

رخساره‌ها، محیط رسوبی و دیاژنز سازند مبارک در ناحیه ولی آباد، البرز مرکزی

نادر کهنسال قدیم‌وند^۱، شیما قلی‌پوری^۲، پرویز غضنفری^۳ و رحیم مهاری^۴

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران
^۲ دانشجوی دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران
^۳ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، قزوین، ایران
^۴ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۱/۲۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۵/۳۱

چکیده

این مطالعه با هدف تعیین ریز رخساره‌ها و فرایندهای دیاژنزی نهشته‌های سازند مبارک به سن کربنیفر پیشین در برش ولی آباد در جاده کرج-چالوس صورت گرفته است. در این برش سازند مبارک با ستبرای ۳۳۹ متر شامل سنگ آهک با میان‌لایه‌های شیل و مارن بوده و بر پایه ویژگی‌های سنگ‌چینه‌ای به ۸ واحد سنگی تقسیم شده است. این سازند با یک ناپوستگی فرسایشی روی سازند لالون قرار گرفته و همچنین سازند مبارک به صورت همشیب توسط سازند دزدبند پوشیده شده است. بر پایه بافت‌های رسوبی و مطالعات سنگ‌نگاری، ۱۳ ریزرخساره مربوط به چهار کمربند رخساره‌ای ساحلی / کشندی، تالاب، سد / برجستگی‌های ماسه‌ای و دریای باز شناسایی شده است. سازند مبارک در یک رمپ کربناتی همشیب نهشته شده است.

کلیدواژه‌ها: ولی آباد، سازند مبارک، کربنیفر، رخساره، محیط رسوبی، رمپ کربناتی همشیب، البرز مرکزی.

*نویسنده مسئول: نادر کهنسال قدیم‌وند

E-mail: nkohansal@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

Assereto (1963) سنگ‌های آهکی فسیل‌دار کربنیفر پیشین بلندی‌های امام‌زاده هاشم در ناحیه مبارک‌آباد را سازند مبارک نامگذاری کرد (آقاباتی، ۱۳۸۷). نام این سازند از روستای مبارک‌آباد در شمال خاوری تهران گرفته شده است. سازند مبارک با ۴۵۰ متر ستبرای، معرف سنگ‌های کربنیفر زیرین البرز است. اگر چه این واحد سنگی به مقدار زیاد ردیف‌های کربنیفر 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) قرار دارد. ولی در دیگر نواحی، سازند مبارک بیشتر با سازند جیروود همبر است و ردیف‌های روی آن ممکن است به سن‌های گوناگون (پرمین، تریاس، ژوراسیک) باشد.

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، ساخت‌های رسوبی و دیگر ویژگی‌های میدانی و میکروسکوپی، رخساره‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های سازند مبارک در ناحیه ولی آباد شناسایی شود. بدین منظور پس از شناسایی منطقه و گردآوری داده‌ها و نقشه‌های موجود و مشاهدات میدانی و تفسیر عکس‌های ماهواره‌ای و هوایی، موقعیت منطقه روی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مرزن‌آباد (گلوس، ۱۳۴۴) مشخص شد (شکل ۲). در بررسی‌های میدانی، در راستای انجام این پژوهش، ۱۳۰ نمونه برای تهیه برش‌های نازک میکروسکوپی برداشت و توسط میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شد. در بررسی و رده‌بندی رخساره‌های کربناتی از روش Dunham (1962) استفاده شد. بررسی محیط رسوبی و رخساره‌ها بر پایه بررسی تغییرات جانبی و عمودی آنها، قانون Walthor (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 در شمال خاور تهران معرفی شد. Bozorgnia (1973) مطالعات زیست‌چینه‌ای گسترده‌ای در رخنمون‌های مختلف این سازند در البرز انجام داد. در سال‌های اخیر رضوان‌نیا و خاکسار (۱۳۹۱) به بررسی زیستگاه مرجان‌های Cyathaxania ویزین پسین نهشته‌های سازند مبارک در برش ولی آباد، البرز مرکزی پرداخته‌اند. رنجکش مهربان (۱۳۸۹) و رنجکش مهربان و حمدی (۱۳۹۱) به بررسی زیست‌چینه‌نگاری سازند مبارک در برش ولی آباد، جاده چالوس پرداخته‌اند. زندکرمی و همکاران (۱۳۹۱) نیز روند تکاملی موجودات ویزین سازند مبارک در برش ولی آباد را مطالعه کرده‌اند.

۴- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی عمومی

برش مورد مطالعه در جنوب باختری روستای ولی آباد در گردنه هزارچم در بخش کلاردشت شهرستان چالوس و در استان مازندران قرار گرفته است (شکل ۳- الف). برش ولی آباد در محدود جغرافیایی ۰۵' ۱۵' ۳۶° عرض شمالی و ۰۷' ۱۸' ۵۱° طول خاوری قرار دارد. این منطقه با روستای دزدبند از شمال، با روستای هریجان از جنوب خاوری و با روستاهای دریابک و سیاه بیشه از جنوب هم‌مرز است (شکل ۲). برش مورد مطالعه یک منطقه کوهستانی و سرد است و گونه‌های گیاهی با توجه به بلندی زیاد گسترش کمی دارند (شرکت خدماتی مهندسی برق-مشانیر، ۱۳۸۱). بهترین راه دسترسی به برش مورد مطالعه جاده تهران-چالوس است. برش مورد مطالعه در استان مازندران و در ۱۳۰ کیلومتری شمال تهران پس از سیاه بیشه و پیش از پیچ هزارچم و مرزن‌آباد قرار دارد (شکل ۱). با توجه به شکل ۲، سازندهای موجود در منطقه از قدیم به جدید شامل لالون، میلا، جیروود، مبارک، دورود و روته است (شکل‌های ۳- ب و پ). بلندی‌های مهم منطقه شامل کوه خشک‌دره، شاه‌پیل، زرین‌وش و کوه اردال است. منطقه مورد مطالعه از سازندهایی مانند سازند جیروود، مبارک، دورود، روته، نسن، الیکا، شمشک، گدازه‌های آتشفشانی و نهشته‌های کواترنر تشکیل شده است. در البرز مرکزی سازند مبارک بیشتر از تناوب شیل و سنگ آهک‌های تیره رنگ و مارن تشکیل شده است. سازند مبارک در برش الگو هم ارز بخش‌های B، C و D سازند جیروود و معرف کربنیفر زیرین البرز است. بخش

۶-۱. رخساره‌های محیط رسوبی ساحلی / پهنه کشنده (Beach/ Tidal flat facies)

ویژگی آشکار رخساره‌های ساحلی / کشنده سازند مبارک در برش مورد مطالعه، ماهیت دوگانه 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 کربناتی، رخساره‌های مخلوط سیلیسی آواری- کربناتی را پدید آورده است:

A1 - وکستون بیوکلاستی ماسه‌ای (Sandy bioclast wackestone): در این رخساره حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد دانه آواری کوارتز در اندازه ماسه ریز و ۲۰ درصد آلومک از نوع خرده‌های اسکلتی دیده می‌شود. خرده‌های اکتینودرم به مقدار بیشتر و خرده‌های براکیوپود، مرجان، دوکفه‌ای و استراکد به مقدار کمتر در این رخساره وجود دارد. از دانه‌های آواری دیگر می‌توان به کانی‌های تیره اشاره کرد. گل آهکی رخساره تبلور دوباره پیدا کرده و به میکرواسپار تبدیل شده است (شکل ۵-الف).

A2 - پکستون بیوکلاستی ماسه‌ای (Sandy bioclast packstone): در این رخساره فراوانی دانه‌های آواری کوارتز حدود ۴۰ تا ۶۰ درصد و فراوانی آلومک‌ها ۲۰ تا ۳۰ درصد است. دانه‌های کوارتز در اندازه ماسه ریز و زاویه‌دار هستند و آلومک‌ها ماهیت جابه‌جا شده و تخریب یافته دارند و بیشتر از خرده‌های براکیوپود و اکتینودرم تشکیل شده‌اند. برخی از نمونه‌های وابسته به این رخساره به صورت ماسه‌سنگ‌های آهکی فسیل‌دار دیده می‌شود.

نهنشته‌های در برگیرنده رخساره‌های A1 و A2 لایه‌نازک هستند و به رنگ زرد متمایل به قهوه‌ای در قاعده سازند مبارک دیده می‌شوند. وجود لامینه، ماهیت هبیریدی و دوگانه رخساره‌ها، حضور دانه‌های سیلیسی آواری و آهکی در کنار هم و نابرجا بودن آلومک‌ها نشانگر تشکیل آنها در یک محیط ساحلی / کشنده همزمان با بالا آمدن تدریجی سطح آب دریاست (شکل ۶-ب).

۶-۲. رخساره‌های محیط رسوبی تالاب (Lagoonal facies)

رخساره‌های تالابی سازند مبارک در برش مورد مطالعه شامل پلویید، روزن‌بران کفزی و برخی جانداران آب‌های محصور یا نیمه محصور مانند دوکفه‌ای، گاستروپود و استراکد است.

B1 - وکستون بیوکلاستی و پلوییدی دولومیتی شده (Dolomitized peloid bioclast wackestone): در این رخساره به‌طور میانگین حدود ۱۵ درصد روزن‌بران کفزی، ۱۰ درصد خرده اکتینودرم، ۵ درصد جلبک سبز، ۵ درصد خرده براکیوپود، ۳ درصد استراکد و ۱۰ درصد پلویید در زمینه‌ای از میکرواسپار دیده می‌شود (شکل ۶-پ).

B2 - پکستون بیوکلاستی و پلوییدی (Peloid bioclast packstone): در این رخساره دانه‌های پلویید، صدف دوکفه‌ای، استراکد همراه با روزن‌بران کفزی اجزای اصلی هستند و مقدار کمتری خرده‌های اکتینودرم، براکیوپود، بریوزا و جلبک دیده می‌شود (شکل ۶-ت). جلبک‌ها در ژرفای حدود ۱۰ متری فراوان هستند (Gallagher, 1996) و با محیط بسته تالاب سازگاری دارند (Wray, 1977). در میان نمونه‌های این رخساره، دو زیررخساره شناسایی شده است؛ زیررخساره پکستون براکیوپود، اکتینودرم و روزن‌بران پلوییدی (Peloid foram echinoderm) و زیررخساره پکستون دوکفه‌ای و استراکد‌دار پلوییدی (Peloid ostracod bivalve packstone).

B3 - پکستون آئیدی و بیوکلاستی ماسه‌ای (Sandy bioclast ooid packstone): وجود حدود ۳۰ درصد آئید در کنار خرده‌های دوکفه‌ای، گاستروپود و اکتینودرم و وجود ۱۵ درصد ماسه آواری کوارتز، این رخساره را از دیگر رخساره‌های تالابی جدا کرده است. دانه‌های آئید نشانه‌های جابه‌جایی نشان داده و از برجستگی‌های ماسه‌ای آئیدی وارد زیر محیط تالاب شده‌اند. رنگ خاکستری تیره، لایه‌بندی نازک تا متوسط، آشفتنگی زیستی، میکربیتی شدن و وجود گل آهکی، پلویید و دیگر

A از سازند جیروود مربوط به دونین پسین است (آقابات، ۱۳۸۷). از گسل‌های موجود در منطقه می‌توان گسل ولی‌آباد، گسل نسن، راندگی سیاه‌بیشه، گسل دونا-سیاه‌بیشه و راندگی کندوان را نام برد.

۵- چینه‌نگاری سازند مبارک در برش ولی‌آباد

سازند مبارک در برش ولی‌آباد ۳۳۹ متر ستبرا دارد و بیشتر از سنگ‌های آهکی سیاه رنگ و به مقدار کمتر از لایه‌های شیل و مارن تشکیل شده است. این سازند با یک ناپوستگی فرسایشی روی سازند لالون (در برخی از جاها روی لایه‌های تفکیک نشده سازندهای میلا و جیروود) قرار گرفته و همچنین به صورت همشیب توسط سازند دزدبند پوشیده شده است. سازند دزدبند خود با ناپوستگی فرسایشی توسط سازند دورود پوشیده شده است (احمدزاده و همکاران، ۱۳۷۵). بر پایه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی مرزن‌آباد، سازند مبارک با یک ناپوستگی همشیب در زیر سازند دورود قرار دارد. وجود نهنشته‌های نامورین (سازند دزدبند) در برش ولی‌آباد گزارش شده است. روی سازند مبارک در برش ولی‌آباد سنگ‌های آهکی ماسه‌ای و ماسه‌سنگ‌های آهکی تیره به‌طور همشیب قرار دارند (رنجکش مهربان، ۱۳۸۹؛ رنجکش مهربان و حمدی، ۱۳۹۱). این واحد سنگی با ستبرای نامشخص به نام سازند دزدبند و با مرز فرسایشی در پایین سازند دورود قرار دارد (شکل ۵).

سازند مبارک در ناحیه ولی‌آباد از ۸ واحد سنگی به شرح زیر تشکیل شده است: - واحد ۱: ۳۰ متر سنگ آهک ستبر لایه به رنگ خاکستری تیره تا سیاه با میان‌لایه‌های شیلی (شکل ۳-ت).

- واحد ۲: ۲۲ متر سنگ آهک مارنی متوسط تا ستبر لایه به رنگ خاکستری تیره تا سیاه همراه با خرده‌های مرجانی و ساختمان‌های رسوبی بیوژنیک (اثر فسیل) (شکل ۳-ث).

- واحد ۳: ۴۰ متر سنگ آهک ستبر لایه یا توده‌ای به رنگ خاکستری صخره‌ساز با خرده‌های اسکلتی کم (شکل ۳-ج).

- واحد ۴: ۸۵ متر سنگ آهک ستبر لایه به رنگ خاکستری دارای خرده‌های فسیلی براکیوپود، مرجان، دوکفه‌ای و گاستروپود (شکل‌های ۴-الف و ب).

- واحد ۵: ۷۳ متر سنگ آهک با بافت گریستونی به رنگ خاکستری با خرده‌های فسیلی کم (شکل ۴-پ).

- واحد ۶: ۵۵ متر تناوب سنگ آهک ماسه‌ای خاکستری و مارن‌های تیره با فسیل مرجان‌های منفرد (شکل‌های ۴-ت و ث).

- واحد ۷: ۱۲ متر سنگ آهک درشت بلور با بافت گریستونی به رنگ خاکستری روشن (شکل ۴-ج).

- واحد ۸: ۲۲ متر سنگ آهک ستبر لایه به رنگ خاکستری روشن همراه با میان‌لایه‌های مارنی تیره.

۶- رخساره‌ها و محیط رسوبی

یافته‌های میدانی و بررسی دقیق سنگ‌نگاری نمونه‌های سازند مبارک در برش ولی‌آباد به شناسایی چهار کمربند رخساره‌ای ساحلی/کشنده، 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 و شکل هندسی آنها و بافت‌ها و ساختمان‌های رسوبی توجه شده است. از سوی دیگر، در بررسی‌های میکروسکوپی، نوع و اندازه آلومک‌ها، نوع اورتوکم و فابریک‌های موجود مطالعه و در تفکیک و رده‌بندی رخساره‌ها و تفسیر محیط ته‌نشینی از آنها استفاده شده است (Wilson, 1975; Flugel, 2010; Carozzi, 1989; Tucker & Wright, 1990; Lasemi, 1994). رخساره‌های سازند مبارک در برش مورد مطالعه را می‌توان به شرح زیر دسته‌بندی کرد:

تیره رنگ، و همراهی با لایه‌های مارن و شیل نشان دهنده تشکیل آنها در محیط‌های کم‌ژرفای دریای باز است (شکل ۸-ث).

۲- D2) وکستون بیوکلاستی (Bioclast Wackestone): تفاوت این رخساره با رخساره پیشین در نوع بافت آن و فراوانی دانه‌های آهکی است. رخساره وکستون بیوکلاستی در ژرفای بیشتر در دریای باز ته‌نشین شده است (شکل ۸-ج).

۳- D3) مادستون / مارن / شیل (Lime Mudstone/ Marl/ shale): رخساره‌های گل‌سنگ آهکی، مارن و شیل به‌صورت متناوب در برخی واحدهای سنگی سازند مبارک دیده می‌شوند. این رخساره‌ها آلوکم زیادی ندارند و به‌صورت لایه‌های نازک سنگ آهک خاکستری تیره، مارن و شیل دیده می‌شوند و به بخش ژرف‌تری از دریا وابسته هستند. شواهد موجود نشانگر تشکیل این رخساره‌ها در زیر ژرفای تأثیر توفان دورتر از ناحیه سکو است.

۷- فرایندهای دیاژنی

به تغییراتی که در ویژگی‌ها و ترکیب رسوبات از زمان نهشته شدن در محیط رسوبی تا سنگ شدن و پیش از وارد شدن به محیط دگرگونی روی می‌دهد، دیاژنز گفته می‌شود (Moore, 2001; Machel, 1999). دیاژنز طیف گسترده‌ای از فرایندهای فیزیکی، شیمیایی و زیستی پس از رسوب‌گذاری را شامل می‌شود که رسوبات اولیه با آب‌های میان‌منفذی در حوضه رسوبی واکنش می‌دهند تا به یک تعادل بافتی و ژئوشیمیایی پایدار با محیط دست یابند (Schmid et al., 2004). شناخت فرایندهای دیاژنز برای تفسیر ویژگی‌های ریزرخساره‌ها اهمیت زیادی دارد. مهم‌ترین فرایندهای دیاژنی مؤثر در سنگ‌های کربناتی شامل سیمانی شدن، انحلال، فشردگی، میکربیتی شدن، نوریختی، دولومیتی شدن و آشفستگی زیستی است (Flügel, 2010). ترکیب و بافت رسوب، تاریخچه تدفین و شیمی آب‌های میان‌دانه‌ای درون حوضه رسوب‌گذاری از جمله مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار در دیاژنز است (Kim et al., 2007). سن رسوبات و شکل هندسی لایه‌ها، اقلیم و محیط رسوبی و رخساره‌های سنگی، نقش مهمی در دیاژنز دارند (Molenaar et al., 2006; Tucker, 2001; Parcerisa et al., 2006). در سازند مبارک در ناحیه مورد مطالعه، فرایندهای گوناگون دیاژنز بر سنگ‌های کربناتی مؤثر بوده است که از مهم‌ترین آنها می‌توان به میکربیتی شدن، انحلال، سیمانی شدن، نوریختی، فشردگی فیزیکی و شیمیایی، دولومیتی شدن و جاننشینی اشاره کرد (جدول ۱). تأثیر این متغیرها بستگی به درجه اشباع‌شدگی، دما و سرعت جریان سیال‌های دیاژنی دارد (Gonzalez et al., 1992).

۷-۱. آشفستگی زیستی

فعالیت زیستی جانوران در رسوبات، شکل‌ها، الگوها و آثار فسیلی گوناگونی بر جای می‌گذارد که به آنها آشفستگی زیستی گفته می‌شود. معیار شناسایی آشفستگی زیستی حالت لکه‌لکه در رنگ و بافت یا دولومیتی شدن متفاوت در زمینه است (شکل‌های ۹-الف و ب).

۷-۲. میکربیتی شدن

میکربیتی شدن یک فرایند دیاژنز اولیه است. در این فرایند دانه‌های کربناتی توسط بلورهای مخفی کربناتی یا میکربیت جانشین می‌شوند (Flügel, 2010) (شکل‌های ۹-پ، ۱۰-ت و ۱۱-ث).

۷-۳. انحلال و تخلخل

انحلال سبب حل شدن دانه‌ها و افزایش تخلخل موجود در سنگ می‌شود (Tucker, 2001). انحلال از فرایندهای مهم دیاژنز و عامل اصلی تخلخل در سازند مبارک است. انواع تخلخل در سازند مبارک شامل تخلخل‌های میان‌دانه‌ای، درون‌دانه‌ای، حفره‌ای، میان‌بلوری و حاصل از شکستگی است (شکل‌های ۹-ت، ۱۱-ج و ۱۱-ث).

موجودات وابسته به تالاب نشانگر تشکیل این رخساره در شرایط به نسبت محدود تالابی است (شکل‌های ۶-ث و ج).

۶-۳. رخساره‌های محیط رسوبی سد / برجستگی‌های ماسه‌ای (Barrier/Shoal facies)

بخش مهمی از رخساره‌های سازند مبارک در ناحیه مورد مطالعه در شرایط کم‌ژرفا و پر انرژی محیط دریایی در موقعیت‌های سدی یا برجستگی‌های ماسه‌ای پدید آمده‌اند. با توجه به نوع رخساره‌های شناسایی شده، این برجستگی‌های زیر آبی از نوع آئیدی، پلوییدی و بیوکلاستی بوده و در کنار آنها رخساره‌های آنکوئیددار و اینتراکلاست دار تشکیل شده‌اند. این رخساره‌های گریستونی معمولاً دانه‌درشت هستند و لایه‌های متوسط تا ستری تشکیل داده‌اند. فراوانی خرده‌های اسکلتی به‌ویژه اکتینودرم، نبود زمینه (ماتریکس) و جورشدگی خوب دانه‌ها همراه با سیمان‌های دریایی، شاخص محیط پر انرژی سد یا برجستگی‌های ماسه‌ای است (Elrik & Read, 1991). با توجه به فراوانی نسبی دانه‌های موجود در رخساره‌ها که شامل خرده‌های اسکلتی گوناگون (اکتینودرم، براکیوپود، روزن‌بر و دوکفه‌ای)، آئیدهای منفرد و مرکب، پلویید و آنکوئید هستند، رخساره‌های گوناگونی به قرار زیر در زیر محیط برجستگی‌های ماسه‌ای ساخته شده‌اند:

- C1) گریستون بیوکلاستی (Bioclast Grainstone) (شکل‌های ۷-الف و ب).
- C2) گریستون آئیدی و بیوکلاستی (Bioclast ooid Grainstone) (شکل‌های ۷-پ و ت).
- C3) گریستون آنکوئیدی و بیوکلاستی (Bioclast oncoid Grainstone) (شکل ۸-الف).
- C4) گریستون پلوییدی و بیوکلاستی (Bioclast peloid Grainstone) (شکل ۸-ب).
- C5) گریستون آنکوئیدی و آئیدی (Ooid oncoid Grainstone) (شکل ۸-ت). وجود دانه‌های آهکی درشت و فراوان، جورشدگی و گردشدگی نسبی دانه‌ها، نبود گل‌آهکی، نوع آلوکم‌ها و دلایل دیگر نشانگر ته‌نشینی این رخساره‌ها در زیر محیط سد یا برجستگی‌های زیر آبی است (Tucker & Wright, 1990). در میان رخساره‌های یاد شده، زیررخساره‌هایی وجود دارد که افزون بر آلوکم‌های پیشین، دارای مقدار زیادی اینتراکلاست هستند و با در نظر گرفتن شواهد موجود (مانند بافت رخساره‌ها، تداوم جانبی محدود لایه‌ها و دانه‌بندی تدریجی به سوی بالا ریزش) در زیر محیط کانال‌های کشندی رسوب کرده‌اند. این زیر رخساره‌ها عبارتند از:

- C1-1) گریستون بیوکلاستی و اینتراکلاستی (Intraclast bioclast Grainstone).
- C2-1) گریستون اینتراکلاستی، بیوکلاستی و آئیدی (Ooid bioclast intraclast Grainstone) (شکل‌های ۷-ث و ج).
- C4-1) گریستون بیوکلاستی، اینتراکلاستی و پلوییدی (Peloid intraclast bioclast Grainstone) (شکل ۸-پ).

۶-۴. رخساره‌های محیط رسوبی دریای باز (Open marine facies)

در بیشتر مناطق البرز مرکزی بخش قابل توجهی از نهشته‌های سازند مبارک مربوط به دریای باز است. این ویژگی‌ها در منطقه ولی آباد هم دیده می‌شود. بیشتر توالی‌های سنگ آهک نازک لایه به رنگ خاکستری تیره تا سیاه همراه با نهشته‌های مارن یا شیل گویای همین مطلب است. این رخساره‌ها عبارتند از:

۱- D1) پکستون بیوکلاستی (Bioclast packstone): در این رخساره دانه‌های اسکلتی گوناگون در اندازه ماسه درشت تا گراول در زمینه‌ای از گل آهکی قرار دارند. بخش مهمی از دانه‌ها خرده‌های اکتینودرم و براکیوپود هستند و در رتبه‌های بعدی خرده‌های مرجان، بریوزوا، دوکفه‌ای، روزن‌بر و بیوکلاست‌های دیگر قرار دارند. بافت این رخساره و فراوانی اسکلت موجودات دریایی در کنار لایه بندی نازک و

۴-۴. سیمانی شدن

سیمانی شدن یکی از مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی است که طی آن رسوب سست کربناتی به سنگ‌آهک سخت تبدیل می‌شود (Tucker, 2001). سیمانی شدن در بیشتر موارد سبب کاهش تخلخل و تراوایی می‌شود. برای تشکیل سیمان، شرایط فوق اشباع سیال نسبت به کانی سیمانی کننده ضروری است (Flugel, 2010).

– **سیمان سوزنی تا فیبری هم‌ستبر:** این سیمان دارای ترکیب کانی شناسی آراگونیتی است و بیشتر در محیط دیاژنزی فریاتیکی دریایی تشکیل می‌شود (Flugel, 2010) (شکل‌های ۱۰-ب و پ و ۱۲-الف).

– **سیمان دانه‌ای یا بلوکی:** سیمان‌های دانه‌ای به شکل بلورهای کوچک و هم‌اندازه هستند. این نوع سیمان بیشتر در محیط‌های آب شیرین و دفنی تشکیل می‌شود. سیمان دانه‌ای به شکل بلورهای ریز و هم‌اندازه، در رخساره‌های گریستونی و پکستونی در فضای میان دانه‌ها پس از تشکیل سیمان اولیه شکل می‌گیرد (Tucker, 2001). سیمان بلوکی به صورت بلورهای درشت با حاشیه به نسبت مشخص فضای میان دانه‌ها را پر می‌کند (Tucker, 2001; Flugel, 2004; Haijun et al., 2006). گسترش سیمان بلوکی نشان‌دهنده نسبت Mg/Ca در سیال‌های سازنده است (Purser, 1978; Ahmad et al., 2006). شکستگی‌های موجود در سنگ‌ها بیشتر به وسیله این سیمان پر می‌شود (Seeling et al., 2005). در سازند مبارک در برش مورد مطالعه سیمان‌های دانه‌ای یا بلوکی از جمله فراوان‌ترین نوع سیمان‌ها هستند (شکل‌های ۱۰-پ، ت، ث و ج و ۱۱-الف و ب).

– **سیمان هم‌بند:** این نوع سیمان از بلورهای درشت کلسیت، به شکل موزاییکی و بدون جهت یافتگی در فضاهای خالی میان دانه‌ها و درون دانه‌ها رشد کرده است. این سیمان بیشتر در رخساره‌های گریستونی دارای تخلخل قالبی و مربوط به محیط دیاژنزی جوی و دفنی دیده می‌شود (Tucker, 2001) (شکل ۱۰-ج).

– **سیمان در برگیرنده:** این سیمان متشکل از بلورهای بزرگی است که تعدادی دانه را در بر می‌گیرند (Friedman, 1965; Bathurst, 1975). این سیمان در نتیجه سرعت کند هسته‌سازی بلورهای کلسیت و یا رشد آرام آنها تشکیل می‌شود (Tucker & Wright, 1990).

– **سیمان دروزی:** این سیمان پرکننده حفرات و فضاهای خالی میان دانه‌ها، درون اسکلت موجودات، قالب‌ها و یا شکستگی‌هاست. این نوع سیمان بدون شکل یا نیمه‌شکل دار است و اندازه بلورها از دیواره حفره به سوی مرکز آن افزایش می‌یابد (Flugel, 2010; Bathurst, 1975) (شکل ۱۱-ب).

– **سیمان سین‌تکسیال:** سیمان سین‌تکسیال در رخساره‌های غنی از خارپوستان فراوان است. این نوع سیمان حاصل رشد سیمان تک‌بلور کلسیت روی دانه‌های اکتینودرم و خار اکتینودرم است. این نوع سیمان بیشتر مربوط به محیط جوی (Longman, 1980; Flugel, 2010) یا دفنی است (شکل ۱۰-الف).

۴-۵. فشردگی

فشردگی هر نوع فرایندی است که سبب کاهش حجم کلی سنگ شود (Flugle, 1982). فشردگی همراه با فرایندهای شیمیایی و مکانیکی انجام می‌شود.

– **فشردگی مکانیکی:** این فرایند در نمونه‌های مورد مطالعه از سازند مبارک به طور مشخص و به شکل تماس نقطه‌ای، طولی، محذب و مقعر و با افزایش مقدار فشردگی به شکل تماس مضرس دیده می‌شود. همچنین تراکم مکانیکی به شکل شکستگی اجزای رخساره‌ها نیز دیده می‌شود (شکل ۱۱-پ).

– **فشردگی شیمیایی:** این فرایند تحت شرایط افزایش فشار همراه با تنش‌های لیئوستاتیک در محیط‌های دفنی و با انحلال بلورها همراه است (Choquette & James, 1987). وجود استیلولیت در سازند مبارک در برش ولی‌آباد از انواع دیاژنز دفنی است. عوامل گوناگونی مانند دما، فشار و ترکیب کانی شناسی سنگ‌های کربناتی در تشکیل استیلولیت‌ها مؤثر هستند (Baroen & Parnell, 2007).

۴-۶. نوریختی

این اصطلاح اولین بار توسط Folk (1965) مطرح شد. در این فرایند بلورهای قدیمی به وسیله بلورهای جدید با ترکیب شیمیایی همانند جایگزین می‌شود (Scoffin, 1987). بیشتر نوریختی‌ها در سنگ‌های آهکی از نوع افزایشی است که سبب تشکیل بلورهای موزاییکی درشت تر می‌شود (شکل ۱۱-ت).

۴-۷. دولومیتی شدن

دولومیتی شدن فرایندی است که در آن سنگ‌آهک در نتیجه جایگزینی کربنات کلسیم اولیه به طور کامل یا بخشی به دولومیت تبدیل می‌شود. تجمع دولومیت‌ها در امتداد رگچه‌های انحلالی، استیلولیت‌ها و همچنین وجود دولومیت‌های پرکننده حفرات و درشت بودن دولومیت‌ها نشان دهنده این است که افزایش ژرفا نقش مهمی در تشکیل دولومیت‌ها دارد (شکل ۱۱-ث).

۴-۸. سیلیسی شدن

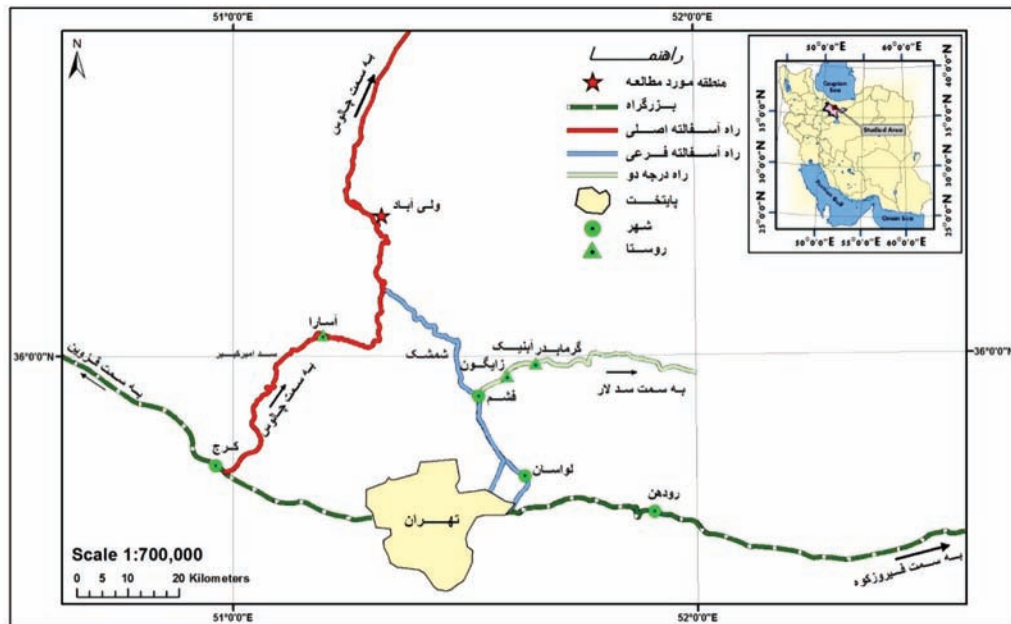
فرایند جانیشینی رسوبات و سنگ‌های کربناتی توسط سیلیس را سیلیسی شدن می‌گویند. این فرایند همانند دولومیتی شدن ممکن است در مرحله دیاژنز دفنی یا آغازین انجام شود. سیلیس دیاژنزی در رخساره‌های مورد مطالعه به صورت بلورهای کوارتز خودشکل و کلسدونی دیده می‌شود که گاه جانشین خرده‌های اسکلتی شده‌اند (شکل ۱۱-ج).

۸- نتیجه‌گیری

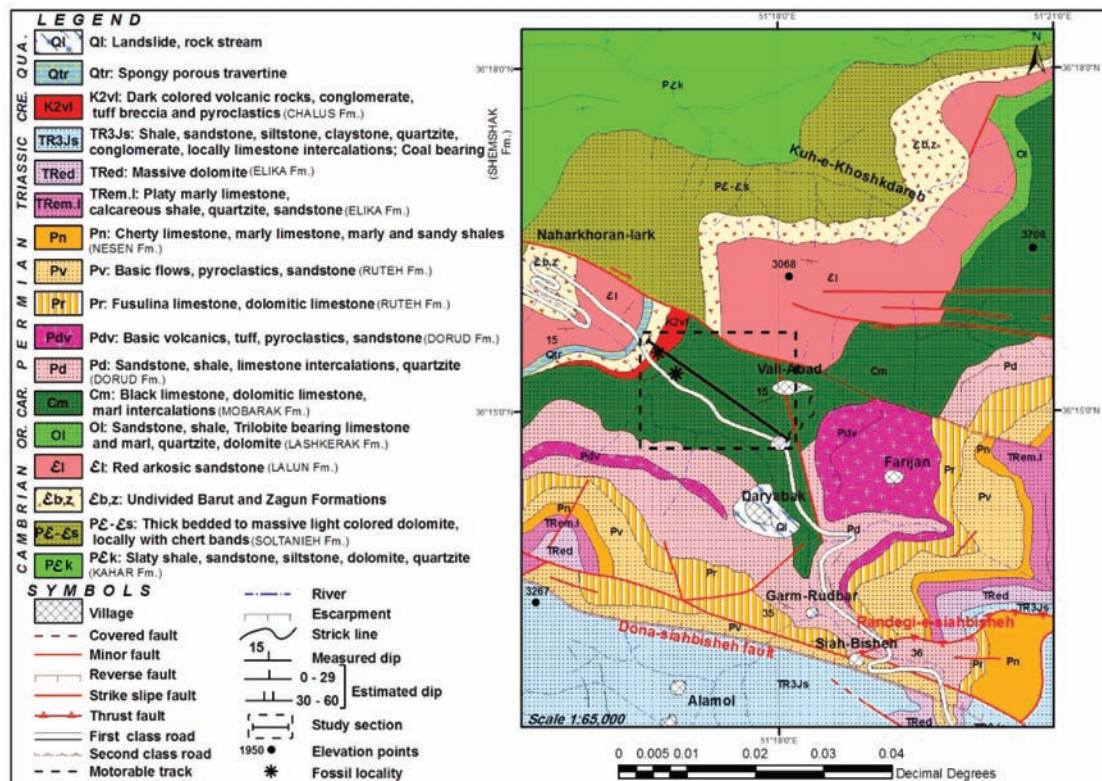
سازند مبارک به سن کربنیفر پیشین در ناحیه ولی‌آباد ۳۳۹ متر ستبراً دارد و به ۸ واحد سنگی شامل سنگ‌آهک با میان‌لایه‌های نازک شیل و مارن قابل تقسیم است. این نهشته‌ها در برگیرنده ۱۳ رخساره هستند که در چهار کمر بند رخساره‌های ساحلی/پهنه کشندی، تالاب، سد یا برجستگی‌های ماسه‌ای و دریای باز تنه‌نشست یافته‌اند. ارتباط تدریجی رخساره‌ها، نبود نهشته‌های گسترده ریفی، نبود رخساره‌های آشکار واریزه‌ای و توریدایتی و ویژگی‌های دیگر نشان می‌دهد که سازند مبارک در ناحیه مورد مطالعه در یک سکوی کربناتی از نوع رمپ همشیب تشکیل شده است. فراوانی نسبی رخساره‌های سدی و دریای باز کم‌ژرفا و کمبود نهشته‌های کشندی و ژرف دریای باز از ویژگی‌های سازند مبارک در ناحیه ولی‌آباد است. از سوی دیگر، بخش ستبر لایه شیلی و مارنی زیرین سازند مبارک، آن گونه که در دیگر نواحی البرز مرکزی دیده می‌شود، در ناحیه ولی‌آباد وجود ندارد. بنابراین بخش مهمی از نهشته‌های سازند مبارک در ناحیه مورد مطالعه وابسته به رمپ درونی است. فابریک حفظ شده آلوکم‌ها به ویژه دانه‌های آئید در این سازند نشان از ترکیب اولیه کانی‌شناسی کلسیتی آنها دارد.

سپاسگزاری

از همکاری و مساعدت‌های صمیمانه جناب آقای دکتر بهاء‌الدین حمدی و جناب آقای دکتر محمود رضا مجیدی فرد که در اجرای این پژوهش، یاریگر نویسندگان بوده‌اند، سپاسگزاری می‌شود.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به ناحیه مورد مطالعه.



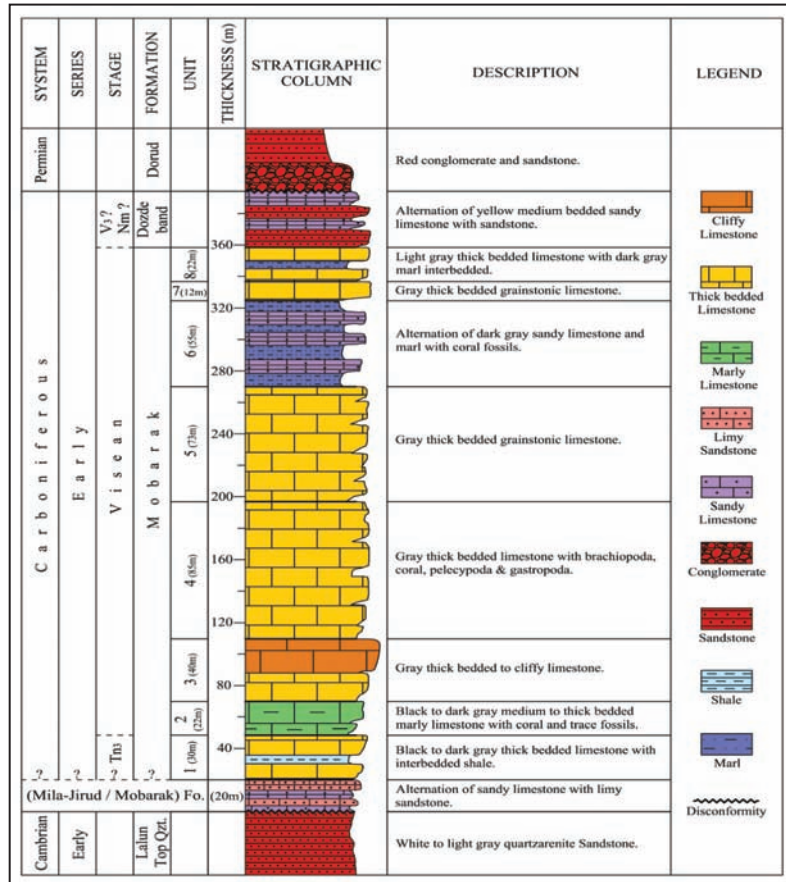
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ناحیه ولی‌آباد با تغییراتی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی مرزن‌آباد (گلاوس، ۱۳۴۴).



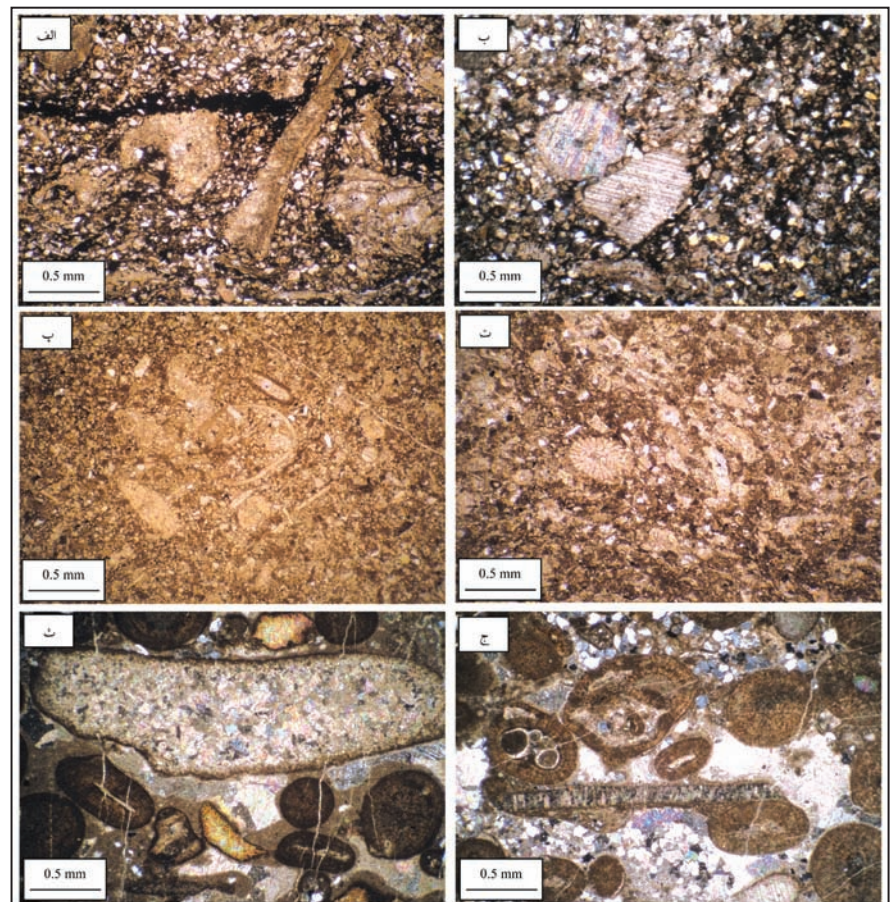
شکل ۳- الف) نمای نزدیک از روستای ولی‌آباد، دید به سوی باختر؛ ب) نمایی از سازندهای لالون (C1) و تاپ کوارتزیت (Qzt)، دید به سوی شمال خاوری؛ پ) مرز تاپ کوارتزیت (Qzt) و نهشته‌های تفکیک نشده سازند میلا- جیرود (M- Dj)؛ ت) نمایی از سنگ‌آهک‌های ستبرلایه به رنگ خاکستری تیره تا سیاه با میان‌لایه‌های شیلی واحد ۱ سازند مبارک، برش ولی‌آباد، دید به سوی خاور؛ ث) نمایی از سنگ‌آهک‌های مارنی متوسط تا ستبرلایه به رنگ خاکستری تیره تا سیاه واحد ۲، دید به سوی خاور؛ ج) نمایی از سنگ‌آهک‌های ستبرلایه یا تودهای صخره‌ساز به رنگ خاکستری واحد ۳، دید به سوی جنوب.



شکل ۴- الف) نمایی از واحد ۴ سازند مبارک، دید به سوی خاور؛ ب) نمایی دیگر از واحد ۴ سازند مبارک، مسیر کرج- چالوس، دید به سوی جنوب خاور؛ پ) واحد ۵ برش ولی‌آباد، سنگ‌آهک با بافت گریستونی به رنگ خاکستری؛ ت) نمایی از سنگ‌آهک با میان‌لایه‌های مارنی سازند مبارک در واحد ۶، دید به سوی جنوب؛ ث) نمایی از مرجان روگوزا، واحد ۶ سازند مبارک؛ ج) نمایی از سنگ‌آهک‌های درشت‌بلور با بافت گریستونی به رنگ خاکستری روشن سازند مبارک در واحد ۷.

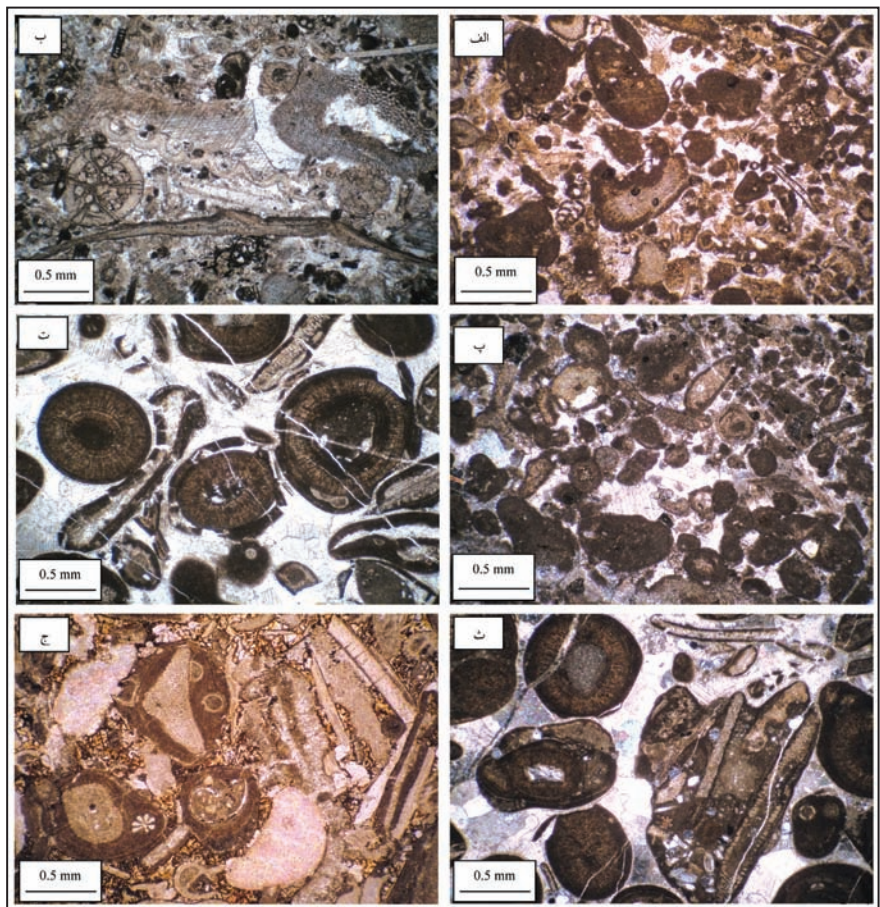


شکل ۵- ستون چینه‌نگاری سنگی سازند مبارک در برش ولی‌آباد.

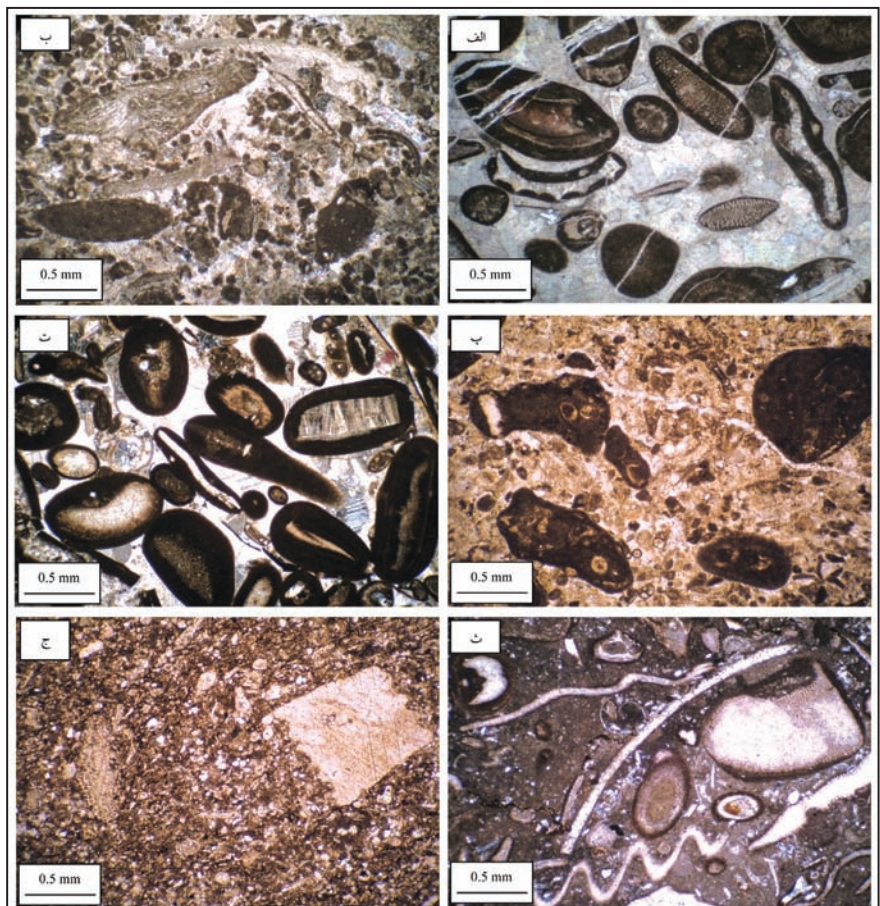


شکل ۶- الف) رخساره A1 و کستون بیوکستی ماسه‌ای، محیط رسوبی ساحلی / کشتندی؛ ب) رخساره A2: پکستون بیوکستی ماسه‌ای، محیط رسوبی ساحلی / کشتندی؛ پ) رخساره B1: و کستون بیوکستی و پلوییدی دولومیتی شده، محیط رسوبی تالاب؛ ت) رخساره B2: پکستون بیوکستی و پلوییدی، محیط رسوبی تالاب؛ ث و ج) رخساره B3: رخساره پکستون آئیدی و بیوکستی ماسه‌ای، محیط رسوبی تالاب.

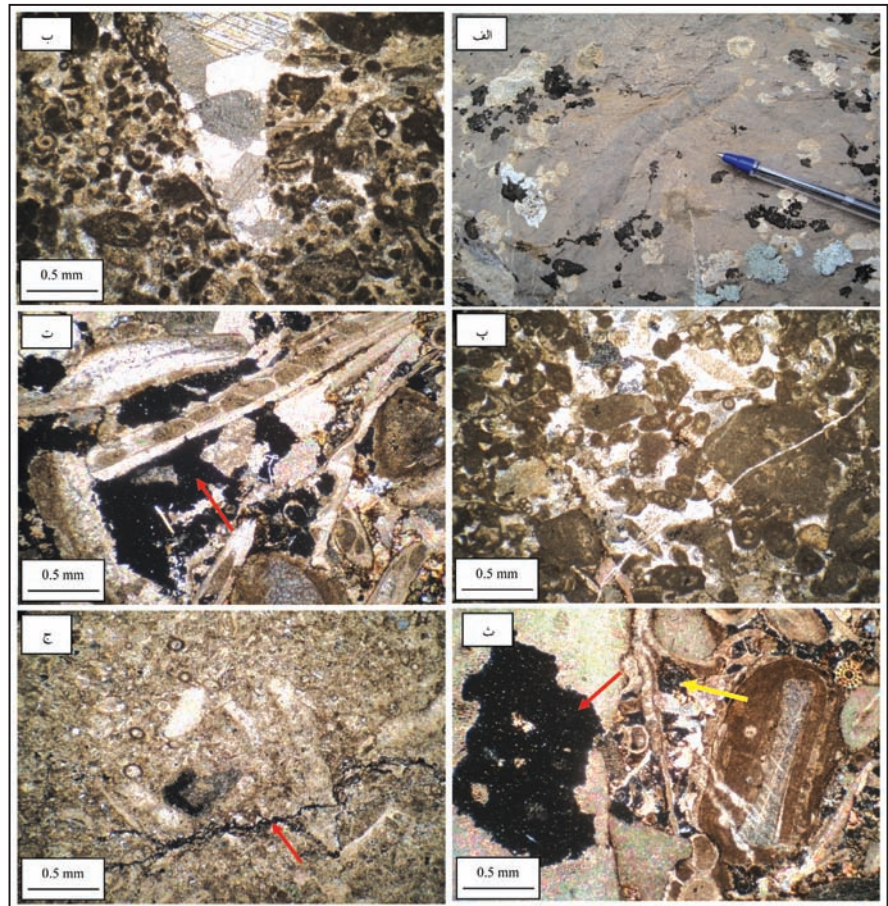
شکل ۷- الف و ب) رخساره C1: گرينستون بيوكلستي، محيط رسوبي سد/ برجستگي ماسه‌اي؛ پ و ت) رخساره C2: گرينستون آليدي و بيوكلستي، محيط رسوبي سد/ برجستگي ماسه‌اي؛ ث و ج) زيررخساره C2-1: گرينستون اينتراكلستي، بيوكلستي و آليدي، محيط رسوبي سد/ برجستگي ماسه‌اي، زيرمحيط كانال‌هاي كشندي.



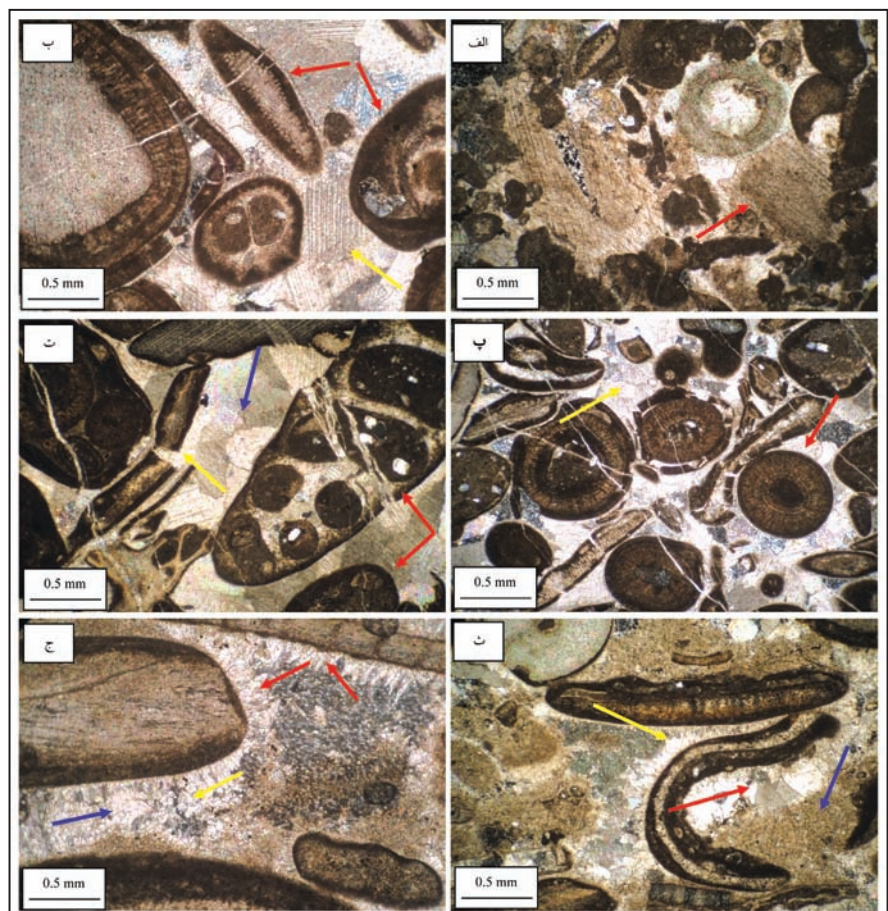
شكل ۸- الف) رخساره C3: گرينستون آنكويدي و بيوكلستي، محيط رسوبي سد/ برجستگي ماسه‌اي؛ ب) رخساره C4: گرينستون پلويدي و بيوكلستي، محيط رسوبي سد/ برجستگي ماسه‌اي؛ پ) C4-1: زيررخساره گرينستون بيوكلستي، اينتراكلستي و پلويدي، محيط رسوبي سد/ برجستگي‌هاي ماسه‌اي؛ ت) رخساره C5: گرينستون آنكويدي و آليدي، محيط رسوبي سد/ برجستگي‌هاي ماسه‌اي؛ ث) رخساره D1: پكستون بيوكلستي، محيط رسوبي دريای باز؛ ج) رخساره D2: رخساره و كستون بيوكلستي، محيط رسوبي دريای باز.

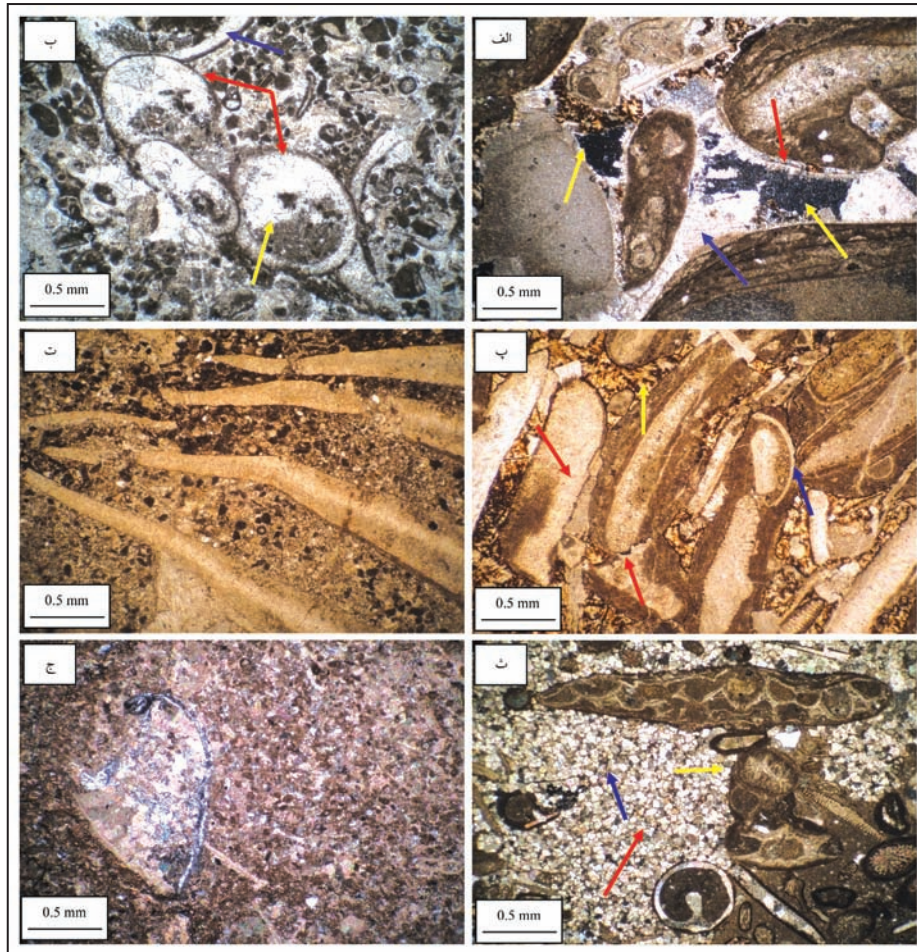


شکل ۹- الف) نمایی از آشفته‌گی زیستی (باروونینگ)؛ ب) ایجاد زمین‌های سخت (هارد گرانند) و آشفته‌گی زیستی (بورینگ) توسط موجودات حفار و پر شدن آنها از کلسیت درشت‌بلور؛ پ) پوشش میکربیتی در پیرامون دانه‌های اسکلتی؛ ت) نمایی از تخلخل میان‌دانه‌ای و انحلالی (فلش سرخ) و بریوزوا؛ ث) تخلخل حفره‌ای (فلش سرخ) و تخلخل میان‌دانه‌ای (فلش زرد) در پایوکست‌ها؛ ج) تخلخل حاصل از شکستگی (فلش سرخ) و نوریختی (تبدیل میکربیت به میکرواسپار).



شکل ۱۰- الف) نمایی از سیمان حاشیه‌ای هم‌محور در پیرامون اکتینودرم همراه با میکربیتی شدن دانه‌ها؛ ب) دو نوع نسل سیمان، سیمان حاشیه‌ای هم‌ستبر در پیرامون دانه‌های اکتینودرم (فلش سرخ) و سیمان بلوکی (فلش زرد)؛ پ) سیمان حاشیه‌ای هم‌ستبر (فیبری) (فلش سرخ)، سیمان بلوکی میان دانه‌ها (فلش زرد) و شکسته شدن آئیدها در اثر تراکم فیزیکی؛ ت) نمایی از شکستگی صدف براکیوپود (فلش زرد) و میکربیتی شدن دانه‌ها (فلش سرخ) در زمینه‌ای از سیمان بلوکی (فلش آبی)؛ ث) سیمان حاشیه‌ای تیغه‌ای (فلش زرد)، سیمان بلوکی (فلش سرخ) و نوریختی (تبدیل میکربیت به میکرواسپار) (فلش آبی)؛ ج) نمایی از سیمان‌های حاشیه‌ای تیغه‌ای (فلش سرخ) در پیرامون دانه‌های اکتینودرم، سیمان بلوکی (فلش آبی) و سیمان هم‌بعد پرکننده فضای میان آلوکم‌ها (فلش زرد).





شکل ۱۱- الف) سیمان حاشیه‌ای هم‌ستبراً در پیرامون دانه‌های آنکوئید (فلش سرخ)، تخلخل میان‌دانه‌ای حاصل از انحلال (فلش زرد) در زمینه‌ای از سیمان بلوکی (فلش آبی)؛ ب) نمایی از اسکلت آراگونیتی کرم‌های حلقوی (فلش سرخ) و فابریک ژئوپتال در حجره آنها (فلش زرد) همراه با زمینه‌ای از سیمان دروزی موزاییک (فلش آبی)؛ پ) نمایی از تراکم مکانیکی دانه‌ها و ایجاد مرزهای دندان‌دار (فلش سرخ)، فشردگی محذب و مقعر میان دانه‌ها (فلش آبی)، جانشینی سیمان توسط دولومیت‌های آهن‌دار (فلش زرد)؛ ت) پدیده نوریختی (نئومورفیزم) و افزایش اندازه بلورهای میکريت در میان اسکلت‌های مرجان؛ ث) دولومیتی شدن زمینه (فلش سرخ)، تخلخل میان‌بلوری (فلش آبی) و میکریتی شدن دانه‌ها (فلش زرد)؛ ج) نمایی از سیلیسی شدن صدف براکیوپود.

جدول ۱- تاریخچه عملکرد فرایندهای دیاژنزی سازند مبارک در برش ولی‌آباد.

تأخیری ←	افزایشی	اولیه	فرایندهای دیاژنزی
		↔	تخلخل درون‌دانه‌ای و میان‌دانه‌ای
		↔	سیمان فیبری هم‌ستبراً
		↔	دولومیتی شدن اولیه
		↔	میکریتی شدن
		↔	سیمان هم‌بعد
		↔	سیمان بلوکی
		↔	تخلخل ثانویه (حاصل از انحلال میان‌بلوری، حفره‌ای و ...)
		↔	دولومیتی شدن ثانویه
		↔	سیمان هم‌محور
		↔	شکستگی
		↔	نوریختی

کتابنگاری

- آفانباتی، س.ع.، ۱۳۸۷- فرهنگ چینه‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۲۹۷ ص.
- احمدزاده هروی، م.، حمدی، ب. و محتاط، ط.، ۱۳۷۵- روزنه‌داران پلانکتون ناحیه مکران، مجموعه‌ای از کنودنت‌های ایران، طرح تدوین کتاب سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۰ ص.
- رنجکش مهربان، ن. و حمدی، ب.، ۱۳۹۱- زیست‌چینه‌نگاری سازند مبارک در برش ولی‌آباد، جاده چالوس، فصلنامه علوم‌زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، سال بیست و یکم، شماره ۸۳، ص ۱-۱۱.
- رنجکش مهربان، ن.، ۱۳۸۹- زیست‌چینه‌نگاری سازند مبارک در برش ولی‌آباد، جاده چالوس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۷۰ ص.
- زند کرمی، م.، بهرام‌منش، م.، نجفیان، ب.، حمیدوزیری، ح. و چارد، د.، ۱۳۹۱- بررسی روند تکاملی آرکاندیسکوئیدای ویزین سازند مبارک در برش ولی‌آباد، سی و یکمین گردهمایی علوم‌زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۸ ص.
- شرکت سهامی خدمات مهندسی برق-مشانیر، ۱۳۸۱- گزارش مهندسی طرح سد و نیروگاه سیاه‌بیشه، ۱۲۰ ص.
- گلاوس، م.، ۱۳۴۴- نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ مرزن‌آباد، سازمان زمین‌شناسی کشور و اکتشافات معدنی کشور.
- لاسمی، ی.، ۱۳۷۹- رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰ ص.

References

- Ahmad, A. H. M., Bhat, G. M. M. & Azim Khan, H., 2006- Depositional environments and diagenesis of the Kuldhar and Keera Dome carbonates (Late Bathonian–Early Callovian) of Western India. *Journal of Asian Earth Sciences*, V.27, p.765–778.
- Assereto, R., 1963- The Paleozoic formations in Central Elborz (Iran). *RIV. Ital. Paleont. Stratig.*, V.64, p.503-543.
- Baroen, M. & Parnell, J., 2007- Relationship between stylolites and cementation and sandstone reservoirs: examples from the north sea U.K. and east Greenland *Sedimentary geology*, V.194, p. 17-35.
- Bathurst, R. G. C., 1975- Carbonate sediments and their diagenesis. Second enlarged edition, *sedimentology* 12, Elsevier, Amsterdam, p.658.
- Bozorgnia, F., 1973- Paleozoic foraminifera biostratigraphy of central & east Alborz mountain (Iran), *N. P. O. pub.*, no. 4., 183 p.
- Carozzi, A. V., 1989- Carbonate Rock depositional Model. Prentice Hall, New Jersey, p. 604.
- Choquette, P. W. & James, N. P., 1987- Diagenesis in limestones -3. The deep burial environment. *Geosciences Canada*, v.14, p. 3-35.
- 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.
- Elrick, M. & Read, J. F., 1991- Cyclic ramp-to-basin carbonate deposits, lower Mississippian, Wyoming and Montana: A combined field and computer modeling study, *J. sed. Pet.*, v.23, p. 211-233.
- Flügel, E., 1982- *Microfacies analysis of limestones*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, p. 633.
- Flügel, E., 2004 - *Microfacies analysis of limestones, Analysis interpretation and application* Springer- Verlag, Berlin, p. 976.
- Flügel, E., 2010- *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, p. 984.
- Folk, R. L., 1965- Some aspect of recrystallization in ancient limestones: in L.C. pray, and R. S. Murray, eds., *Dolomitization and limestone diagenesis: Tulsa, SEPM special publication v. 13 p. 14-48*.
- Friedman, G. M., 1965- Occurrence and stability relationships of aragonite, high-magnesium calcite under deep-sea conditions, *Bull, Geol, Soc. Am.*, 76/10, New York, p. 1192-1196.
- Gallagher, S. J., 1996- Stratigraphy and cyclicity of the late Dinantian platform carbonate in parts of southern and western Ireland, in: strongen, P., Somerville: I. D. & Jones G. L. (Eds.) 1996- *Recent advances in Lower Carboniferous geology*, Geological society publication, V.107, p. 239- 251.
- Gonzalez, L. A., Carpenter, S. J. & Lohmann, K. C., 1992- Inorganic calcite morphology , roles of fluid chemistry and fluid flow, and *Journal of sedimentary petrology*, V.62, p. 382- 399.
- Haijun, Zh., Lin, D., Xunlian, W., Lei, H., Qingshan, W. & Guoying, X., 2006- Carbonate diagenesis controlled by glacioeustatic sea-level changes, a case study from the Carboniferous-Permian boundary section at Xikou, China. *Journal of China University of Geosciences*, V.17 (2), p. 103-114.
- Kim, J. C., Lee, Y. I. & Hisada, K., 2007- Depositional and composition control on sandstone digenesis the Tetori grope (Middle Jurassic Early Cretaceous), central Japan. *Geology*, V.195, p. 183- 202.
- Lasemi, Y. & Carozzi, A. V., 1981- Carbonate microfacies and depositional environments of the Kinkaid Formation (Upper Mossissippian) of the Illnoise Basin, USA, *VLL Congreso Geol. Aregentino, 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 limestone (Warsaw) in Southern Illinois and adjacent area in Kentucky, Illinois State Geological Survey Guidebook V.25, p. 33-51.
- Longman, M. W., 1980- Carbonate diagenetic texture from near surface diagenetic environments. AAPG. V. 64 (4), p. 461-487.
- Machel, H. C., 1999- Effect of groundwater flow on mineral diagenesis, with emphasis on carbonate aquifers: Hydrogeology Journal. V.7, p. 97- 107.
- Middleton, G. V., 1973- Johannes Walther's law of correlation of facies. GSA Bull., V.84, p. 979-988.
- Molenaar, N., Cyzien, J. & Sliupa, S., 2006- Quartz cementation mechanisms and porosity Variation in Baltic Cambrian Sandstone sedimentary Geology p. 1-25.
- Moor, C. H., 2001- Carbonate reservoirs porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework: Amsterdam, Elsevier, p. 444.
- Parcerisa, D., Gomez- Graz, Trave, A., Martin, J. D. & Maestro, E., 2006- Fe and Mn in calcites cementing red beds: record of Oxidation – Reduction conditions examples from the Catalan coastal ranges (NE Spain). Jour. Geochemical. Exportation V.89, p. 318- 322.
- Purser, B. H., 1978- Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestone. Journal of Petroleum Geology, V.1, p. 83-94.
- Schmid, S., Worden, R. H. & Fisher, Q. J., 2004- Diagenesis and Reservoir Quality of the Sherwood sandstone (Triassic), Corrib field Slyne basin west of Ireland marine and petroleum geology, V.21, p. 299-315
- Scoffin, T. P., 1987- An introduction to carbonate sediments and rocks. Chapman and Hall, p. 274.
- Seeling, M., Emmerich, A., Bechsta, T. & Zuhlke, R., 2005- Accommodation/sedimentation development and massive early marine cementation, Latemar vs. Concarena (Middle/Upper Triassic, Southern Alps). Sedimentary Geology, V.175, p. 439-457.
- Tucker, M. E. & Wright, V. P., 1990- Carbonate Sedimentology. Blackwell, Oxford, p. 482.
- Tucker, M. E., 2001- Sedimentology petrology: an introduction to origin sedimentary rocks: Blackwell, Scientific publication, London, 260 p.
- Wilson, J. L., 1975- Carbonate facies in geologic history: New York, Springer-Verlag. p. 471.
- Wray, J. L., 1977- Calcareous algae, Elsevier, Amsterdam, p. 186.

Facies, depositional environment and diagenesis of the Mobarak Formation in Valiabad area, Central Alborz

N. Kohansal-Ghadimvand ^{1*}, Sh. Gholipouri ², P. Ghazanfari ³ & R. Mahari ⁴

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, Department of Geology, Faculty of Science, Imam Khomeini International University of Gazvin, Gazvin, Iran

⁴ Assistant Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Tabriz Branch, Tabriz, Iran

Received: 2015 April 18

Accepted: 2015 August 22

Abstract

The aim of this study is to determine microfacies and diagenetic processes of the Mobarak Formation with the age of early Carboniferous in Valiabad section, at Karaj-Chalus road. The thickness of the formation at this section is 339 m and consists of limestone with intercalations of shale and marl. According to lithological characteristics, the Mobarak Formation is subdivided into 8 rock units and is disconformably overlain by the Lalun Formation and underlain by Dozdeband Formation. Thirteen microfacies have been recognized on the basis of depositional texture and petrographic analysis. These carbonate facies belong to four major sub-environments including beach/tidal flat, lagoon, barrier/sand shoal and open marine. The Mobarak Formation deposited in a homoclinal carbonate ramp.

Keywords: Valiabad, Mobarak Formation, Carboniferous, Facies, Sedimentary environment, Homoclinal carbonate ramp, Central Alborz.

For Persian Version see pages 237 to 248

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