازند جیروود جای دارد و با مرز SB2 از سکانس دوم جدا می‌شود. این سکانس ۳۸/۵ متر ستبرا دارد. سکانس اول به اواخر تورنژین میانی تا تورنژین پسین وابسته است. سطح غرقابی در میانه‌های واحد سنگی ۲ قرار دارد و با رخساره‌های وکستونی دریای باز مشخص می‌شود. دسته رخساره‌ای TST شامل نهشته‌های جزرومدی در پایین است که به سرعت به رخساره‌های دریای باز تبدیل می‌شوند. بنابراین پاراسکانس‌های پسروده بیشتر شامل پاراسکانس‌های ساحل/پهنه جزرومدی است که به سوی بالا به پاراسکانس‌های زیر جزری ژرف تغییر می‌یابند. دسته رخساره‌ای HST از پاراسکانس‌های پسروده زیر جزری ژرف در پایین و زیر جزری کم‌ژرفا در بالا تشکیل شده است. تغییر رخساره‌های دریای باز به رخساره‌های تالابی نشان‌دهنده مرز سکانسی SB2 در بالای سکانس اول است (شکل‌های 10 و 11). سکانس رسوبی دوم به ستبرای حدود ۲۶/۵ متر با مرز زیرین نوع SB2 روی سکانس اول قرار دارد و مرز بالایی آن با سنگ‌های سازند درود از نوع فرسایشی و SB1 است. این سکانس به اوایل وزین پیشین وابسته است و به نظر

– **رخساره D2: وکستون اکتینودرم و براکیوپددار (Brachiopod echinoderm wackestone):** تفاوت این رخساره با رخساره D1 در مقدار دانه‌های آهکی است. رخساره D2 با بافت وکستونی دارای ۱۰ تا ۲۵ درصد اکتینودرم و ۵ تا ۱۵ درصد براکیوپد است و فراوانی بیوکست‌های دیگر از جمله بریوزوا، پلیسپد، استراکد، روزن‌بر کف‌زی و خرده‌های مرجان ناچیز و هرکدام کمتر از ۵ درصد است. دانه‌های پلیوید و کوارتز آواری با فراوانی خیلی کم در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود. قطر آلوکوم‌ها ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر است. فرایند نوشکلی، دولومیتی شدن و آشفستگی زیستی از رخدادهای دیاژنزی در این رخساره است (شکل ۹-پ).

– **رخساره D3: مادستون/مارن/شیل (Mudstone/ marl/ shale):** رخساره D3 ژرف‌ترین رخساره نهشته‌های کربنیفر در نواحی مورد مطالعه است. فراوانی این رخساره در بخش‌های پایینی سازند مبارک بیشتر است. رخساره D3 دربرگیرنده طیفی از نهشته‌های مادستون آهکی با کمتر از ۱۰ درصد آلوکوم و مارن و شیل است. این موضوع نشان‌دهنده کاهش تدریجی کلسیت در نهشته‌ها و جایگزینی رس با افزایش ژرفای آب از سکو به سوی حوضه است. رنگ عمومی رخساره D3 خاکستری تا سیاه و رگه‌های کلسیتی در آن فراوان است. در رخساره مادستون آهکی مقدار کمی خرده‌های اسکلتی ریز از نوع اکتینودرم، بریوزوا، صدف نازک استراکد و گاه سوزن اسفنج دیده می‌شود. از مهم‌ترین ساخت‌های بیوژنیک در این رخساره می‌توان به Rhizocorallinum و Zoophycos اشاره کرد. ماتریکس این مادستون‌ها معمولاً دچار نوشکلی شده و به میکرواسپار تبدیل شده است. در برخی نمونه‌ها بلورهای دولومیت به‌طور جانشینی در ماتریکس رخساره دیده می‌شود. بیشترین گسترش رخساره D3 در نواحی مورد مطالعه در برش آرو است (شکل ۹-ت).

• **تفسیر گروه D: رخساره‌های دریای باز (Open marine facies):** رخساره D1 به کم‌ژرفاترین بخش دریای باز وابسته است. بافت دانه‌پشتیبان این رخساره و فراوانی و درشتی خرده‌های اسکلتی موجودات دریایی مانند اکتینودرم، براکیوپد و بریوزوا نشان‌دهنده این مطلب است. چنین شرایط معمولاً در نواحی جلوی سد یا پشته‌های ماسه‌ای در زیر خط تأثیر امواج دیده می‌شود. در این زیرمحیط‌ها به دلیل فراوانی ماتریکس، سیمان زیادی تشکیل نمی‌شود و نهشته‌ها رنگ تیره و لایه‌بندی متوسط تا نازک دارند.

رخساره D2 دارای بافت وکستونی است. این موضوع نشان‌دهنده افزایش ماتریکس و کاهش دانه‌های آهکی است. نهشته‌های وابسته به این رخساره دانه‌های ریزتری دارند و لایه‌بندی آن‌ها نیز نازک‌تر است. آشفستگی زیستی در این رخساره بیشتر شده و از انرژی محیط تشکیل کاسته شده است. به همین دلیل رخساره D2 نسبت به رخساره D1 در شرایط آرام‌تر و ژرف‌تر دریایی پدید آمده است. رخساره D3 به عنوان ژرف‌ترین رخساره نهشته‌های کربنیفر، به دلیل داشتن ماتریکس فراوان و دانه‌های ریز آهکی (که فراوانی آن‌ها از صفر تا بیشینه ۱۰ درصد در تغییر است) در زیر خط تأثیر توفان تشکیل شده است. در این محیط آب دریا ساکن است و شرایط احیایی دارد. به همین دلیل مقداری ماده آلی در نهشته‌ها وجود دارد که رنگ رسوبات را خاکستری تیره تا سیاه کرده است. رخساره D3 در صحرا به شکل تناوب‌هایی از شیل‌ها و مارن‌های تیره و سنگ‌های آهکی نازک‌لایه دیده می‌شود.

۸-۳. چین‌نگاری سکانسی

بررسی چگونگی تغییرات عمودی رخساره‌های کربنیفر در ناحیه مورد بررسی و بررسی‌های صحرایی این نهشته‌ها به شناسایی بیشینه ۲ چرخه رسوبی رده سوم یا سکانس رسوبی انجامیده است. این سکانس‌ها بسته به مورد، دارای مرزهای زیرین و بالایی نوع SB1 یا SB2 هستند. مرز سکانسی SB1 با پسروی‌های طولانی‌مدت و یا نبود رسوب‌گذاری و فرسایش شناخته شده است؛ در حالی که مرز سکانسی

همشیب و ناپوسته روی سازند جیروود و در زیر سازند درود قرار دارد و در برگرنده چند واحد سنگ‌چینه‌ای است. این واحدها از سنگ آهک فسیل دار، سنگ آهک شیلی و مقدار کمی شیل تشکیل شده‌اند. بررسی‌های صحرایی و رخساره‌ای نشان می‌دهد که این سنگ‌ها بیشتر در محیط دریای باز و به مقدار کمتر در شرایط تالابی و پشته‌های ماسه‌ای ته‌نشین شده‌اند و تنها در بخش‌های آغازین سازند، رخساره‌های جزرومدی به‌طور محدود دیده می‌شود. بر پایه تغییرات عمودی رخساره‌ها، دو چرخه رسوبی رده سوم یا سکانس در نهشته‌های سازند مبارک در ناحیه مورد مطالعه دیده می‌شود. نهشته‌های یادشده در حاشیه غیر فعال شمال خاوری ابرقاره گندوانا در اقیانوس پالئوتتیس پدید آمده‌اند.

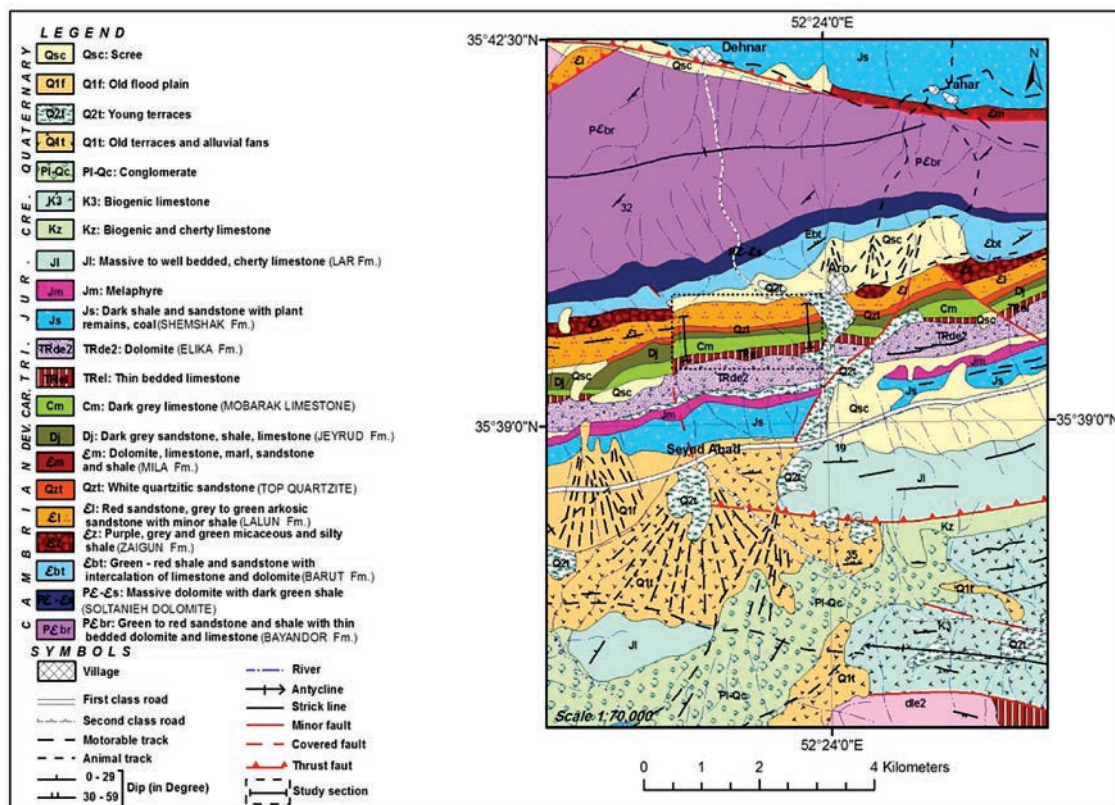
سپاسگزاری

از همکاری و کمک‌های صمیمانه جناب آقایان دکتر پرویز غضنفری، دکتر رحیم مهاری و دکتر بهاء‌الدین حمدی که در اجرای این پژوهش یاری‌گر نگارندگان بوده‌اند، سپاسگزاری می‌شود.

می‌رسد بخش مهمی از دسته رخساره‌های HST آن در اثر فرسایش پیش از پرمین از میان رفته است. سطح غرقابی سکانس دوم به بخش‌های بالایی واحد ۳ مربوط است و با رخساره‌های وکستونی دریای باز مشخص می‌شود. دسته رخساره‌های TST شامل پاراسکانس‌های پسرونده زیر جزری کم‌ژرفا تا ژرف است و نهشته‌های تالابی، سدی و به ویژه دریای باز کم‌ژرفا را در بر می‌گیرد. دسته رخساره‌های HST بر خلاف انتظار، ستبرای ناچیزی دارد و شامل چند متر نهشته دریای باز و سدی است.

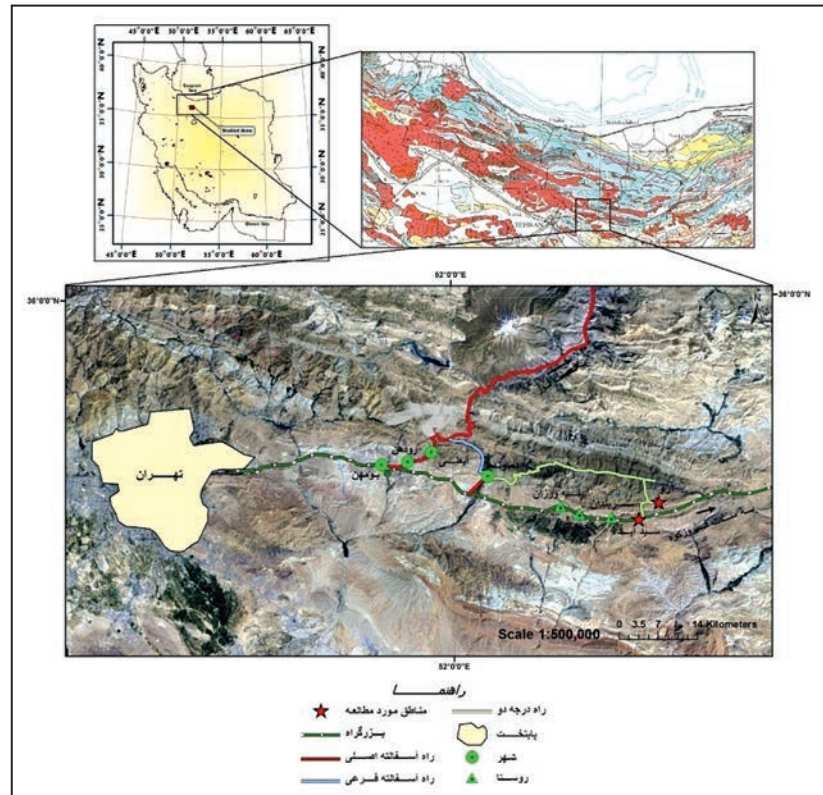
۹- نتیجه‌گیری

تکاپوهای زمین‌ساختی در زمان رسوب‌گذاری و فرسایش گسترده در زمان پس از رسوب‌گذاری، بخش مهمی از نهشته‌های کربنیفر را در ناحیه مورد مطالعه از میان برده است. عملکرد تاق‌دیس مرکب آینه‌ورزان- دلیچای و برگشتگی و وضعیت پیچیده یال جنوبی این تاق‌دیس همراه با عملکرد گسل‌های فراوان از جمله گسل دهنار به تغییرات ستبرای سازندها انجامیده است. ستبرای سازند مبارک در یال جنوبی تاق‌دیس آینه‌ورزان- دلیچای از دیگر نواحی البرز کمتر است. این سازند با مرزهای

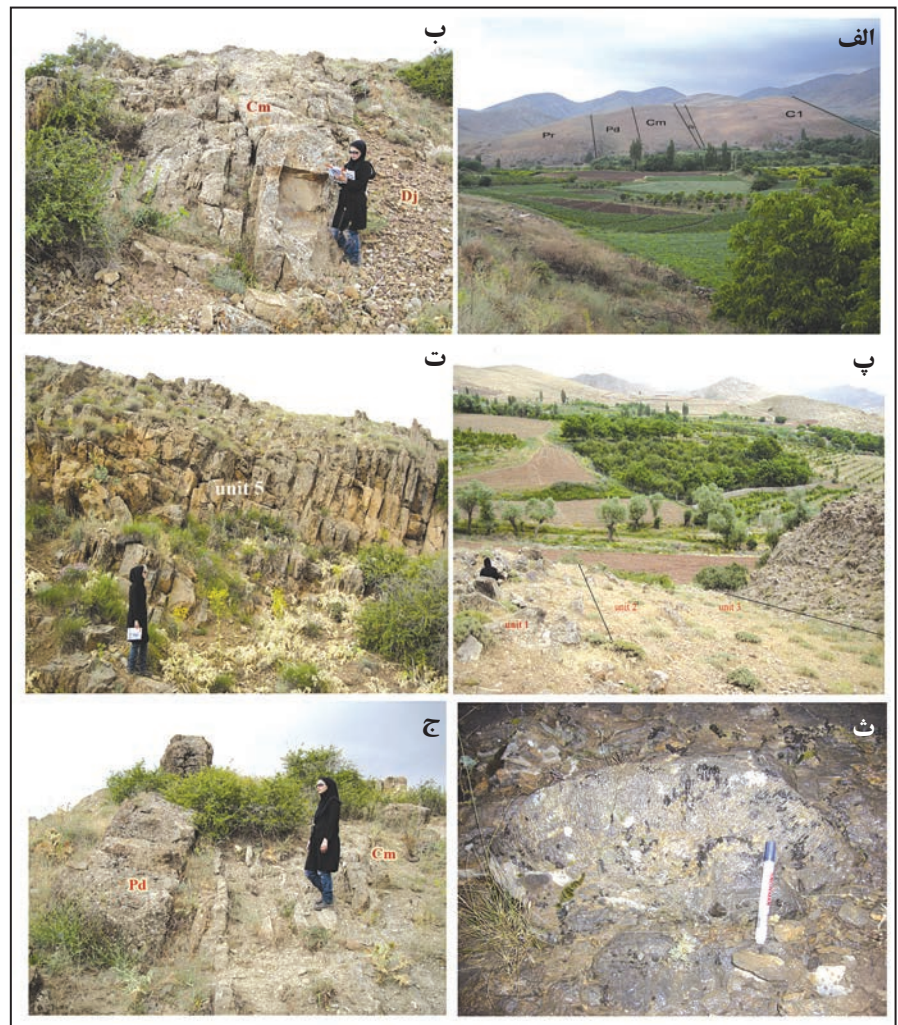


شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه آرو و سیدآباد (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دماوند).

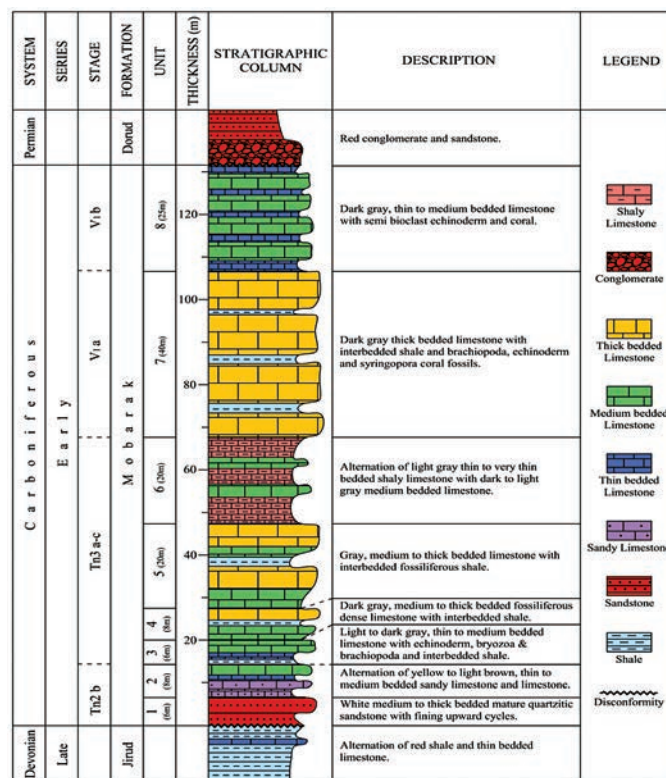
شکل ۲- تصویر سه‌بعدی ماهواره‌ای مناطق آرو، سیدآباد (برگرفته از Google Earth).



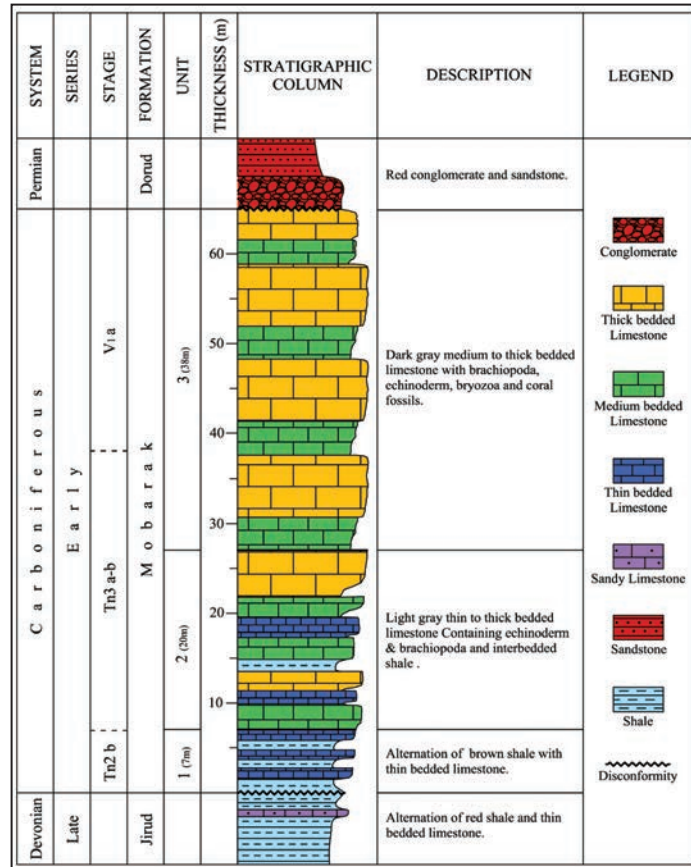
شکل ۳- الف) نمایی از رخنمون سازندهای پالنوزویک در برش آرو (سازندهای لالون (C1)، جیرود (Dj)، مبارک (Cm)، دورود (Pd)، روته (Pr) و لاتریت‌های هم‌ارز سازند نسن (Pn)؛ روستای آرو؛ دید به سوی باختر؛ ب) مرز سازندهای جیرود و مبارک در برش آرو (ماسه‌سنگ‌های کوارتزی واحد ۱ سازند مبارک در سمت چپ با مرز همشیب و ناپیوسته روی سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای سازند جیرود در سمت راست قرار گرفته است)؛ دید به سوی باختر؛ پ) نمایی از واحدهای ۱، ۲ و ۳ سازند مبارک در برش آرو؛ دید به سوی خاور؛ ت) نمایی از سنگ‌های آهکی متوسط تا سبتر لایه واحد ۵ سازند مبارک؛ برش آرو؛ دید به سوی باختر؛ ث) نمایی از مرز سازندهای مبارک (سمت راست) و کنگلومرای آغازین سازند دورود (سمت چپ) در واحد ۸ برش آرو، دید به سمت باختر؛ ج) نمایی از کلونی مرجان سرینگوپورا در سنگ‌های آهکی واحد ۷ سازند مبارک؛ برش آرو.



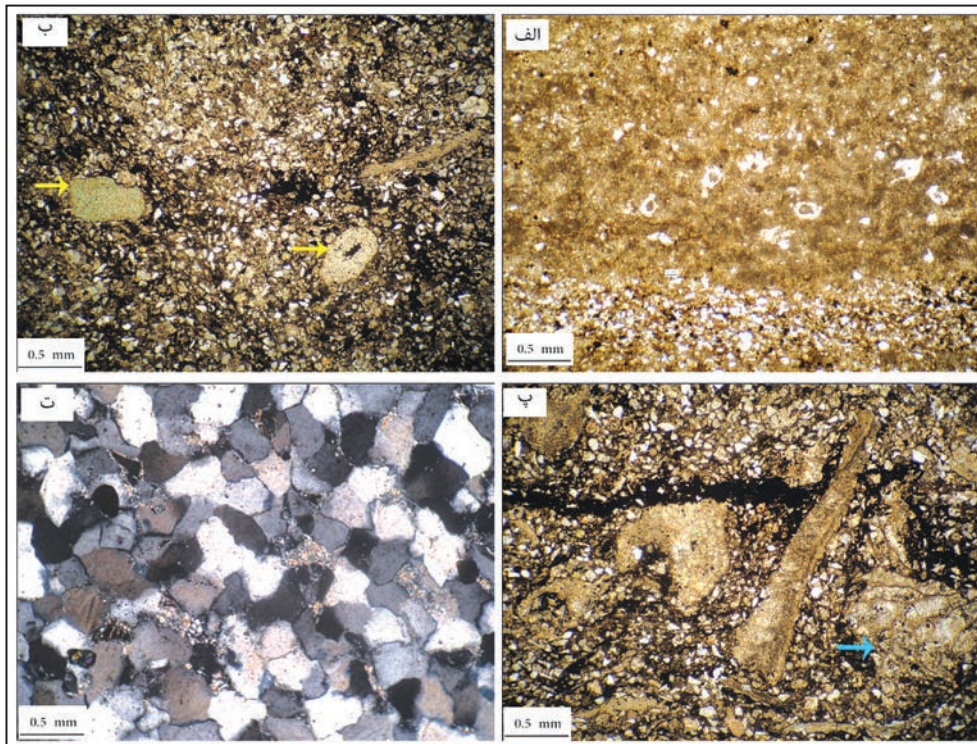
شکل ۴- الف) نمایی از سازندهای لالون C1 (سمت چپ)، جیرود D2 و مبارک Cm (سمت راست)؛ برش سیدآباد، دید به سوی شمال خاوری؛ ب) نمایی از سازندهای مبارک Cm، دورود Pd و روته Pr، برش سیدآباد؛ دید به سوی خاور؛ پ) نمایی از سنگ‌های نازک‌لایه سازند مبارک، بخش آغازین واحد ۲؛ برش سیدآباد؛ ت) نمای نزدیک از سنگ‌های آهکی متوسط تا سبترلایه بخش میانی واحد ۳، سازند مبارک؛ برش سیدآباد؛ ث) نمای نزدیک از فسیل مرجان منفرد (زافرانیتیس)؛ برش سیدآباد؛ ج) نمای نزدیک از کلونی مرجان سرینگوپورا در سنگ‌های آهکی سبترلایه بخش پایانی واحد ۳ سازند مبارک؛ برش سیدآباد.



شکل ۵- ستون چینه‌نگاری سنگی سازند مبارک در برش آرو.

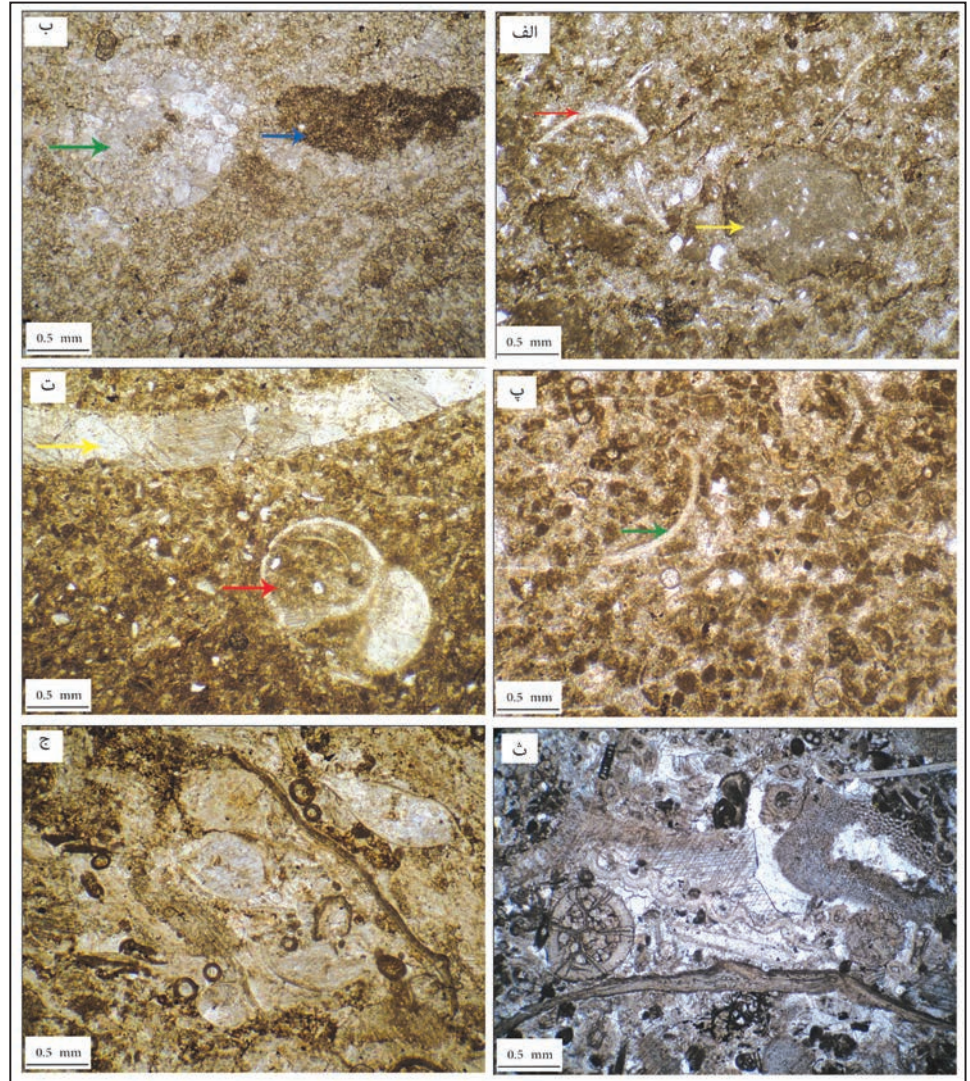


شکل ۶- ستون چینه‌نگاری سنگی سازند مبارک در برش سیدآباد.

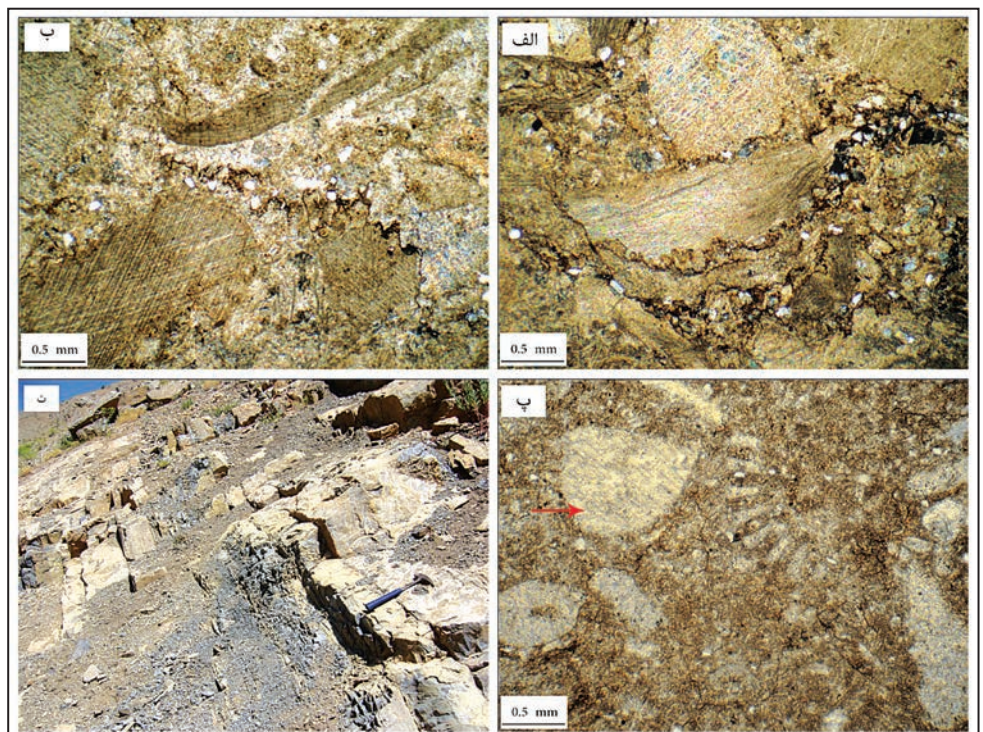


شکل ۷- الف) رخساره A1 خرده‌های ریز اسکلتی، دانه‌های آواری و فابریک لامینه‌ای؛ ب و پ) رخساره A2 و کستون تا پکستون دولومیتی و بیوکست دار ماسه‌ای. دانه‌های آواری، خرده‌های اکتینودرم (فلش زرد)، بریوزوا (فلش آبی)؛ ت) ساب‌لیتارنایت تا کوارتزآرنایت با سیمان سیلیسی، دولومیتی و رسی.

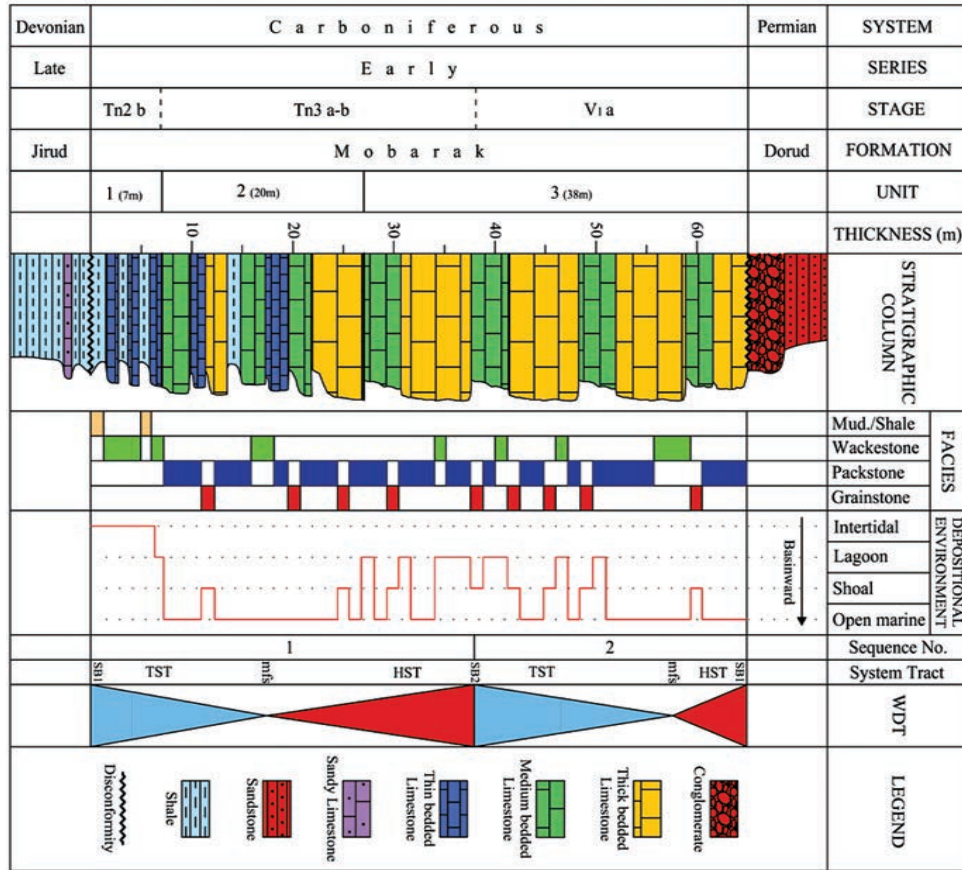
شکل ۸- الف و ب) رخساره B1 مادستون تا وکستون پلسی‌پد، گاستروپد و جلبک‌دار دولومیتی همراه با آشفته‌گی زیستی؛ دانه‌های استراکد (فلش سرخ رنگ)، آشفته‌گی زیستی (فلش زرد رنگ) و خرده‌های آراگونیتی (فلش سبز رنگ) در زمینه‌ای از دولومیکرواسپار؛ پ و ت) رخساره B2 وکستون تا پکستون پلویید و بیوکلست‌دار؛ دانه‌های گاستروپد (فلش سرخ رنگ)، پلسی‌پد (فلش زرد رنگ)، جلبک، استراکد (فلش سبز رنگ) و پلویید در زمینه میکرواسپار؛ ث) رخساره C1 صدف براکیوپد، اکتینودرم و مرجان همراه با سیمان‌های بلوکی و حاشیه‌ای هم محور (سین تکسیال)؛ ج) رخساره C2: گرنستون اکتینودرم‌دار و براکیوپد‌دار، دانه‌های اکتینودرم، براکیوپد، روزن‌بر و استراکد همراه با سیمان‌های بلوکی، رشته‌ای و حاشیه‌ای هم‌محور (سین تکسیال).



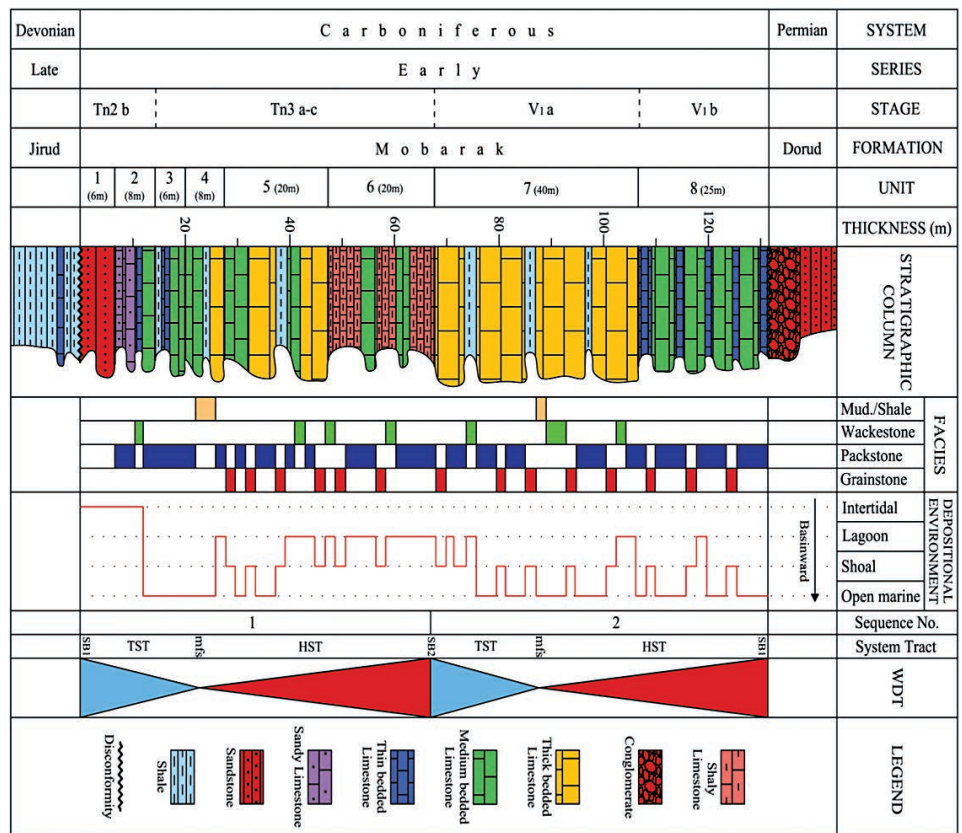
شکل ۹- الف و ب) رخساره D1: پکستون اکتینودرم و براکیوپد‌دار؛ دانه‌های فراوان اکتینودرم و براکیوپد با فشردگی زیاد در میکرواسپار؛ پ) رخساره D2: وکستون اکتینودرم و براکیوپد‌دار؛ خرده‌های اکتینودرم، براکیوپد و بریوزوا؛ ت) نمای نزدیک از لایه‌های شیلی تا گل‌سنگ آهکی وابسته به رخساره D3.



شکل ۱۱- ستون چینه‌نگاری سکانسی سازند مبارک در برش سیدآباد.



شکل ۱۰- ستون چینه‌نگاری سکانسی سازند مبارک در برش آرو.



کتابنگاری

- آفانیاتی، س.ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- آفانیاتی، س.ع.، ۱۳۸۷- فرهنگ چینه‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۲۹۷ ص.
- آلباخ، پ.، اشتایگر، ر. امینی، ب. و خلعتبری، م.، ۱۹۹۷- نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دماوند، سازمان زمین‌شناسی کشور و اکتشافات معدنی کشور.
- رنجکش مهربان، ن.، ۱۳۸۹- زیست‌چینه‌نگاری سازند مبارک در برش ولی آباد، جاده چالوس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- کهنسال قدیم‌وند، ن. و مندل‌زاده، ر.، ۱۳۸۷- محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند جیروود در یال جنوبی تاقدیس آینه‌ورزان-دلیچای شرق دماوند البرز مرکزی، فصلنامه زمین، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، سال سوم، شماره سوم، صص ۳۷ تا ۴۸.
- سازمان تحقیقات و منابع آب، ۱۳۸۶- گزارش هواشناسی تماب، وزارت نیرو، ۲۸۵ ص.
- گلاوس، م.، ۱۹۶۵- نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ مرزن‌آباد، سازمان زمین‌شناسی کشور و اکتشافات معدنی کشور.
- لاسمی، ی. و مهاری، ر.، ۱۳۷۲- میکروفاسیس و محیط‌های رسوبی سازند مبارک در خاور تهران، نشریه علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران، شماره های ۱ و ۲، صص ۷۶ تا ۸۶.
- لاسمی، ی.، ۱۳۷۹- رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزویک ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰ ص.
- مصدق، ح.، ۱۳۷۹- میکروفاسیس‌ها، رخساره‌ها، محیط رسوبی، و چینه‌نگاری سکانسی سازند مبارک (کربنیفر زیرین) در البرز مرکزی، پایان‌نامه دکترا، دانشگاه تربیت معلم، ۲۷۰ ص.
- مهاری، ر.، ۱۳۷۰- پترولوژی، میکروفاسیس و محیط‌های رسوبی سازند مبارک در خاور تهران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال.
- نجفی، م.، ۱۳۸۰- میکروبیواستراتیگرافی سازند مبارک در برش آبینک، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، ۱۱۱ ص.

References

- Assereto, R., 1963- The Paleozoic formations in Central Elborz (Iran). RIV. Ital. Paleont. Stratig., V.64, p.503-543.
- Bozorgnia, F., 1973- Paleozoic foraminifera biostratigraphy of central and east Alborz mountain (Iran), N. P. O., pub., no. 4., 183 p.
- Bromley, R. G., 1990- Trace fossils: Biology and Taphonomy, Unwin. Hyman LTD, 280 pp.
- Carozzi, A. V., 1989- Carbonate Rocks depositional Model. Prentice Hall, New Jersey, p. 604.
- Dunham, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture, In: W. E. Ham (ed.), classification of carbonate rocks. American association of petroleum geologists Memoir, V.1, p. 108-121.
- Flugel, E., 2010- Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. Springer-Verlag, Berlin, p. 984.-Lasemi, Y. and Carozzi, A. V., 1981- Carbonate microfacies and depositional environments of the Kinkaid Formation (Upper Mississippian) of the Illinois Basin, USA, VLL Congreso Geol. Argentino, sanluis , Actas II, p. 357-384.
- Lasemi, Y. & Carozzi, A. V., 1981- Carbonate microfacies and depositional environments of the Kinkaid Formation (Upper Mississippian) of the Illinois Basin, USA, VLL Congreso Geol. Argentino, sanluis , Actas II, p. 357-384.
- Lasemi, Z., 1994- Waulsorting mound, bryozoans. Buildup and storm-generated sand wave facies in the Ullin limestone (Warsaw), In: Waulsortia mounds and reservoir potential of the Ullin times tone- (Warsaw) in Southern Illinois and adjacent area in Kentucky, Illinois State Geological Survey Guidebook V.25, p. 33-51.
- Middleton, G. V., 1973- Johannes Walther's law of correlation of facies. GSA Bull., V.84, p. 979-988.
- Tucker, M. E. & Wright, V. P., 1990- Carbonate Sedimentology. Blackwell, Oxford, p. 482.
- Ueno, K., Watanabe, D., Igo, H., Kawuwa, Y. & Matsumoto, R., 1997- Early Carboniferous Foraminifers from the Mobarak Formation of Shahmirzad, northeastern Alborz Mountains, northern Iran. In Late Paleozoic Foraminifera; Their Biostratigraphy, Evolution, and Pale ecology; and the Mid-Carboniferous Boundary.
- Wilson, J. L., 1975- Carbonate facies in geologic history: New York, Springer-Verlag.p.471.
- Wright, P. V. & Burchette, T. P., 1996- Shallow- water carbonate environment in: sedimentar environments: processes, facies and stratigraphy (H. GT. Reading ed), Blackwell scientific: 325- 94.

Sequence stratigraphy of the Carboniferous deposits in Ayenehvarzan–Dalichai anticline, East of Tehran, Central Alborz

N. Kohansal-Ghadimvand ^{1*}, Sh. Gholipouri ² & M. R. Majidifard ³

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Islamic Azad University North Tehran Branch, Tehran, Iran

² Ph.D. Student, Department of Geology, Islamic Azad University North Tehran Branch, Tehran, Iran

³ Assistant Professor, Research Institute for Sciences, Geological survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2015 November 04

Accepted: 2016 February 15

Abstract

The early carboniferous Mobarak Formation was studied in southern flank of Ayenehvarzan–Dalichai anticline, in Aru and Seyedabad sections, east of Tehran. The aim of this study is to determine microfacies, interpretation of depositional environments and sequence stratigraphy of the Mobarak Formation. In this study, the thickness of Mobarak Formation in Aru and Seyedabad sections varies from 133 to 65 meters and consists of limestone with intercalations of shale and marl. According to lithological characteristics, the Mobarak Formation subdivided into several rock units. The Mobarak Formation is disconformably overlain by Jirud Formation and underlain by Doroud Formation. Ten microfacies have been recognized on the basis of depositional remarks and petrographic analysis. These carbonate facies belong to 4 major sub-environments including beach/tidal flat, lagoon, barrier/sand shoal and open marine. These facies deposited in a homoclinal carbonate ramp and include two sedimentary sequences.

Keywords: Mobarak Formation, Ayenehvarzan–Dalichai anticline, Carboniferous, Sequence stratigraphy, Central Alborz.

For Persian Version see pages 143 to 154

*Corresponding author: N. Kohansal Ghadimvand; E-mail: nkohansal@yahoo.com