

محیط رسوبی، دیاژنز و ژئوشیمی سنگهای کربناته سازند بهرام (دونین میانی - پسین) در برش قلعه بالا (ازبک کوه، شرق ایران)

فاطمه محمودی^۱، غلامرضا میراب شبستری^{۲*}، احمد رضا خزاعی^۳

۱- دانش آموخته کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۳- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

*پست الکترونیک: gshabestari@birjand.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۳/۱۱/۱

تاریخ دریافت: ۹۲/۱۲/۷

چکیده

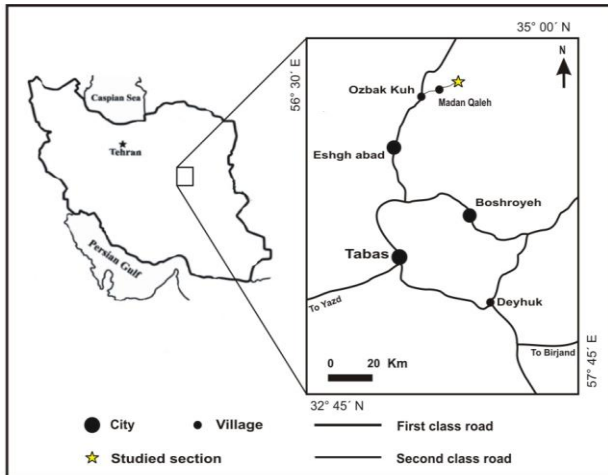
در این پژوهش یک برش چینه‌شناسی از سنگهای کربناته سازند بهرام (دونین میانی - پسین) به ضخامت ۳۳۲ متر در شرق روستای ازبک کوه واقع در شمال شهرستان طبس (استان خراسان جنوبی) اندازه‌گیری و مطالعه شده است. این توالی به طور عمده از سنگ آهکهای نازک تا ضخیم لایه خاکستری رنگ تشکیل شده است. بر اساس مطالعات صحرایی و پتروگرافی، تعداد یازده ریزرخساره کربناته گوناگون شناسایی گردید. این ریزرخساره‌ها در قالب پنج کمربند رخساره‌ای شامل پهنه جزرومدی، کانالهای جزرومدی، لاگون، پشته کربناته و دریای باز در یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ نهشته شده‌اند. مهمترین فرآیندهای دیاژنزی مشاهده شده در نمونه‌های سازند بهرام شامل فشردگی، سیمانی شدن، دولومیتی شدن، انحلال و پرشدگی، آشفستگی زیستی و ایجاد شکستگی هستند. تفسیر توالی پاراژنتیکی سنگهای آهکی مورد مطالعه نشان دهنده تأثیر فرآیندهای دیاژنزی در محیطهای دریایی، جوی و تدفینی می‌باشد. مطالعات ژئوشیمیایی حاصل از آنالیز عنصری نشان داده است محیط تشکیل این نهشته‌ها مشابه با مناطق معتدله عهدحاضر بوده است. همچنین، محیط دیاژنتیکی این سنگهای کربناته از نظر ژئوشیمیایی یک سیستم باز بوده است.

واژه‌های کلیدی: سازند بهرام؛ ازبک کوه؛ دونین میانی - پسین؛ رمپ کربناته؛ دیاژنز؛ ژئوشیمی.

مقدمه

آن، دونین پیشین را در قالب سازند پادها، و دونین میانی و پسین را با نام سازندهای سبزار، بهرام و شیشتو (شیشتو ۱) نام گذاری و معرفی کرده‌اند (علوی نائینی، ۱۳۸۸). سازند سنگ آهکی بهرام به سن دونین میانی - پسین (ژیوسین - فرازین)، دومین سازند گروه ازبک کوه، واحدی سنگی

به باور آقائباتی (۱۳۸۹)، با تکیه بر ویژگیهای چینه‌شناسی و نتایج حاصل از مطالعات پالینولوژی، سنگهای دونین ایران را می‌توان در دو گروه سنگهای آواری به سن دونین پیشین و سنگهای به طور عمده کربناتی به سن دونین میانی - پسین جای داد. در نواحی ایران مرکزی به ویژه در نواحی شرقی

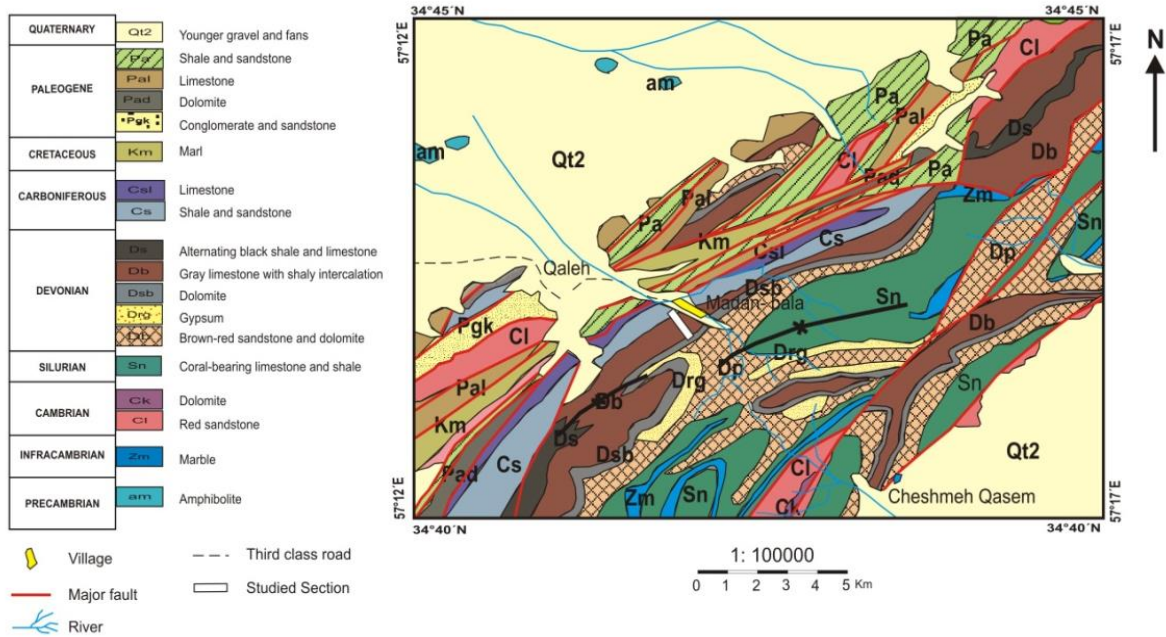


شکل ۱: موقعیت راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (برگرفته از بختیاری، ۱۳۸۴ با ترسیم مجدد).

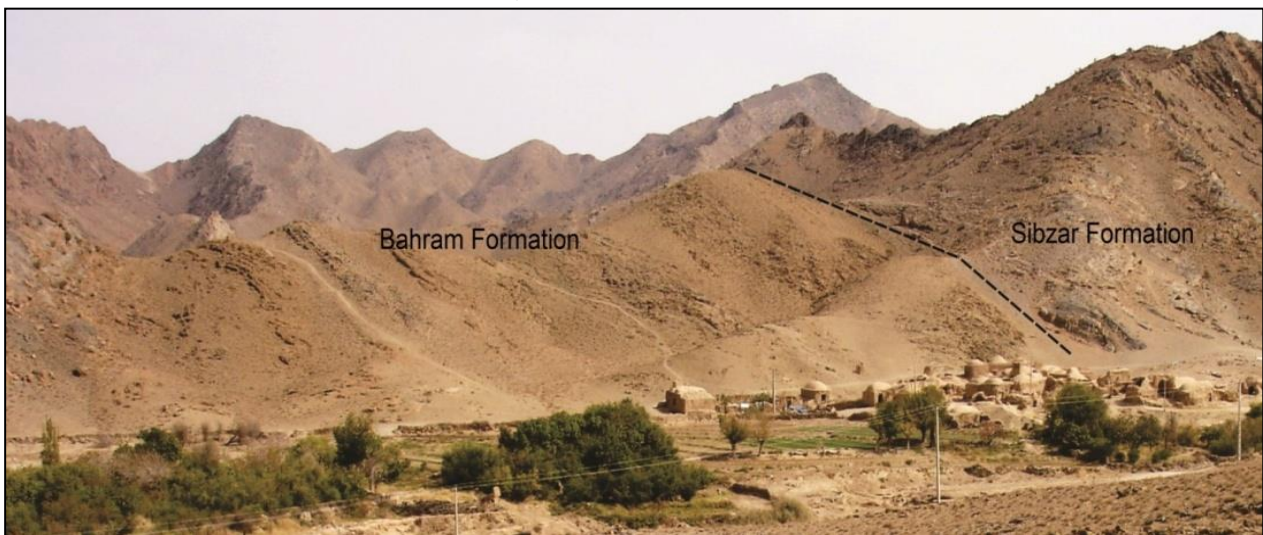
روش مطالعه

پس از بررسی‌های صحرایی، اندازه‌گیری و نمونه‌برداری، تعداد ۹۰ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت. جهت تشخیص ریزرخساره‌ها، درصد فراوانی اجزای کربناته و غیر کربناته برای هر یک از مقاطع نازک با استفاده از نمودارهای مقایسه‌ای Tucker (2001) و Flügel (2010) ارزیابی شدند و سپس هر یک از نمونه‌ها بر اساس طبقه‌بندی Dunham (1962) و Embry & Klovan (1971) نام‌گذاری گردیدند. همچنین فرآیندهای دیاژنزی در مقاطع نازک مورد بررسی قرار گرفت. به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت و کربناتهای آهن‌دار و بدون آهن از یکدیگر، مقاطع نازک به وسیله معرف آلینارین قرمز و فری سیانید پتاسیم به روش Dickson (1965) رنگ‌آمیزی شدند. پس از تعیین مقدار مواد نامحلول در اسید (IR)، تعداد ۱۵ نمونه مناسب میکرایتی با کمترین میزان پرشدگی و دگرسانی جهت انجام مطالعات ژئوشیمیایی انتخاب شدند. آنالیز نمونه‌ها توسط دستگاه طیف سنج جذب اتمی مدل Shimadzo-AA 670 در آزمایشگاه شیمی دستگاهی گروه شیمی دانشگاه فردوسی مشهد انجام گرفت.

است که بین سازند سبزار در پایین و سازند شیشتو در بالا قرار دارد و شامل سنگ آهک‌های آبی - خاکستری و سیاه رنگ می‌باشد. بنا به گزارش Ruttner *et al.* (1970)، سازند بهرام شامل ۳۰۰ متر سنگ آهک‌های آبی - خاکستری و سیاه است که به طور محلی گرهکها و میان‌لایه‌هایی از شیل‌های مارنی تیره رنگ دارد. مرز زیرین این سازند، با دولومیت‌های سازند سبزار، تدریجی است. به جز مناطقی که سازند بهرام در توالی چینه‌شناسی عادی و در زیر سازند شیشتو قرار دارد، مرز بالایی این سازند در دیگر نواحی ناپیوسته و فرسایشی است (آقنابتی، ۱۳۸۹). پژوهش‌های پیشین انجام شده بر روی این سازند در منطقه (به عنوان مثال: احمدی و عاشوری، ۱۳۷۷؛ بهاری و همکاران، ۱۳۸۵؛ احمدزاده هروی و همکاران، ۱۳۸۶) به طور عمده شامل مطالعات زیست چینه‌ای و سنگ چینه‌ای بوده است، اما در سالهای اخیر، مطالعات دیگری از جمله رستم نژاد و همکاران (۱۳۹۱) و هاشمی و همکاران (۱۳۹۱) بر روی محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکansı و توالی پاراژنتیکی سازند بهرام در منطقه کرمان نیز به انجام رسیده است. همچنین، حسین آبادی و همکاران (۱۳۹۲)، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند بهرام در شمال شرق طبس را مطالعه کرده‌اند. در پژوهش پیش رو، برش چینه‌شناسی قلعه بالا در ۱۱ کیلومتری شرق روستای ازبک کوه واقع در شمال طبس مطالعه شده است (شکل‌های ۱ و ۲). این برش چینه‌شناسی با مختصات قاعده $34^{\circ}42'40''/9$ عرض شمالی و $57^{\circ}14'33''/3$ طول شرقی و با ضخامت ۳۳۲ متر از سنگ آهک‌های خاکستری رنگ با میان‌لایه‌های نازکی از شیل در بخش میانی تشکیل شده است. مرز زیرین این برش به طور پیوسته با دولومیت خاکستری رنگ ضخیم لایه سازند سبزار (شکل ۳) و مرز بالایی آن با یک واحد فرسایشی از جنس کنگلومرای قاره‌ای مشخص می‌شود.



شکل ۲: نقشه زمین شناسی محدوده برش مورد مطالعه؛ برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ازبک کوه (Ruttner et al., 1970)؛ با ترسیم مجدد



شکل ۳: نمای کلی قاعده برش چینه شناسی برش قلعه بالا؛ خط چین سیاه رنگ مرز سازند بهرام با سازند سببزار را نشان می‌دهد (جهت دید به سوی شرق).

توصیف ریزرخساره‌ها

بر اساس مطالعات پتروگرافی، سنگ آهکهای سازند بهرام در منطقه مورد مطالعه، از ۱۱ ریزرخساره تشکیل شده‌اند. تفکیک ریزرخساره‌ها بر اساس کمیت و نوع اجزای اسکلتی و غیراسکلتی و بافت صورت گرفته است. این ریزرخساره‌ها به ترتیب از بخش کم‌عمق به عمیق به شرح ذیل است:

۱- ریزرخساره I: مادستون دولومیتی شده (Dolomitized Mudstone Microfacies): این ریزرخساره عمدتاً از میکرایت

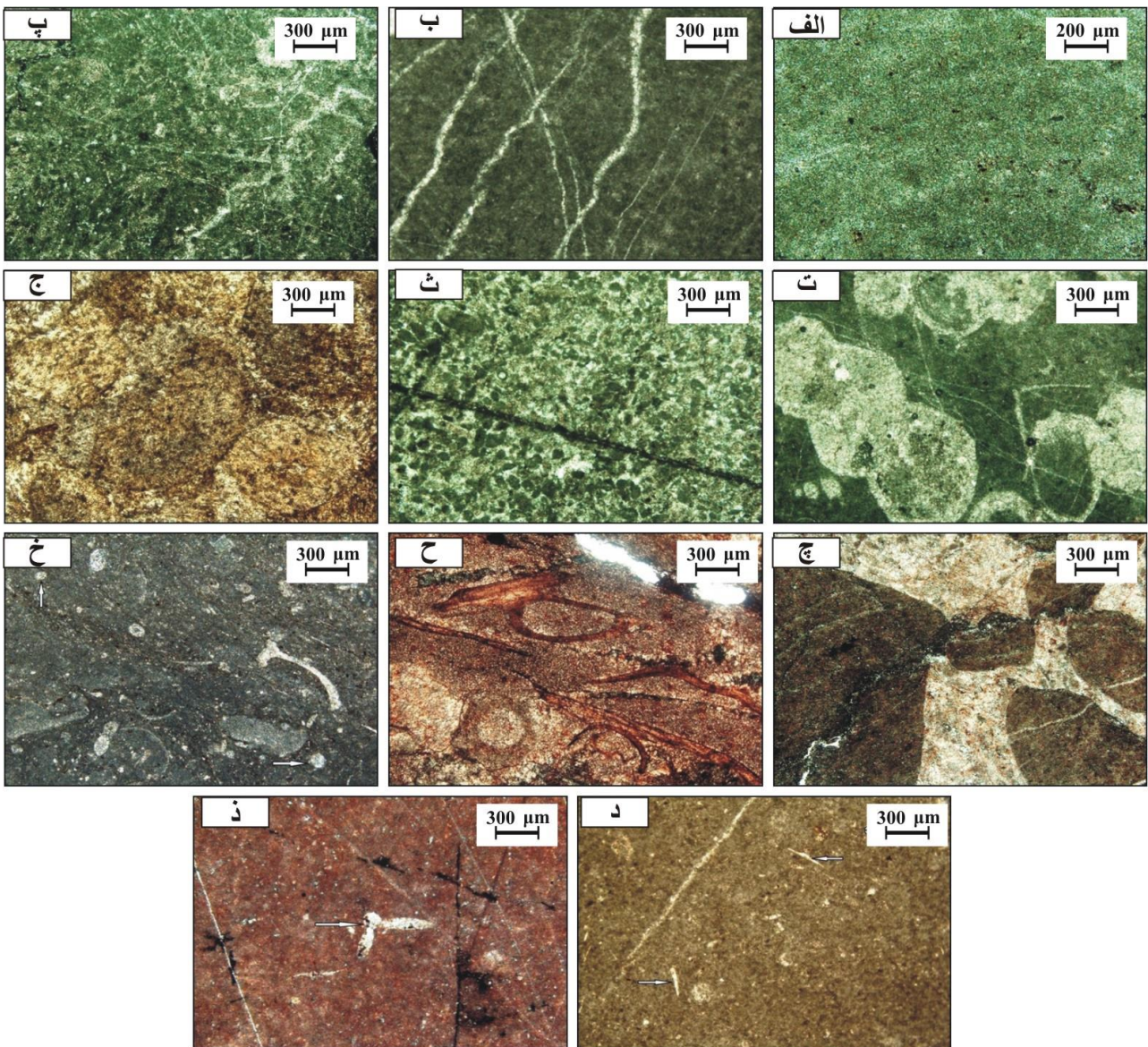
تشکیل شده و فاقد آلوکمه‌های اسکلتی و غیراسکلتی می‌باشد. ویژگی اصلی آن دولومیت‌های بسیار ریز بلور است که بیش از ۳۰ درصد از زمینه سنگ را فرا گرفته است (شکل ۴الف). این ریزرخساره معادل RMF 22 در نوشته Flügel (2010) است.

۲- ریزرخساره I₂: مادستون کربناته (Lime Mudstone Microfacies): میکرایت جزو اصلی این ریزرخساره را تشکیل می‌دهد و آلوکمه‌های اسکلتی و غیراسکلتی

گرفته‌اند. فرآیندهای دولومیتی شدن، سیلیسی شدن و بافت‌های لخته شده، ژئوپتال و آشفته‌گی زیستی در نمونه‌های این ریزرخساره دیده می‌شود. ریزرخساره I₃ می‌تواند به ریزرخساره و کستون/پکستون پلوئیدی تغییر کند که در آن علاوه بر فراوانی اجزای سازنده، آلوکماهای اسکلتی به ویژه بازوپایان درشت‌تر شده‌اند. در طبقه بندی رخساره‌ای Flügel (2010)، این ریزرخساره معادل RMF 20 می‌باشد (شکل ۴ پ).

قابل توجهی در این ریزرخساره دیده نمی‌شود (شکل ۴ ب). این ریزرخساره معادل RMF 19 در نوشته Flügel (2010) می‌باشد.

۳- ریزرخساره I₃: مادستون/وکستون پلوئیدی (Peloidal Mudstone/Wackestone Microfacies): مهمترین اجزای تشکیل دهنده این ریزرخساره پلوئید با فراوانی ۵ تا ۴۵ درصد می‌باشد که همراه با خرده‌های اسکلتی (بازوپا، خارپوست، استراکود، کلسی اسفر، شکم‌پا و دوکفه‌ای) با فراوانی کمتر از ۵ درصد در یک زمینه میکرایتی قرار



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی برگزیده از ریزرخساره‌های مشاهده شده (نور عبوری؛ الف) مادستون دولومیتی شده، ب) مادستون کربناته، پ) مادستون/وکستون پلوئیدی؛ ت) وکستون/پکستون بایوکلاستی؛ ث) گرینستون پلوئیدی؛ ج) گرینستون بایوکلاستی؛ چ) فلوستون/پکستون اینتراکلاستی؛ ح) پکستون/گرینستون بایوکلاستی؛ خ) وکستون بایوکلاستی حفر شده؛ د) وکستون پلوئیدی؛ ذ) مادستون سیلتی حاوی سوزن اسفنج.

۱ تا ۲ درصد است (شکل ۴ج). فضای بین آلوکمه‌ها توسط سیمان کلسیتی دانه‌ای و موزائیکی بدون آهن متوسط تا درشت بلور، سیمان هم بعد و رورشدی هم محور و فیبری پُر شده است. زمینه میکرایتی در برخی نمونه‌های این ریزرخساره حداکثر تا ۵ درصد قابل مشاهده است. این ریزرخساره را می‌توان معادل با RMF26 در نوشته Flügel (2010) در نظر گرفت. تمرکز خارپوستان در محیط‌های رمپ میانی معمول است (Flügel, 2010).

۷- ریزرخساره M₂: فلوئستون/پکستون اینتراکلاستی (Intraclastic Floatstone/Packstone Microfacies): اینتراکلاستهای گرد شده با فراوانی حدود ۲۰ تا ۵۰ درصد مهمترین اجزای تشکیل دهنده این ریزرخساره می‌باشد. پلوئید (حدود ۵ درصد) و خرده‌های بازوپایان (حدود ۵ درصد) و ذرات آواری کوارتز (حدود ۱ درصد) از دیگر اجزای تشکیل دهنده ریزرخساره M₂ است. زمینه به طور عمده شامل سیمان موزاییکی درشت بلور و سیمان دانه‌ای هم بعد و کمتر میکرایتی (حداکثر ۵ درصد) می‌باشد (شکل ۴ج). این ریزرخساره معادل RMF 9 در نوشته Flügel (2010) است.

۸- ریزرخساره O₁: پکستون/گرینستون بایوکلاستی (Bioclastic Packstone/Grainstone Microfacies): اجزای اسکلتی این ریزرخساره شامل بازوپایان درشت با فراوانی حداکثر ۳۵ درصد، خارپوستان با فراوانی حداکثر ۲۵ درصد، بریوزوئر با فراوانی ۵ درصد، قالب‌های دوکفه‌ای و استراکود با فراوانی حدود ۲ درصد و اجزای غیراسکلتی شامل پلوئید حداکثر ۵ درصد می‌باشند. در نمونه‌هایی که اجزای اسکلتی درشت‌تر شده‌اند فراوانی زمینه میکرایتی پایین است. ذرات آواری کوارتز (حدود ۱ درصد)، کانیهای تیره (حدود ۱ درصد) و فرآیندهای دولومیتی شدن و انحلال فشاری در این ریزرخساره مشاهده می‌شود (شکل ۴ح).

۹- ریزرخساره I₄: وکستون/پکستون بایوکلاستی (Bioclastic Wackestone/Packstone Microfacies): مهمترین اجزای تشکیل دهنده این ریزرخساره شکم‌پا با فراوانی ۴۰ تا ۴۵ درصد است (شکل ۴ت). اجزای اسکلتی دیگر شامل بازوپا، دوکفه‌ای، استراکود و درصد پایینی خارپوست می‌باشد. در برخی نمونه‌ها از فراوانی شکم‌پایان کاسته و بر شمار بازوپایان افزوده شده است. این اجزا در یک زمینه میکرایتی قرار گرفته‌اند، اما در نمونه‌هایی که فراوانی بازوپایان بیشتر شده، زمینه اسپاری نیز افزایش یافته است. تخلخل‌های حفره‌ای و درون دانه‌ای با کلسیت اسپاری موزاییکی پر شده است. در زمینه میکرایتی و در سطح بعضی از آلوکمه‌ها فرآیند دولومیتی شدن (۱۵ تا ۲۰ درصد) دیده می‌شود. همچنین فابریک ژئوپتال در بعضی آلوکمه‌های اسکلتی به ویژه شکم‌پایان قابل مشاهده است. این ریزرخساره با RMF 20 در نوشته Flügel (2010) قابل مقایسه می‌باشد.

۵- ریزرخساره I₅: گرینستون پلوئیدی (Peloidal Grainstone Microfacies): این ریزرخساره از ۶۵ تا ۷۰ درصد پلوئید گرد شده و نسبتاً جور شده، حدود ۵ درصد اینتراکلاست، ۱ تا ۵ درصد روزن‌داران کفزی و حدود ۲ درصد خرده‌های بازوپایان، استراکود و کلسی‌اسفر تشکیل شده است. فضای بین آلوکمه‌ها توسط کلسیت اسپاری موزائیکی درشت بلور و ریزبلور و سیمان نوع دانه‌ای پر شده است. (شکل ۴ث). این ریزرخساره با RMF 8 در نوشته Flügel (2010) معادل می‌باشد.

۶- ریزرخساره M₁: گرینستون بایوکلاستی (Bioclastic Grainstone Microfacies): مهمترین اجزای اسکلتی مشاهده شده در این ریزرخساره قطعات سالم و خرد شده خارپوستان با فراوانی ۵۰ تا ۷۵ درصد است که در بعضی قسمت‌ها این اجزا با یکدیگر تماس مماسی دارند. اجزای اسکلتی دیگر، بازوپایانی با اندازه درشت و با فراوانی ۱۰ تا ۲۵ درصد می‌باشد. اجزای غیراسکلتی نیز شامل اینتراکلاست با فراوانی

می‌باشند (شکل ۴ذ). آشفتگی زیستی در نمونه‌های این ریزرخساره نیز قابل مشاهده است. این ریزرخساره معادل RMF 1 در نوشته Flügel (2010) در نظر گرفته می‌شود.

تفسیر محیط رسوب‌گذاری

بر اساس ریزرخساره‌های موجود در برش قلعه بالا و با توجه به کمیت و نوع اجزای اسکلتی و غیراسکلتی موجود در آنها و نیز با بررسی نحوه تغییرات عمودی ریزرخساره‌ها، محیط رسوب‌گذاری و شرایط تشکیل آنها تفسیر شده است. ریزرخساره‌های شناسایی شده براساس تقسیم‌بندی Flügel (2010) در قالب پنج کمر بند رخساره‌ای که به ترتیب از بخش کم عمق به عمیق شامل پهنه جزرومدی، لاگون، پشته کربناته، کانالهای جزرومدی و دریای باز می‌باشند، به شرح زیر دسته‌بندی شده‌اند:

کمر بند رخساره‌ای پهنه جزرومدی: ریزرخساره مادستون دولومیتی شده (I_1)، تنها ریزرخساره این کمر بند رخساره‌ای می‌باشد. با توجه به این که این ریزرخساره فاقد آلوکهای اسکلتی است و بیش از ۳۰ درصد زمینه سنگ را دولومیت‌های بسیار ریزبلور تا ریزبلور تشکیل می‌دهند، می‌توان گفت این ریزرخساره در پهنه جزرومدی تشکیل شده است. نبود اجزای اسکلتی در این ریزرخساره نشان دهنده شرایط محیطی نامناسب برای زیست موجودات است Flügel, 2010; Wilson, 1975; Alsharhan et al., 2003; Immenhauser et al., 2011; Brasier et al., 2010). به طور کلی عقیده بر این است که مادستونهای آهکی تا دولومیتی در قسمت داخلی پهنه‌های جزرومدی تشکیل می‌شوند (Warren, 2000). فراوانی زمینه میکرایتی نیز بر انرژی پایین محیط تشکیل این ریزرخساره دلالت می‌کند. وجود دولومیت‌های بسیار ریزبلور تا ریزبلور نشان دهنده تشکیل این دولومیت‌ها در شرایط نزدیک زمین و طی مراحل اولیه دیاژنز (بلافاصله پس از رسوب‌گذاری) در

این ریزرخساره معادل با RMF 7 در نوشته Flügel (2010) است.

۹- ریزرخساره O_2 : وکستون بایو کلاستی حفر شده (Burrowed Bioclastic Wackestone Microfacies): مهمترین آلوکهای این ریزرخساره قالبهای فسیلی رادیولرها، سوزن اسفنج، شکم‌پایان و دوکفه‌ایهای با صدفهای نازک، استراکود و خارداران است که به همراه درصد پایینی ذرات کوارتز (کمتر از ۱ درصد) در یک زمینه میکرایتی (با فراوانی ۸۵ تا ۹۰ درصد) شناور می‌باشند (شکل ۴خ). بافتهای نودولار و به ویژه آشفتگی زیستی (شدید) در ریزرخساره O_2 ، قابل مشاهده است. این ریزرخساره در صحرا به صورت سنگ آهک نازک لایه خاکستری تیره رنگ که دارای ساخت نودولار است، دیده می‌شود. در طبقه بندی رخساره‌ای Flügel (2010)، این ریزرخساره معادل RMF 3 در نظر گرفته شده است.

۱۰- ریزرخساره O_3 : وکستون پلوئیدی (Peloidal Wackestone Microfacies): اجزای سازنده این ریزرخساره شامل حدود ۳۵ درصد پلوئید، ۲ تا ۵ درصد سوزن اسفنج و رادیولر و حدود ۱ درصد قطعات خارپوست می‌باشد که در یک زمینه میکرایتی شناورند (شکل ۴د). پلوئیدها در این ریزرخساره بسیار ریز هستند و جورشدگی خوبی دارند. این ریزرخساره را می‌توان معادل با RMF4 در نوشته Flügel (2010) در نظر گرفت که در رمپ خارجی نهشته شده است.

۱۱- ریزرخساره O_4 : مادستون سیلتی حاوی سوزن اسفنج (Sponge Spicule-bearing Silty Mudstone Microfacies): اجزای اسکلتی تشکیل دهنده این ریزرخساره، شامل سوزن اسفنج، قالب رادیولر و خرده‌های خارپوستان و استراکود (با فراوانی حدود ۲ درصد) می‌باشد. ذرات سیلتی کوارتز (با فراوانی حدود ۲ درصد) و کانیهای تیره (با فراوانی بیش از ۱ درصد)، از دیگر اجزای تشکیل دهنده این ریزرخساره

خارجی ترین ریزرخساره‌های لاگون را تشکیل می‌دهند به طوری که با افزایش انرژی و شسته شدن گل کربناتی از بین آلوکها، رخساره گریستون مربوط به کمربند رخساره‌ای پشته کربناته و کانالهای جزرومدی تشکیل شده است.

کمربند رخساره‌ای پشته کربناته: ریزرخساره گریستون بایو کلاستی تنها ریزرخساره‌ای است که به محیط رسوبی پشته کربناته در رمپ میانی نسبت داده می‌شود. با توجه به نبود گل آهکی و فراوانی زیاد دانه‌ها که از ویژگیهای محیط پرانرژی سد یا پشته است (Wilson, 1975؛ Flügel, 2010)، این ریزرخساره می‌تواند به بخش پشته کربناته نسبت داده شود. وجود سیمان حاکی از آن است که گل کربناته در اثر افزایش انرژی از محیط شسته شده و فضای خالی توسط سیمان پر شده است (Flügel, 2010؛ Carannante *et al.*, 2000). مقدار بالای سیمان و نبود میکرایت نشان دهنده تشکیل نهشته‌ها در محیط پرانرژی و بالاتر از سطح اثر امواج می‌باشد (Irwin, 1965؛ Geel, 2000؛ Masse *et al.*, 2003). حضور فراوان خارپوست و ظهور بریزوئر نشان می‌دهد این ریزرخساره در مجاورت دریای باز نهشته شده است (Wilson, 1975؛ Geel, 2000). به طور کلی می‌توان گفت این ریزرخساره پر انرژی ترین رخساره در توالی مورد مطالعه بوده و به صورت پشته‌هایی با اجزای اسکلتی فراوان، بر روی رمپ میانی تشکیل شده است. همچنین با توجه به تنوع زیستی و وجود فسیلهای شاخص دریای باز در کنار نمونه‌های زیر محیط لاگون، به نظر می‌رسد که در زمان تشکیل این رسوبات، سد توسعه یافته‌ای که بتواند باعث جدایش کامل دریای باز از لاگون شود وجود نداشته است.

کمربند رخساره‌ای کانالهای جزرومدی: ریزرخساره فلوئستون/پکستون اینتراکلاستی در این کمربند قرار می‌گیرد. به نظر می‌رسد این ریزرخساره با افزایش یک‌باره انرژی محیط در شرایط توفانی به صورت برشهای رسوبی در

محیط‌های جزر و مدی است که در محدوده سوپراتایدال تا بالای اینترتایدال تشکیل شده‌اند (Gregg & Shelton, 1990؛ Adabi, 1996؛ Adabi, 2002).

کمربند رخساره‌ای لاگون: ریزرخساره‌های مادستون کربناته (I₂)، مادستون/وکستون پلوئیدی (I₃)، و کستون/پکستون بایو کلاستی (I₄) و گریستون پلوئیدی (I₅) در این کمربند رخساره‌ای قرار می‌گیرند. ریزرخساره I₂ به دلیل داشتن گل آهکی فراوان در یک محیط رسوبی آرام نهشته شده است (Papazzoni & Trevisani, 2006؛ Adachi *et al.*, 2004). نبود اجزای اسکلتی و غیراسکلتی، نبود شواهد خروج از آب و همچنین موقعیت قرارگیری در توالی نشان می‌دهد این ریزرخساره در بخش لاگون به سمت ساحل نهشته شده است. نبود فسیل در این ریزرخساره نشان دهنده نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات و چرخش محدود آب است (Sandullia & Raspinib, 2003؛ Bosence & Wilson, 2003؛ Palma *et al.*, 2007؛ 2004). با توجه به نبود قطعات اسکلتی و غالب بودن پلوئید در ریزرخساره I₃، محیط رسوب گذاری این ریزرخساره به لاگون کم انرژی و نیمه محصور که ارتباط محدودی با دریای باز دارد (Tamasovych, 2004) نسبت داده می‌شود. با توجه به فراوانی میکرایت، وجود آلوکم اسکلتی شکم‌پا با درصد بالا و حضور موجودات گوناگون، به احتمال زیاد ریزرخساره I₄ در لاگون نیمه محصور نهشته شده است. نمونه‌هایی که در آن زمینه میکرایتی کاهش یافته و آلوکهای اسکلتی مانند بازوپایان و خارپوستان افزایش یافته‌اند، در بخش نزدیک به دریای باز لاگون نهشته شده و با دریای باز در ارتباط می‌باشند. وجود پلوئیدهای گلی تقریباً هم‌اندازه و بدون لامیناسیون که با روزن‌داران کفزی، استراکود و کلسی اسفر همراه هستند نشانگر ته‌نشست در محیط دریایی کم عمق حفاظت شده با چرخش معتدل یا ملایم آب و در محیط رمپ داخلی می‌باشد. ریزرخساره‌های I₄ و I₅

رخساره‌ای پهنه جزرومدی، لاگون، پشته کربناته، کانالهای جزرومدی و دریای باز بر اساس رخساره‌های توصیف شده، در یک پلاتفرم کربناته کم عمق جای می‌گیرند. بررسی تغییرات عمودی رخساره‌ها (شکل ۵)، نشانگر فقدان رسوبات دوباره نهشته شده و علایم ناشی از تغییر شیب ناگهانی مانند توریدایتها و مؤید شیب ملایم این پلاتفرم کربناته می‌باشد (Burchette & Wright, 1992). با توجه به تغییر تدریجی رخساره‌های کم عمق دریایی و عدم گسترش ریفها که از ویژگیهای پلاتفرم نوع رمپ محسوب می‌شود (Einsele, 2000) و کربناتهای دوباره نهشته شده، نبود دانه‌های آنکوئید و دانه‌های آگرگات (خاص شلفهای لبه‌دار) و با در نظر گرفتن تغییرات جانبی و عمودی ریزرخساره‌های شناسایی شده و قانون والتز (Middleton, 1973)، پلاتفرم کربناته نوع رمپ برای نهشته‌های کربناته سازند بهرام در برش قلعه بالا، پیشنهاد می‌شود که با یک شیب ملایم، بدون شکست مشخص در دامنه، منطقه کم عمق ساحلی را به نواحی عمیق‌تر دریای باز متصل می‌کرده است. با توجه به شواهد موجود، به نظر می‌رسد که این رمپ از سه بخش رمپ داخلی، میانی و خارجی تشکیل شده است. کمرندهای پهنه جزرومدی و لاگون در بخش رمپ داخلی، کمرند پشته کربناته و کانالهای جزرومدی در رمپ میانی و کمرند دریای باز در بخش رمپ خارجی نهشته شده‌اند. الگوی رسوب گذاری پیشنهادی به طور شماتیک در شکل ۶ نمایش داده شده است.

فرآیندهای دیاژنزی موثر بر توالی مورد مطالعه

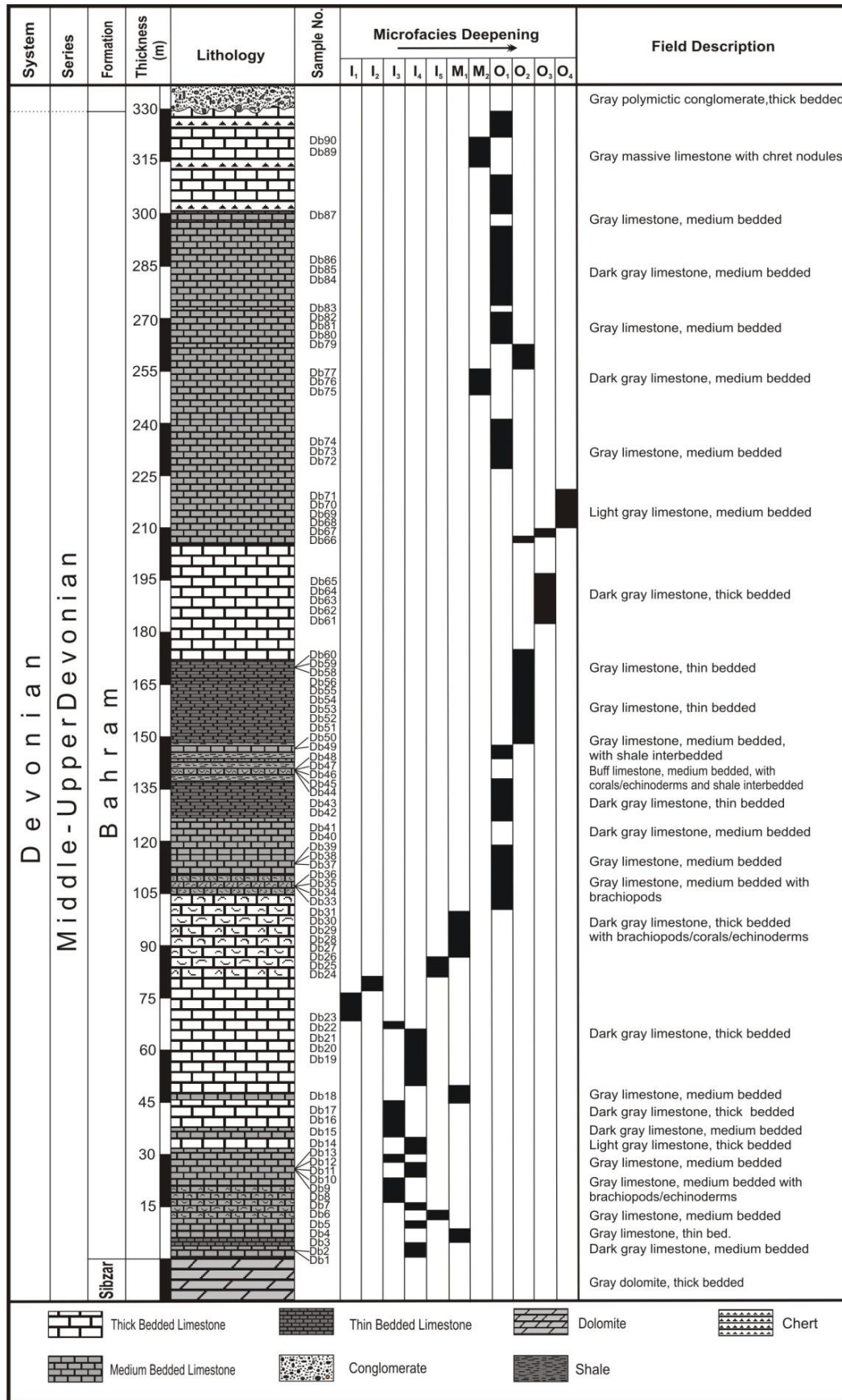
سنگهای کربناته سازند بهرام در برش مورد مطالعه تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنزی گوناگونی نظیر فشردگی فیزیکی و شیمیایی، سیمانی شدن، انحلال، تئومورفیسیم، میکریتی شدن، دولومیتی شدن، ایجاد درزه‌ها و شکستگیها و جانشینی زمینه سنگ و دانه‌های کربناته توسط کانیهای غیر کربناته

درون کانالهای جزرومدی و محیط کم‌ژرفای دریایی تشکیل شده است (Flügel, 2010). با توجه به وجود زمینه اسپاری، فقدان میکرایت، اینتراکلاستهای درشت و گرد شده و اجزای اسکلتی دریای باز، محیط تشکیل این ریزرخساره به کانالهای جزرومدی نسبت داده می‌شود.

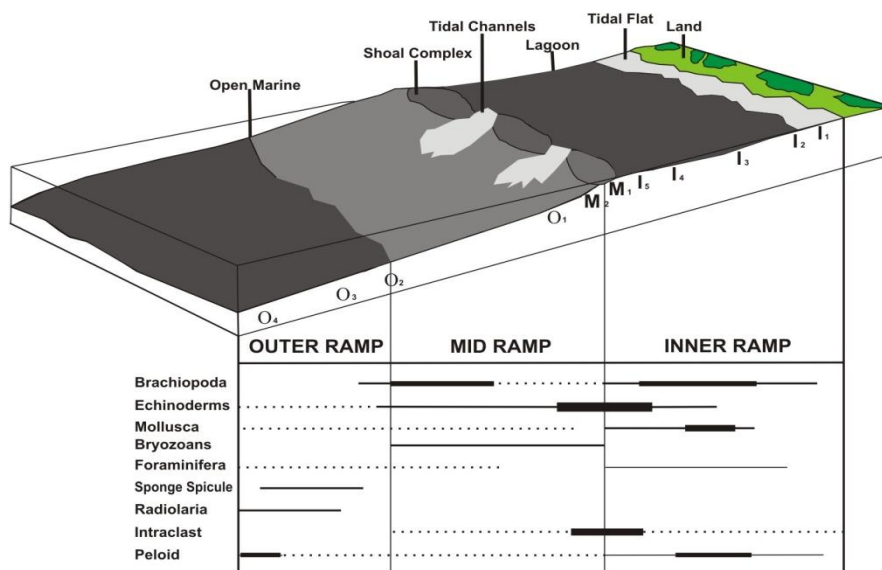
کمرند رخساره‌ای دریای باز: ریزرخساره‌های پکستون/ گریستون بایو کلاستی (O_1)، و کستون بایو کلاستی حفر شده (O_2)، و کستون پلوئیدی (O_3) و مادستون سیلتی حاوی سوزن اسفنج (O_4) در این کمرند رخساره‌ای قرار می‌گیرند. حضور خرده‌های اسکلتی موجودات استنوهالین در ریزرخساره O_1 همچون خارپوستان و بریوزوئر که اغلب به تغییرات شوری حساس هستند (Holcova & Zagorsek, 2008؛ Saber, 2012) و نیز مشخصات بافتی و موقعیت چینه نگاری این طبقات حاکی از تشکیل این ریزرخساره در محیط دریای باز و تحت شرایط انرژی متوسط تا کم است (Wilson, 1975؛ Flügel, 2010). حضور قالبهای رادیولر، سوزن اسفنج، دو کفه‌ایها و شکم‌پایانی با صدف نازک نشانگر ته نشینی این ریزرخساره در محیط دریای باز در بخش رمپ خارجی به سمت دریای باز می‌باشد. وجود ذرات ریز و نبود سیمان در این ریزرخساره دلیلی بر نهشته شدن آن در محیط آرام با انرژی پایین است (Adachi et al., 2004). همراهی پلوئید با سوزن اسفنج، می‌تواند بیانگر شکل گیری ریزرخساره فوق در یک محیط نسبتاً عمیق وابسته به دریای باز باشد (Flügel, 2010).

تغییرات عمودی رخساره‌ها و ارائه الگوی رسوب گذاری

با توجه به این که توالیهای رخساره‌ای کربناته، به طور کلی حاصل تغییرات جانبی محیطی در طی زمان هستند (Tucker & Wright, 1990)، می‌توان با شناسایی ریزرخساره‌ها و بررسی شرایط تشکیل آنها، محیط رسوب گذاری را تفسیر و الگویی برای ته‌نشست این رسوبات ارائه نمود. کمرندهای



شکل ۵: توالی سنگ چینه‌ای و تغییرات عمق رخساره‌ها در سازند بهرام در برش قلعه بالا



شکل ۶: الگوی شماتیک ارائه شده برای محیط رسوبگذاری قدیمه و توزیع ریزرخساره‌ها و اجزای تشکیل دهنده سازند بهرام در برش قلعه بالا (بدون مقیاس)

مماسی این آلوکماها قابل مشاهده است. به دنبال فشردگی مکانیکی، نمونه‌های مورد مطالعه در معرض فشردگی شیمیایی قرار گرفته‌اند. تماسهای بین دانه‌ای از نوع مقعر-محدب و مضرس، تشکیل استیلولیت و درزه‌های انحلالی جزو شواهد اصلی این نوع فشردگی است (شکل ۷ب).

انحلال و توسعه تخلخل

انحلال فرآیند اصلی دیاژنتیکی است که به توسعه تخلخل منجر شده است. تخلخل یک پیش شرط لازم برای عملکرد دیاژنز است و مطالعه آن در سنگهای کربناته جهت فهم فرآیندهای دیاژنتیکی و به ویژه ارزیابی سنگهای مخزن لازم است (Moore, 2001). انواع تخلخلهای بین دانه‌ای، درون دانه‌ای، قالبی، حفره‌ای، بین بلوری (ناشی از تبدیل کلسیت به دولومیت)، شکستگی و تخلخل ناشی از استیلولیتی شدن (شکل ۷پ) و تخلخلهای حاصل از فعالیت موجودات در نمونه‌های مورد مطالعه دیده می‌شود.

سیمانی شدن

در مقاطع نازک میکروسکوپی مورد مطالعه به ترتیب فراوانی، سه نوع سیمان کلسیتی، دولومیتی و هماتیته مشاهده شده است. این سیمانها انواع تخلخلهای ذکر شده را پر کرده‌اند.

(مانند سیلیسی شدن و هماتیته شدن) قرار گرفته است. انواع فرآیندهای دیاژنتزی مشاهده شده در نمونه‌های مورد مطالعه به شرح ذیل است:

میکریتی شدن

این فرآیند در مقاطع نازک میکروسکوپی مورد مطالعه به صورت پوشش میکرایتی باریک در اطراف برخی دانه‌های اسکلتی دیده می‌شود (شکل ۷الف). برخی از آلوکماها به ویژه روزن‌داران خود میکرایتی شده‌اند و شناسایی آنها مشکل شده است.

نئومورفیسم

این فرآیند در برخی از نمونه‌های میکرایتی دیده می‌شود، به گونه‌ای که بخشهایی از میکرایت تیره به کلسیتهای ریزبلور تبدیل شده (تبدیل میکرایت به میکرواسپار) و می‌توان گفت این فرآیند از نوع افزایشی است. پدیده نئومورفیسم در نمونه‌های مورد مطالعه گسترش محدودی دارد.

فشردگی

فشردگی در نمونه‌های مورد مطالعه به دو صورت مکانیکی و شیمیایی دیده می‌شود. فشردگی مکانیکی به صورت تغییر شکل، شکستگی و خردشدگی آلوکماها و تماس نقطه‌ای و

سیمان موزائیکی هم بعد (Equant mosaic cement) ویژگی بارز این سیمان در توالی مورد مطالعه، داشتن بلورهای کوچک نیمه شکل دار با گسترش خوب سطوح مرزی است که تقریباً هم اندازه می باشند. این سیمان همراه با سایر سیمانها تخلخلهای بین دانه‌ای، درون دانه‌ای و قالبی را پر کرده است (شکل ۷د).

سیمان شفاف کلسیتی دروزی (Drusy calcite spar cement) بلورهای کوچک تا درشت بلور این سیمان، تخلخل بین دانه‌ای و قالبی حاصل از انحلال بایوکلاستها در توالی مورد مطالعه را پر کرده است. این بلورها نیمه شکل دار بوده و از سمت دیواره آلوکماها به سمت مرکز حفره اندازه بلورها درشت تر شده است (شکل ۷ز).

سیمان رورشدی هم محور (Syntaxial overgrowth cement) در سنگهای مورد مطالعه، این سیمان در اطراف آلوکماهای اسکلتی خارپوستان رشد کرده و همانند سیمان فراگیری به نظر می رسد که آلوکم اسکلتی را در بر گرفته است. سیمان نسبت به آلوکم اسکلتی روشن تر و شفاف تر دیده می شود. سیمان رورشدی هم محور در زیر محیطهای پشته کربناته و دریای باز به ویژه ریزرخساره‌های گریستونی غنی از قطعات خارپوست گسترش دارد (شکل ۷ز).

تاریخچه تشکیل سیمان: به نظر می رسد سیمان فیبری در توالی مورد مطالعه، طی مراحل اولیه دیاژنز دریایی (ائوژنز) شکل گرفته است. در مرحله بعدی، انواع سیمانهای موزائیکی هم اندازه و دانه‌ای، دروزی، دندان سگی و رورشدی هم محور بر روی سیمانهای نسل اول طی دیاژنز متئوریک فریاتیک تشکیل شده اند. سیمانهای این مرحله که تخلخلهای بین دانه‌ای، درون دانه‌ای، حفره‌ای، قالبی و شکستگیهای نسل اول را پر کرده اند، گسترش زیادی دارند. سیمانهای کلسیتی درشت بلور آهن دار موزائیکی و دروزی و سیمان دولومیتی درشت بلور آهن دار که فضاهای باقی مانده از سیمانهای محیط دیاژنزی متئوریک فریاتیک را

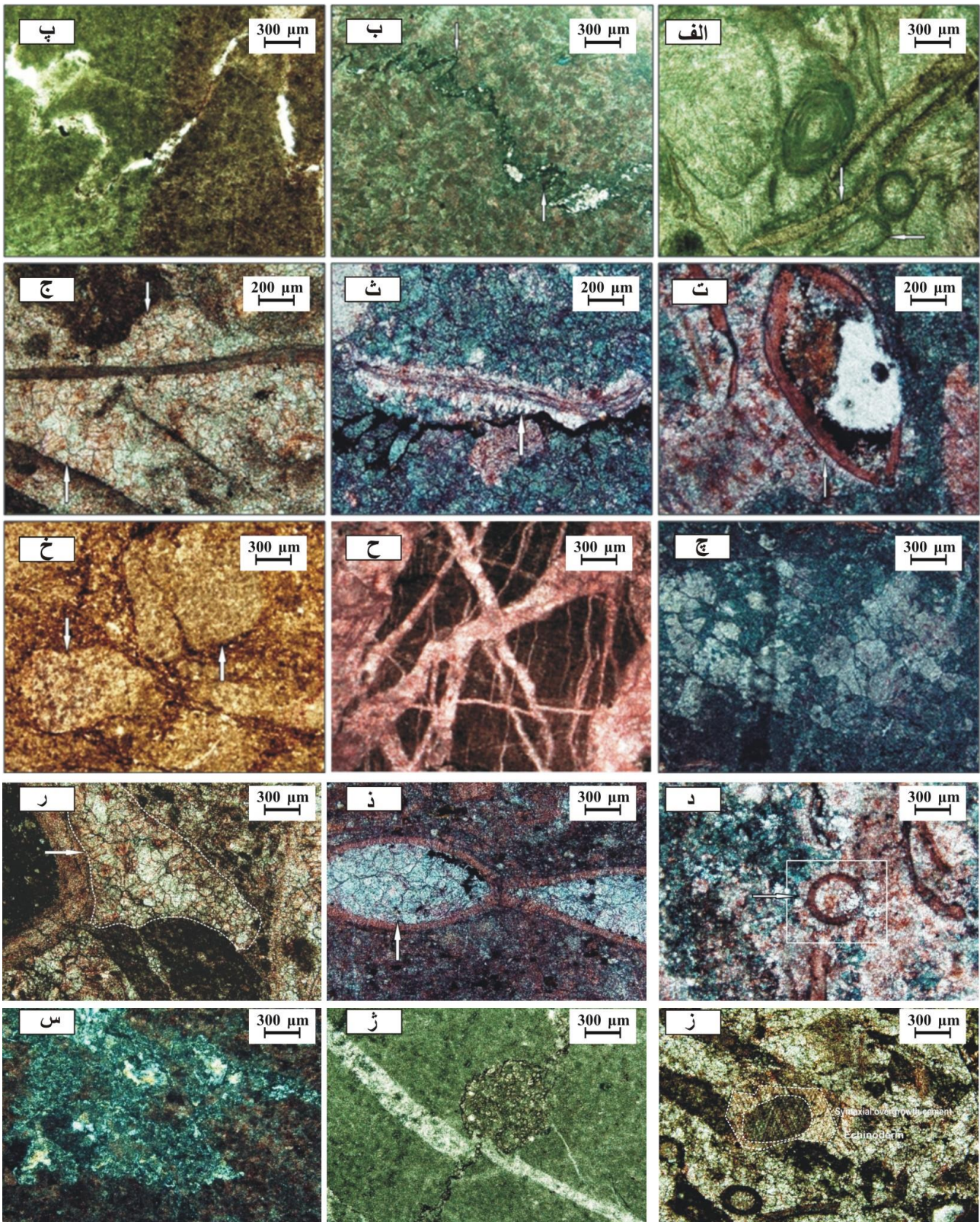
در این مقاطع سیمان کلسیتی بر اساس انواع سیمانهای ارائه شده توسط Flügel (2010)، شامل سیمانهای فیبری، دندان سگی، تیغه‌ای، موزاییک دانه‌ای، موزاییک هم بعد، دروزی و رورشدی هم محور است.

سیمان فیبری (Fibrous cement) در مقاطع میکروسکوپی مورد مطالعه، این سیمان به صورت بلورهای رشته‌ای و نسبتاً هم ستبر و عمود بر دیواره برخی آلوکماهای اسکلتی رشد کرده و گسترش ناچیزی دارد (شکل ۷ت).

سیمان دندان سگی (Dog tooth cement) در نمونه‌های مورد مطالعه، به صورت بلورهای کلسیتی نوک تیز سه گوش و لوزی شکل دیده می شود که در سطح آلوکماهای اسکلتی و در بعضی نمونه‌ها بر روی سیمان موزائیکی دانه‌ای رشد کرده اند. در این نمونه‌ها این سیمان متوسط تا درشت بلور بوده و طول بلورها متغیر است. با توجه به شواهد پتروگرافی به نظر می رسد که این سیمان طی دیاژنز متئوریک فریاتیک شکل گرفته است (شکل ۷ث).

سیمان دانه‌ای (Granular cement) در سنگهای کربناته مورد بررسی، این نوع سیمان به صورت بلورهای کلسیتی کوچک تا درشت بلور نسبتاً هم اندازه، بی شکل تا نیمه شکل دار و فاقد جهت یافتگی بوده و مرز بین بلورها، سطوح صاف می باشند. سیمان دانه‌ای در نمونه‌های مورد مطالعه پرکننده تخلخلهای بین دانه‌ای، قالبی و تخلخلهای ناشی از شکستگی است (شکل ۷ج) و نسبت به سایر سیمانها گسترش قابل توجهی دارد.

سیمان تیغه‌ای (Bladed cement): در مقاطع نازک مورد مطالعه، این سیمان مانند سیمانهای فیبری و دندان سگی در دیواره برخی آلوکماهای اسکلتی رشد کرده و گسترش زیادی ندارد. در این مقاطع میکروسکوپی، بلورهای بی شکل تا نیمه شکل دار و نسبتاً طویل این سیمان حالت رشته‌ای نداشته و انتهای بلورها مانند سیمان دندان سگی تیز و سه گوش نیست (شکل ۷د).



شکل ۷: تصاویر میکروسکوپی برگزیده از مهمترین فرآیندهای دیاژنتیکی (برشهای رنگ آمیزی شده - نور عبوری): الف) میکریستی شدن؛ ب) استیلولیتی شدن؛ پ) تخلخل حاصل از فرآیند استیلولیتی شدن؛ ت) سیمان کلسیتی فیبری؛ ث) سیمان کلسیتی دندان سگی؛ ج) سیمان کلسیتی دانه‌ای ریز بلور؛ چ) سیمان دولومیتی زین اسبی؛ ح) شکستگیها؛ خ) فابریک نودولار (پیکانها مرز نودولها را نشان می‌دهند)؛ د) سیمان تیغه‌ای در اطراف آلوکم اسکلتی؛ ذ) سیمان دانه‌ای هم بعد درون یک آلوکم اسکلتی (پیکان سفید رنگ)؛ ر) سیمان کلسیتی دروزی در فضای بین آلوکمها (پیکان سفید رنگ)؛ ز) سیمان رورشدی هم محور در اطراف یک قطعه اسکلت خارپوست؛ ژ) تشکیل بلورهای شکل‌دار دولومیت در امتداد استیلولیت؛ س) سیلیسی شدن بخشهایی از زمینه سنگ.

پر کرده‌اند به احتمال زیاد طی دیاژنز تدفینی تشکیل شده‌اند. رنگ آمیزی نمونه‌ها نشان می‌دهد که این سیمانها ابتدا به صورت سیمان کلسیتی بدون آهن و سپس با ترکیب آهن دار تشکیل شده‌اند. این حالت می‌تواند بیانگر تغییر از شرایط محیط اکسیدان نزدیک سطح به شرایط محیط عمیق احیایی باشد. به نظر می‌رسد pH سیالهای بین منفذی فعال در اکثر مراحل دیاژنزی سنگهای کربناته سازند بهرام در برش مورد مطالعه، بالا بوده چون این شرایط سبب عدم توسعه سیمان سیلیسی در این سنگها و در داخل شکستگیها شده است. سیمان هماتی در مراحل نهایی دیاژنز (تلوژنز) شکل گرفته است. به احتمال زیاد در هنگام بالا آمدن رسوبات، یونهای آهن توسط آبهای جوی و از طریق شکستگیهای نسل آخر به داخل این سنگها نفوذ کرده و در شرایط اکسیدی، اکسید آهن آب‌دار تشکیل و با گذشت زمان به هماتیت تبدیل شده است. تاریخچه تشکیل انواع سیمانها در شکل ۸ نشان داده شده است.

دولومیتی شدن

دولومیتی شدن در نمونه‌های مورد مطالعه یکی از فرآیندهای دیاژنزی فراگیر است. در این مطالعه، بر مبنای اندازه بلورهای دولومیت و با استفاده از مقیاس ارائه شده توسط Folk (1980) چهار نسل دولومیت را می‌توان در نظر گرفت. دولومیت نسل اول بسیار ریزبلور تا ریزبلور (موزائیکهای هم بعد شکل دار تا نیمه شکل دار) بوده و در نمونه‌های متعلق به کمر بند رخساره‌ای پهنه جزرومدی دیده می‌شود. به احتمال زیاد دولومیت نسل اول در اولین مرحله و تقریباً همزمان با رسوب گذاری از آب دریا و یا بر اثر جاننشینی آهک اولیه بلافاصله پس از رسوب گذاری آن تشکیل شده که به عنوان دولومیت دیاژنز اولیه شناخته می‌شود (Adabi, 1996; Gregg & Shelton, 1990). دولومیت‌های نسل دوم و سوم (ریز بلور تا درشت بلور) به حالت موزائیک

بلورهای خودشکل^۱ و موزائیک بلورهای نیمه‌شکل دار^۲ دیده می‌شوند (Gregg & Sibley, 1987) و از نظر اندازه متفاوت هستند. این نوع دولومیت به صورت سیمان آهن دار و بدون آهن فضاهای باقی مانده و به ندرت برخی از رگه‌ها را پر کرده است. دولومیت زین‌اسبی مشاهده شده در مقاطع نازک میکروسکوپی مورد مطالعه را می‌توان جزو این دسته در نظر گرفت (شکل ۷چ). دولومیت نسل آخر شامل بلورهای دولومیتی شکل دار است که هم به صورت بلورهای منفرد و پراکنده و هم بلورهای متراکم در زمینه سنگ، سطح برخی از آلوکمه‌ها، امتداد استیلولیتها و در سطح سیمانهای پرکننده رگه‌ها دیده می‌شود (شکل ۷ژ). در برخی از نمونه‌ها، دولومیتی شدن به صورت انتخابی صورت گرفته است و با بخش کلسیتی مرز مشخصی را نشان می‌دهد.

سیلیسی شدن

سیلیسی شدن، مانند دولومیتی شدن، می‌تواند طی دیاژنز اولیه یا نهایی انجام شود. این فرآیند به فرم جاننشینی انتخابی در فسیلها یا گسترش ندولها و لایه‌های چرتی انجام می‌شود (Tucker, 2001). سیلیسی شدن میزان غلظت سیلیس را در سیالهای بین منفذی طی دیاژنز نشان می‌دهد (Hesse, 1990). سیلیس در زمینه بعضی از نمونه‌های مورد مطالعه به صورت بلورهای ریز و درشت بی‌شکل متمرکز که بقایای بلورهای کلسیتی در آن قابل مشاهده است (به فرم جاننشینی) دیده می‌شود (شکل ۷). در برخی از نمونه‌ها نیز خود آلوکمه‌ها سیلیسی شده‌اند. نکته قابل توجه وجود نودولهای درشت سیلیسی (در اندازه چند ده سانتی‌متر) در آخرین واحد سنگ آهکی در این توالی است.

شکستگی‌ها و پرشدگی رگه‌ها

گسترش شکستگی تابع عواملی مانند خصوصیات سنگ‌شناسی، اندازه دانه‌ها، ضخامت لایه‌ها و ویژگیهای

1- idiopic

2- hypidiomorphic

Time	Diagenesis			
	Early	→		Late
Diagenetic Environment	Marine	Meteoric	Burial	Uplift
Diagenetic Process				
Primary porosity	=====			
Protodolomite	=====			
Burrowing	=====			
Micritization	=====		
Boring		=====		
Mechanical compaction	=====		
Neomorphism		=====		
Dissolution		=====	
Geopetal fabric		=====	
Calcitic cements	Bladed	=====		
	Fibrous	=====		
	Dog tooth		=====	
	Granular	=====	
	Equant mosaic	=====	
	Drusy mosaic		=====	
	Syntaxial overgrowth	=====	
1st Fracturing		=====		
Secondary porosity		=====	
Silicification			=====	
Chemical compaction	Stylolitization		=====	
	Dissolution seams		=====	
Nodular fabric			=====	
Burial dolomitization			=====	
2nd Fracturing				=====
Fe-Oxide cement				=====

شکل ۸: توالی پاراژنتیکی سازند بهرام در برش قلعه بالا.

قابل مشاهده بوده و در چند مرحله تشکیل شده است (شکل ۷ح). برخی از رگه‌ها توسط استیلولیت‌های مرحله دفن قطع شده‌اند و شکستگی‌های نسل آخر استیلولیت‌ها را قطع کرده‌اند. اکثر این شکستگی‌ها توسط سیمان کلسیتی بدون آهن پر شده‌اند. این امر می‌تواند بیانگر شرایط اکسیدی در

چینه‌شناسی مانند رخساره، چرخه‌های رسوبی و دیاژنز است (Cooke *et al.*, 2006). فرآیندهای تکتونیک نیز می‌توانند در مرحله نهایی دیاژنز و در هنگام بالا آمدگی، شکستگی‌ها را افزایش دهند (Flügel, 2010). شکستگی در سازند مورد مطالعه، در مقیاسهای متفاوت ماکروسکوپی و میکروسکوپی

خوبی در مادستونها و وکستونها قابل مشاهده بوده و سبب به هم ریختگی بافت اولیه این سنگها شده است.

توالی پاراژنتیکی

تفسیر توالیهای پاراژنتیکی در یک ناحیه بیانگر زمان تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی و تقدم و تأخر آنها می باشد (Tucker & Wright, 1990). فرآیندهای دیاژنتزی متعددی طی مراحل مختلف، سنگهای مورد مطالعه را تحت تأثیر قرار داده اند. فرآیندهای سیمانی شدن، دولومیتی شدن و فشردگی شیمیایی (به ویژه تشکیل استیلولیت) از مهمترین و گسترده ترین فرآیندهای دیاژنتزی در برش مورد مطالعه از سازند بهرام می باشد. در سنگهای کربناته این برش، تشکیل سیمان کلسیتی اولیه (سیمان فیبری و سیمان دانه ای هم بعد ریزبلور)، دولومیت های بسیار ریزبلور تا ریزبلور (Gregg & Shelton, 1996; Adabi, 1996)، فرآیندهای زیستی مانند نقب زنی و حفاری و عمل میکریتی شدن (Boggs, 2009) و شروع فشردگی مکانیکی طی دیاژنز اولیه (ائوژنز) صورت گرفته است. این مرحله از دیاژنز شامل فرآیندهایی است که رسوبات را در حین ته نشست و بلافاصله پس از ته نشست تحت تأثیر قرار می دهند (Tucker & Wright, 1990). به نظر می رسد که رسوبات بعد از تحمل دیاژنز اولیه در بستر دریا ابتدا تحت تأثیر دیاژنز متئوریک فریاتیکی قرار گرفته اند و بعد وارد محیط دیاژنز تدفینی شده اند. در نمونه هایی که تحت تأثیر سیمانی شدن (سیمان کلسیت شفاف موزائیکی، سیمانهای دندان سگی و دروزی) در محیط متئوریک فریاتیکی قرار گرفته اند، فضاهای باقی مانده توسط سیمانهای دیاژنز تدفینی و دولومیت های درشت بلور و آهن دار (نشان دهنده شرایط احیایی) پر شده اند. همچنین اثرات فشردگی مکانیکی و شیمیایی در این نمونه ها بسیار کم رنگ بوده و یا دیده نمی شود. وجود شکستگیهای پر شده از سیمان کلسیتی موزائیکی بدون آهن که توسط استیلولیتها قطع شده اند،

زمان تشکیل آنها باشد. شرایط اکسیدی در زمان پرشدگی شکستگیها مؤید تشکیل آنها طی دیاژنز نزدیک سطح، یا پس از مرحله بالا آمدگی و توسعه شکستگیها و ورود سیالات آب شیرین است (حیدری و همکاران، ۱۳۸۸). در قسمت پایین برش قلعه بالا با سنگ شناسی مادستون، گسترش شکستگیها سبب شده سنگ به حالت برشی درآید، به گونه ای که قطعات زاویه دار میکرایتی در یک زمینه اسپاری قرار گرفته و سنگ را به برش کربناته^۳ (Flügel, 2010) تبدیل کرده است.

سایر فابریکهای مشاهده شده

این فابریکها شامل ژئوپتال، لخته شده، نودولار، برشی شده و فابریک حاصل از آشفستگی زیستی هستند. در این نمونه ها فابریک ژئوپتال در دانه های اسکلتی (به ویژه شکم پایان) و نیز برخی از حفره ها دیده می شود. فابریک لخته شده در وکستونها و پکستونها پلئوئیدی قابل مشاهده می باشد. در فابریک نودولار که در وکستونها خاکستری رنگ بخش عمیق زیر محیط دریای باز دیده می شود، زمینه اصلی سنگ توسط درزه های انحلالی به شکل نودولهای گرد تقریباً هم اندازه درآمده است. مرز بین نودولها در بعضی از بخشها توسط درزه های تیره تر کاملاً مشخص شده است (شکل ۷خ). با توجه به این درزه ها و گسترده گی فرآیند انحلال فشاری در برش مورد مطالعه، به احتمال زیاد این فابریک توسط فرآیندهای دیاژنتیکی (انحلال فشاری) شکل گرفته است. فابریک برشی شده در مادستونهایی که دچار چند مرحله شکستگی شده اند به وجود آمده است به این صورت که زمینه اصلی سنگ یعنی میکرایت، به صورت قطعات زاویه دار تیره رنگ داخل سیمان کلسیتی روشن که داخل شکستگیها را پر کرده است، دیده می شود. فابریک حاصل از آشفستگی زیستی در نمونه های مورد مطالعه به

۵۳/۳۷ تا ۹۰/۵۳ پی پی ام (میانگین ۷۲/۸۹ پی پی ام)، سدیم بین ۱۹۶/۱۶ تا ۲۷۷/۷۴ پی پی ام (میانگین ۲۱۷/۸۷ پی پی ام)، منگنز بین ۲۹۶/۷۹ تا ۸۳۳/۲۶ پی پی ام (میانگین ۵۶۸/۸۴ پی پی ام) و آهن در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۹۰۴ تا ۷۸۶۷/۶۹ پی پی ام (میانگین ۳۲۶۷/۲۴ پی پی ام) در تغییر است (جدول ۱). پایین بودن مقدار استرانسیم و سدیم و افزایش مقدار منگنز در این نمونه‌ها نسبت به سنگهای آهکی مناطق حاره‌ای و معتدله عهدحاضر و نیز روند مثبت تغییرات منگنز در مقابل استرانسیم نشان دهنده تأثیر دیاژنز متئوریک بر روی این نمونه‌ها می‌باشد. همچنین تبدیل آراگونیت به کلسیت نیز می‌تواند سبب کاهش مقدار دو عنصر استرانسیم و سدیم شده باشد.

به طور کلی، کربناتهای آراگونیتی دریا‌های گرم و کم عمق دارای منگنز اندکی (کمتر از ۲۰ پی پی ام) هستند، در حالی که مقدار منگنز در نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدل عهدحاضر بالاتر از ۳۰۰ پی پی ام است (Rao & Adabi, 1992). مقدار منگنز با افزایش تأثیر دیاژنز متئوریک افزایش می‌یابد (Brand & Veizer, 1980). ترسیم مقادیر سدیم در برابر منگنز (شکل ۹) نشان می‌دهد سنگ آهکهای سازند بهرام نیز همانند سنگ آهکهای سازند مزدوران و گوردون تاسمانیا ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی داشته‌اند. البته همان طور که اشاره شد، میانگین مقدار منگنز در نمونه‌های سازند بهرام برابر با ۵۶۸/۸۴ پی پی ام می‌باشد. بالاتر بودن میزان منگنز در سازند بهرام نسبت به سازند مزدوران (۲۴۳ پی پی ام) نشان دهنده شدت بیشتر تأثیر دیاژنز متئوریک در این سازند است.

نسبت Sr/Mn: ترسیم مقادیر نسبت Sr/Mn در مقابل Mn، می‌تواند معیاری به عنوان میزان انحلال سنگهای آهکی باشد (Rao, 1991). نسبت Sr/Mn در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۰/۰۸ تا ۰/۲۳ در نوسان است و با مقدار Mn رابطه معکوس نشان می‌دهد. پایین بودن نسبت Sr/Mn در این نمونه‌ها

می‌تواند بیانگر تشکیل رگه‌های نسل اول قبل از ورود به محیط دیاژنز تدفینی باشد. شکستگیهای نسل آخر استیلولیتها را قطع کرده‌اند. ایجاد شکستگیهای نسل آخر و تشکیل سیمان هماتی در طول دیاژنز نهایی (تلوزنز) صورت گرفته است. به احتمال زیاد در هنگام بالا آمدن رسوبات، یونهای آهن توسط آبهای جوی و از طریق شکستگیها به داخل رسوبات نفوذ کرده و در شرایط اکسیدان، اکسید آهن آب دار تشکیل و با گذشت زمان به هماتیت تبدیل شده است. ترتیب رخدادها و پدیده‌های دیاژنتیکی بر اساس تقدّم و تأخر زمانی نسبی آنها در شکل ۸ نشان داده شده است.

ژئوشیمی عنصری سنگ آهک های سازند بهرام

مطالعات مختلف نشان داده است که از ژئوشیمی رسوبی می‌توان در تعبیر و تفسیر مسائل مختلف زمین شناسی استفاده نمود. تعیین کانی شناسی اولیه سنگ‌های آهکی، تعیین میزان دگرسانی، تفکیک انواع محیط‌های دیاژنتیکی (متئوریک)، تدفینی، دریایی اولیه) و روندهای دیاژنزی و شناسایی کربنات‌های مناطق حاره‌ای، معتدله و قطبی، از مهم ترین کاربردهای مطالعات ژئوشیمیایی است که در این پژوهش بیشتر مورد توجه می‌باشند.

ترکیب عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های مورد مطالعه

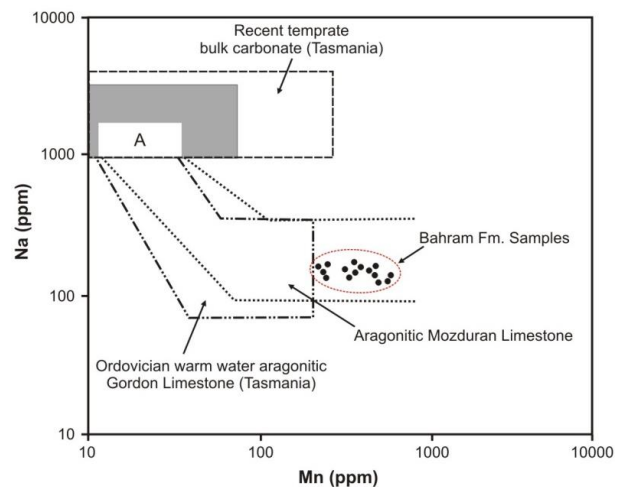
در این پژوهش، مقادیر عناصر اصلی کلسیم و منیزیم (بر حسب درصد) و عناصر فرعی آهن، منگنز، استرانسیم و سدیم (بر حسب پی پی ام) در نمونه‌های مورد مطالعه، پس از کسر مواد نامحلول در اسید، محاسبه شد. این مقادیر برای عنصر اصلی کلسیم بین ۳۰/۶۶ تا ۳۹/۳۵ درصد (میانگین ۳۴/۵۴ درصد) و برای عنصر منیزیم بین ۰/۴۶ تا ۰/۹۳ درصد (میانگین ۰/۶۶ درصد) در نوسان است (جدول ۱). مقایسه مقادیر کلسیم و منیزیم نشان می‌دهد تمامی نمونه‌های مورد مطالعه از نوع سنگ آهک می‌باشد. مقادیر استرانسیم بین

جدول ۱: داده‌های حاصل از آنالیز عناصر اصلی و فرعی نمونه‌های مورد مطالعه به روش طیف سنجی جذب اتمی

Sample No.	I. R. (%)	Ca (%)	Mg (%)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Sr (ppm)	Na (ppm)
1	Db-2	7.30	34.70	0.58	806.40	1477.28	67.80
2	Db-7	9.50	36.39	0.67	661.84	4360.00	73.06
3	Db-11	6.90	35.26	0.86	833.26	1786.93	89.24
4	Db-22	7.20	31.75	0.66	718.20	1076.36	85.30
5	Db-25	9.70	30.66	0.93	591.27	7735.50	58.43
6	Db-33	7.71	32.64	0.46	702.85	7867.70	79.08
7	Db-53	8.02	32.12	0.64	411.70	4082.67	80.00
8	Db-56	9.55	34.13	0.62	448.53	3240.00	65.24
9	Db-59	7.50	34.69	0.61	757.58	2366.43	67.01
10	Db-65	7.76	34.75	0.64	712.58	2339.53	61.76
11	Db-67	9.22	35.14	0.80	346.58	2285.74	71.61
12	Db-71	9.80	36.02	0.69	342.60	3614.80	79.74
13	Db-76	6.85	34.56	0.59	301.27	3321.25	71.31
14	Db-80	5.45	35.89	0.58	296.80	2523.53	53.36
15	Db-87	5.70	39.35	0.52	601.17	904.00	90.53
Average	8.01	34.54	0.66	568.84	3267.24	72.89	217.87

این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۰/۲۵ تا ۰/۴۵ در نوسان است و با مقدار منگنز، رابطه مثبت نشان می‌دهد. با توجه به شکل ۱۱ و با در نظر گرفتن کاهش مقدار استرانسیم و سدیم و افزایش منگنز طی دیاژنز در نمونه‌های سازند بهرام و مقایسه نسبت Sr/Na در این نمونه‌ها با نسبت Sr/Na نمونه‌های مناطق حاره‌ای عهد حاضر و معتدله عهد حاضر، به نظر می‌رسد نمونه‌های مورد مطالعه، از نظر ترکیب نزدیک به نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر باشند. بررسی نقشه‌های جغرافیای دیرینه دونین میانی - پسین نشان می‌دهد که منطقه مورد مطالعه بخشی از قاره گندوانا بوده و در محدوده مدار ۳۰ درجه جنوبی قرار داشته است (Scotese, 2014) که با نتایج ژئوشیمیایی مذکور همخوانی دارد.

نسبت استرانسیم به کلسیم (Sr/Ca): نسبت Sr/Ca در کربناته‌ها به نسبت Sr/Ca آب دریا و ضریب توزیع عنصر استرانسیم در کربناته‌ها بستگی دارد (Brand & Veizer, 1981).



شکل ۹: ترسیم تغییرات مقدار Na در برابر Mn در نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار ارائه شده توسط Rao & Adabi (1996)

نشان‌دهنده تأثیر دیاژنز متثوریک و فرآیند انحلال در یک سیستم ژئوشیمیایی باز می‌باشد (شکل ۱۰).

نسبت Sr/Na: سنگهای کربناته حاره‌ای عهد حاضر و دیرینه را می‌توان از معادله‌های غیر حاره‌ای آنها به کمک نسبت Sr/Na و میزان منگنز، از هم تفکیک کرد (Rao, 1991).

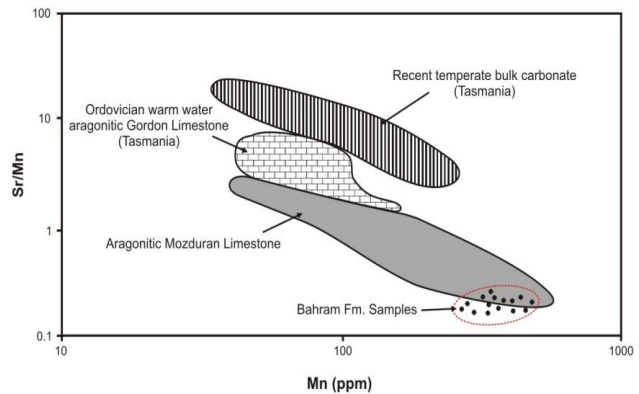
(LMC)، به نظر می‌رسد که محیط دیاژنتیکی توالی مورد مطالعه از نظر ژئوشیمیایی یک سیستم باز بوده است (شکل ۱۲).

روند تغییرات عناصر اصلی و فرعی در طول توالی مورد مطالعه

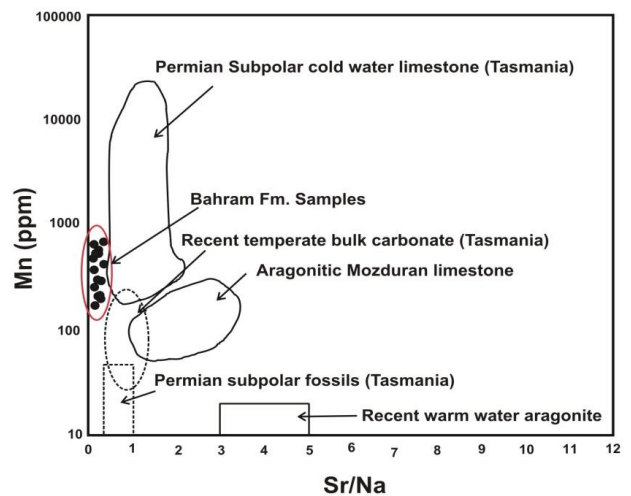
در سیستم‌های دیاژنتیکی باز، تبادلات ژئوشیمیایی با سازندهای مجاور طی دیاژنز تدفینی می‌تواند به بروز روند افزایشی یا کاهش مقدار عناصر اصلی و فرعی در بخش‌های زیرین یا بالایی توالی مورد مطالعه منجر گردد (Mirab Shabestari et al., 2009). ترسیم تغییرات مقدار عناصر اصلی و فرعی در برابر ضخامت سازند در این پژوهش، روند خاصی را نشان نمی‌دهد که این امر گویای عدم تأثیرپذیری قابل توجه از سازندهای مجاور طی دیاژنز تدفینی است (شکل ۱۳).

نتیجه‌گیری

بر اساس اطلاعات حاصل از بازدید صحرایی، سازند بهرام در منطقه مورد مطالعه، شامل ۳۳۲ متر سنگ آهک‌های نازک تا ضخیم لایه خاکستری رنگ روشن تا تیره است. مرز زیرین این سازند با سازند سبزار در منطقه مورد مطالعه، یک مرز پیوسته و مرز بالایی آن یک مرز فرسایشی می‌باشد. با توجه به کیفیت و نوع اجزای اسکلتی و غیراسکلتی تشکیل دهنده سنگ آهک‌های مورد مطالعه و بافت این سنگها، تعداد یازده ریزرخساره در قالب پنج کمر بند رخساره‌ای پهنه جزرومدی، لاگون، پشته کربناته، کانالهای جزرومدی و دریای باز شناسایی گردید. بر اساس ارتباط ریز رخساره‌های شناسایی شده و پراکندگی آنها در طول توالی مورد مطالعه، سنگ آهک‌های مورد مطالعه در یک پلاتفرم کربناته کم عمق از نوع رمپ نهشته شده است. مطابق با ویژگیهای ریزرخساره‌های سنگی، این رمپ شامل

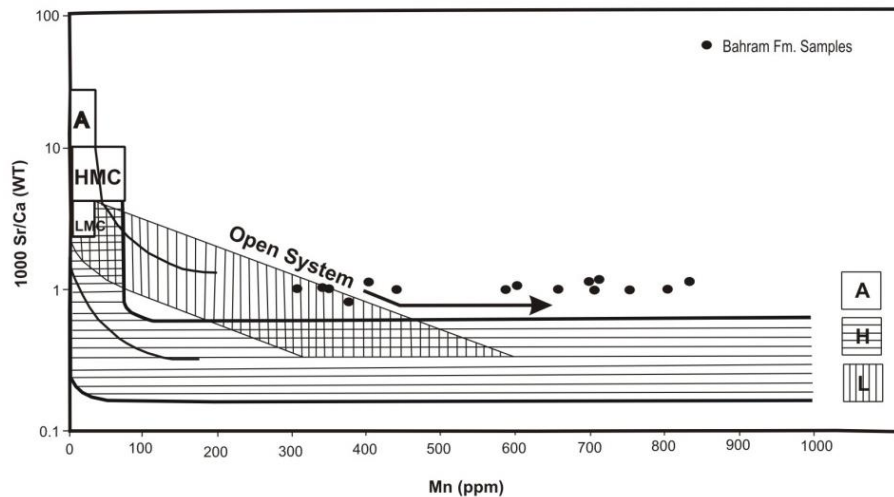


شکل ۱۰: ترسیم تغییرات نسبت Sr/Mn در برابر Mn در نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار ارائه شده توسط Rao (1991)

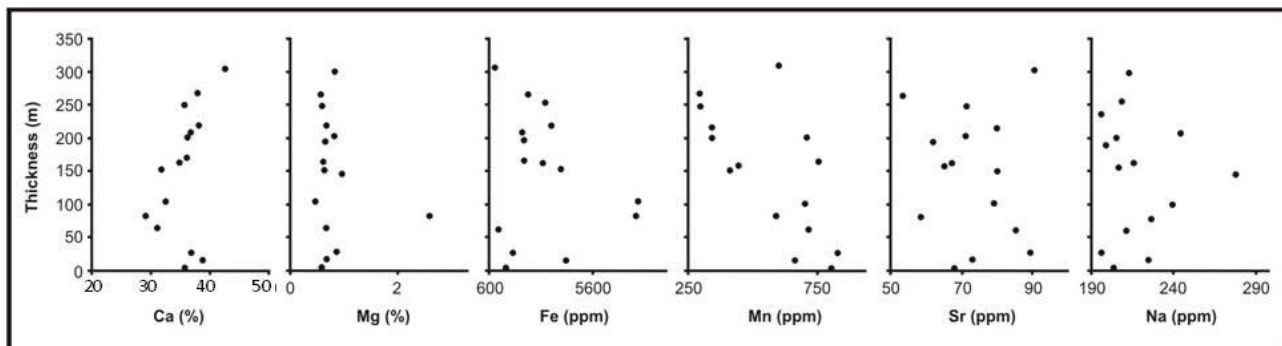


شکل ۱۱: تغییرات مقدار Mn در برابر نسبت Sr/Na در نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار ارائه شده توسط Rao & Adabi (1996)

بر اساس ترسیم نسبت Sr/Ca در مقابل Mn می‌توان روند دیاژنز در سیستم‌های ژئوشیمیایی باز و بسته را تعیین کرد (Brand & Veizer, 1981). به دلیل افزایش واکنش بین آب و سنگ در سیستم‌های دیاژنتیکی باز، نسبت Sr/Ca کاهش می‌یابد در صورتی که در سیستم‌های دیاژنتیکی نیمه بسته که فعل و انفعالات آب و سنگ کم است، این نسبت در فازهای دیاژنتزی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیب‌های اولیه ندارد (آدابی، ۱۳۸۳). نسبت Sr/Ca در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۰/۹۲ تا ۱/۶۶ در نوسان است. با توجه به محدوده‌های ترسیم شده توسط Brand & Veizer (1981) برای روند دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC) و کلسیت کم منیزیم



شکل ۱۲: روند تغییرات نسبت Sr/Ca در برابر Mn در نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار ارائه شده توسط Brand & Veizer (1981)



شکل ۱۳: روند تغییرات مقادیر عناصر اصلی و فرعی در مقابل ضخامت توالی مورد مطالعه

در ابتدا تحت تأثیر دیاژنز اولیه دریایی قرار گرفته، بعد وارد محیط دیاژنز متئوریک فریاتیك شده و سپس وارد محیط دیاژنز دفنی شده‌اند. زمان تأثیر دیاژنز متئوریک فریاتیك بر روی این رسوبات طولانی بوده است. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، سنگهای مورد مطالعه کانی شناسی اولیه آراگونیتی داشته‌اند. همچنین این سنگها در یک محیط دیاژنتیکی باز نهشته شده‌اند و از نظر ترکیب نزدیک به نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر می‌باشند.

سه بخش رمپ داخلی، میانی و رمپ خارجی است. نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی و رنگ آمیزی مقاطع نازک میکروسکپی نشان می‌دهد فرآیندهای انحلال، سیمانی شدن، دولومیتی شدن، و فشردگی شیمیایی مهمترین فرآیندهای دیاژنزی مؤثر بر سنگهای برش مورد مطالعه می‌باشند. مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد سنگهای کربناته سازند بهرام در برش قلعه بالا، تحت تأثیر دیاژنز دریایی، متئوریک فریاتیك و دفنی قرار گرفته‌اند. رسوبات

منابع

- آدابی، م.ح.، ۱۳۸۳. ژئوشیمی رسوبی. انتشارات آرزین زمین، ۴۴۸ ص.
- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۹. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- احمدزاده هروی، م.، عاشوری، ع.، گندمی، ر.، ۱۳۸۶. مطالعه براکیوپودهای سازند بهرام در مقطع چشمه شیر (ازبک کوه، شمال شرق طبس). هفتمین همایش سالانه انجمن زمین شناسی ایران، ۶ ص.

احمدی، ن.، عاشوری، ع.، ۱۳۷۷. بررسی کنودنهای سازند بهرام در کوه فغان (جنوب کاشمر). دومین همایش انجمن زمین شناسی ایران، مشهد، ۶ ص.

بختیاری، س.، ۱۳۸۴. اطلس راههای ایران. ۱:۱۰۰۰۰۰. مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۲۲۸ ص.

رفعت بهاری، ط.، خاکسار، ک.، عاشوری، ع.، ۱۳۸۵. بررسی مرجانهای زیوسین بالایی - فرازین سازند بهرام، جنوب ازبک کوه. فصلنامه علوم زمین، ۱۵-۵۹: ۵۶-۶۹.

حسین آبادی، م.، محبوبی، ا.، میراب شبستری، غ.، معتمد، ا.، ۱۳۹۲. ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند بهرام در برش چشمه شیر، شمال شرق طبس. سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره بین المللی تخصصی علوم زمین - زمین شناسی بنیادی، مرکز زمین شناسی و اکتشافات معدنی شمال شرق کشور، مشهد، صص ۴۳۵-۴۴۱.

حیدری، ا.، محبوبی، ا.، موسوی حرمی، ر.، ۱۳۸۸. تفسیر تاریخچه دیاژنزی سنگهای کربناته سازند چهل کمان (پالئوسن پسین) در غرب حوضه رسوبی کپه داغ. فصلنامه زمین شناسی ایران، ۱۲: ۱۳-۲۶.

رستم نژاد، ع.، قربانی، م.، رضایی، پ.، هاشمی، ا.، ۱۳۹۱. مطالعه سنگ رخساره‌ها، محیطهای رسوبی و ویژگیهای دیاژنتیکی سازند بهرام در شمال کرمان (برش هوتک). سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷ ص.

علوی نائینی، م.، ۱۳۸۸. چکیده‌ای از زمینه شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۰۷ ص.

هاشمی، ا.، قربانی، م.، رضایی، پ.، رستم نژاد، ع.، غلامعلیان، ح.، نیکبخت، ف.، ۱۳۹۱. فرآیندهای دیاژنزی و توالی پاراژنتیکی سازند بهرام در برش سردر شمال کرمان. اولین همایش زمین شناسی فلات ایران، کرمان، ۶ ص.

Adabi, M.H., 1996. Sedimentology and geology of carbonates from Iran and Tasmania. *Ph.D. thesis, University of Tasmania, Australia*, 470 p.

Adabi, M.H., 2002. Petrography and geochemical criteria for recognition of unaltered cold water and diagenetically altered neoproterozoic dolomite, Western Tasmania, Australia. *16th Australian Geol. Conv., Australia (Abst.)*, p. 350.

Adabi, M.H., & Rao, C.P., 1996. Petrographic, elemental and isotopic criteria for the recognition of carbonate mineralogy and climates during the Jurassic (e.g., from Iran and Australia). *Proceedings, 13th Geological Conference Australia (Abst.)*, p. 6.

Adachi, N., Ezaki, Y., & Liu, J., 2004. The origins of peloids immediately after the end Permian extinction, Guizhou Province, South China. *Sedimentary Geology*, 164: 161-178.

Alsharhan, A.S., & Kendall, C.G.S.T.C., 2003. Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth Science Review*, 61: 191-243.

Boggs, S.Jr., 2009. Petrology of Sedimentary Rocks. *Cambridge University Press*, 600 p.

Bosence, D.W.J., & Wilson, R.C.L., 2003. Carbonate depositional systems. In: Coe, A., (ed.), *The Sedimentary Record of Sea-Level Change. The Open University/Cambridge University Press*, 209 p.

Brand, U., & Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-I; trace elements. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 1219-1236.

Brand, U., & Veizer, J., 1981. Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system-II; stable Isotopes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 987-997.

Brasier, A.T., Fallick, A.E., Prave, A.R., Melezhik, A.V., & Lepland, A., 2011. Coastal sabkha dolomites and calcitised sulphates preserving the Lomagundi-Jatuli carbon isotope signal. *Precambrian Research*, 189(1-2): 193-211.

Burchette, T.P., & Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79: 3-35.

- Carannante, G., Ruberti, D. & Sirna, M., 2000. Upper Cretaceous low-energy ramp limestone from the Sorrento Peninsula (Southern Apennines, Italy); micro and macro fossil association and their significance in the depositional sequences. *Sedimentary Geology*, 132: 89-124.
- Cooke, M.L., Simo, J.A., Underwood, C.A., & Rijken, P., 2006. Mechanical stereographic controls on fracture patterns within carbonates and implications for ground water flow. *Sedimentary Geology*, 184: 225-239.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, 205: 587.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (ed.), Classification of Carbonate rocks. *American Association of Petroleum Geology*, Mem. 1: 108-121.
- Einsele, G., 2000. Sedimentary Basin, Evolution, Facies and Sediment Budget, 2nd edition. *Springer-Verlag*, Berlin, 292 p.
- Embry, A.F., & Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island: N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19 (4): 730-781.
- Flügel, E., 2010. Microfacies analysis of carbonate rocks: analyses, interpretation and application. *Springer-Verlag*, Berlin, 976 p.
- Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill Publ. Co.*, Austin, Texas, 182 p.
- Irwin, M.L., 1965. General theory of epi-epiric clear water sedimentation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49: 445-459.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in Southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155 (3): 211-238.
- Gregg, J.M., & Sibley, D.F., 1987. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture reply. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 735-763.
- Gregg, J.M., & Shelton, K.L., 1990. Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Nonnetterre and Davies Formations (Cambrian), Southeastern Missouri. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 549-562.
- Hesse, R., 1990. Silica diagenesis, origin of inorganic and replacement cherts. In: Mcllreath, A., & Morrow, D.W., (eds.), Diagenesis. *Geoscience Canada*, Reprint Series, 4: 253-275.
- Holcova, Z., & Zagorsek, K., 2008. Bryozoa, foraminifera and calcareous nannoplankton as environmental proxies of the "bryozoan event" in the Middle Miocene of the Central Paratethys (Czech Republic). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 267: 216-234.
- Immenhauser, C.N., Amour, F., Mutti, M., Preston, R., Fiona, F., Whitaker, F.F., Peterhänsel, A., Egenhoff, S.O., Paul, A., Dunn, P.A., & Agar, S.M., 2012. Triassic Latemar cycle top sub-aerial exposure of platform carbonates under tropical arid climate. *Sedimentary Geology*, 265: 1-29.
- Masse, J.P., Fenerci, M., & Pernarcic, E., 2003. Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates, Late Barremian, Urgonian, sequences of province (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 200: 65-81.
- Middleton, G.V., 1973. Johannes Walther's Law of the correlation of facies. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 979-988.
- Mirab Shabestari, G., Worden, R.H., & Marshall, J.D., 2009. Source of cement in the Great Oolite Reservoir, Storrington Oilfield, Weald Basin, south of England. *Journal of Science, Islamic Republic of Iran*, 20(1): 41-53.
- Moore, C.H., 2001. Carbonate reservoirs: Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. *Developments in Sedimentology #55, Elsevier*, Amsterdam, 460 p.
- Palma, R., López-Gómez, J., & Piethé, R., 2007. Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquén Basin, Argentina, Facies and depositional sequences. *Sedimentary Geology*, 195: 113-134.
- Papazzoni, C.A., & Trevisani, E., 2006. Facies analysis, palaeoenvironmental reconstruction, and biostratigraphy of the "Pesciara di Bolca" (Verona, northern Italy): An early Eocene Fossil-Lagerstätte. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 242 (1-2): 21-35.
- Rao, C.P., 1991. Geochemical differences between subtropical (Ordovician), cool-temperate (recent and Pleistocene) and subpolar carbonates, Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, 6: 83-106.

- Rao, C.P., & Adabi, M.H., 1992. Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, Western Tasmania, Australia. *Marine Geology*, 103: 249-272.
- Ruttner, A., Nabavi, M.H. & Alavi, M., 1970. Geological map of the Ozbak-Kuh Mountains, scale 1:100,000. *Geological Survey of Iran*.
- Saber, S.G., 2012. Depositional framework and sequence stratigraphy of the Cenomanian-Turonian rocks on the western side of the Gulf of Suez, Egypt. *Cretaceous Research*, 37: 300-318.
- Sandullia, R., & Raspini, A., 2004. Regional to global correlation of Lower Cretaceous (Hauterivian–Barremian) shallow-water carbonates of the southern Apennines (Italy) and Dinarides (Montenegro), Southern Tethyan Margin. *Sedimentary Geology*, 165: 117–153.
- Scotese, C.R., 2014. Paleomap Project. <http://www.scotese.com>.
- Tomasovych, A., 2004. Microfacies and depositional environment of Upper Triassic intra-platform carbonate basin; the Fatric unit of West Carpathians (Slovakia). *Facies*, 50: 77-105.
- Tucker, M.E., & Wright, V.P., 1990. Carbonate Sedimentology. *Blackwell*, Oxford, 482 p.
- Tucker, M.E., 2001. Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks. *Wiley-Blackwell*, 262 p.
- Warren, J.K., 2000. Dolomite, Occurrence, evolution and economical important association. *Earth Science Review*, 52: 1-180.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. *Springer-Verlag*, New York, 471 p.

Sedimentary environment, diagenesis and geochemistry of carbonate rocks of Bahram Formation (Middle-Late Devonian) in Qaleh-bala section (Ozbak-kuh, east of Iran)

Mahmoudi, F.¹, Mirab Shabestari, Gh.^{2*}, Khazaei, A.R.³

1- M.Sc. in Sedimentology and Sedimentary Petrology, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

2- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

3- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

*Email: gshabestari@birjand.ac.ir

Introduction

Bahram Formation (Middle-Late Devonian) is the second stratigraphic unit of the Ozbak-kuh Group in east of Central Iran. It generally consists of bluish-gray to gray limestones which gradually covers dolomites of the Sibzar Formation and is overlaid by Shishtu Formation or with an erosional contact in some regions (Aghanabati, 2010). Most of the previously published works, (e.g. Ahmadi & Ashuri, 1998; Bahari *et al.*, 2006; and Ahmadzadeh Heravi *et al.*, 2007), have had mainly focused on biostratigraphy and lithostratigraphy of Bahram Formation. But in recent years, some other studies about microfacies, sedimentary environment, sequence stratigraphy and paragenetic sequence of Bahram Formation have been carried out by Rostamnezhad *et al.* (2012), Hashemi *et al.* (2012) and Hoseinabadi *et al.* (2013). In this research, a stratigraphic section of carbonate rocks of Bahram Formation with 332 m thickness in the east of Ozbak-kuh village, north of Tabas city (Southern Khorasan Province), has been measured, sampled and studied. This sequence generally has been made of gray colored, thin to thick bedded limestones.

Discussion

Based on detailed petrographic studies, all limestone samples have been assigned to one of the 11 different carbonate microfacies as follows: (I₁) Dolomitized Mudstone, (I₂) Lime Mudstone, (I₃) Peloidal Mudstone/Wackestone, (I₄) Bioclastic Wackestone/Packstone, (I₅) Peloidal Grainstone, (M₁) Bioclastic Grainstone, (M₂) Intraclastic Floatstone/Packstone, (O₁) Bioclastic Packstone/Grainstone, (O₂) Burrowed Bioclastic Wackestone, (O₃) Peloidal Wackestone and (O₄) Sponge Spicule-bearing Silty Mudstone. These microfacies were deposited within five different facies belts including tidal flat, lagoon, tidal channel, shoal and open marine belts. Based on vertical changes of facies, there is no evidence of re-deposited sediments, turbidite facies or even persistent reef structures which indicates a gentle homoclinal ramp-shaped carbonate platform.

Based on the microscopic evidences, the most significant diagenetic processes affected the Bahram Formation samples are compaction, micritization, bioturbation, neomorphism, cementation, dolomitization, fracturing, dissolution and cavity fillings. Also, different types of sparry calcite cement such as fibrous, dog tooth, granular, bladed, equant mosaic, drusy mosaic and syntaxial overgrowth were identified that had been formed in marine, meteoric and burial diagenetic environments. In addition, four distinct types of dolomites have been found that are formed in early marine and deep burial diagenetic stages. Generally, interpreted paragenetic sequence confirms that the phreatic meteoric diagenetic stage has had the most effect on the studied samples.

Geochemical data were obtained from analysis of Ca and Mg major elements and Mn, Fe, Sr and Na minor elements within the appropriate selected samples using Atomic Absorption Spectrophotometry method. The low amounts of Sr and Na, low Sr/Mn ratio as well as relatively high values of Mn confirm effect of meteoric diagenesis on these samples. Comparison of Sr/Na ratio of the studied samples with the published recent temperate and tropical examples suggests that the palaeoenvironment of the Bahram Formation is very similar to the recent temperate regions. Moreover, the Sr/Ca ratios indicate that these carbonate rocks, geochemically, have been affected by open-system during different diagenetic stages.

Results

Based on the field and petrographic studies, totally eleven different carbonate microfacies have been identified. These microfacies have been deposited in five different facies belts within a ramp-type carbonate platform. The most significant diagenetic processes that have been affected the Bahram Formation samples are compaction, cementation, dolomitization, dissolution and cavity fillings, bioturbation and fracturing. Interpretation of paragenetic sequence of the studied limestones reveals the effects of diagenetic processes in marine, meteoric and burial environments. Elemental analysis indicates that aragonite was primary mineralogy for these limestones and also show that the palaeoenvironment was similar to the recent temperate regions. Diagenetic environment of these carbonate rocks has had an open-system geochemically.

Keywords: Bahram Formation; Ozbak-kuh; Middle-Late Devonian; carbonate ramp; diagenesis; geochemistry

References

- Aghanabati, A., 2010. Geology of Iran. *Geological Survey of Iran*, 586 p. [in Persian].
- Ahmadi, N., & Ashouri, A., 1998. Investigation on Bahram Formation conodonts in Kuh-e-Faghan, south of Kashmar. *Proceedings of the 2nd Seminar of Geological Society of Iran*, 6 p. [in Persian].
- Ahmadzadeh Heravi, M., Ashuri, A., & Gandomi, R., 2007. Study of Bahram Formation brachiopods at Cheshmeh-shir section (Ozbak-kuh, NE Tabas). *Proceedings of the 7th Seminar of Geological Society of Iran*, 6 p. [in Persian].
- Rafat Bahari, T., Khaksar, K., & Ashouri, A., 2006. Study of Late Givetian-Frasnian corals of Bahram Formation, south of Ozbak-kuh. *Geosciences Quarterly*, 59: 56-69 [in Persian].
- Hashemi, A., Ghorbani, M., Rezaei, P., Rostamnezhad, A., Gholamian, H. & Nikbakht, F., 2012. Diagenetic processes and paragenetic sequence of Bahram Formation in Sardar section, north of Kerman. *Proceedings of the 1st Seminar on Geology of Iran Plateau*, 6 p. [in Persian].
- Hoseinabadi, M., Mahboubi, A., Mirab Shabestari, G., & Motamed, A., 2013. Microfacies and sedimentary environment of Bahram Formation in Cheshmeh-shir section, NE Tabas. *Proceedings of the 32nd Seminar and the 1st International Professional Congress of Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Mashad Branch*, pp. 435-441 [in Persian].
- Rostamnezhad, A., Ghorbani, M., Rezaei, P., & Hashemi, A., 2012. Study of lithofacies, sedimentary environment and diagenetic features of Bahram Formation in north of Kerman (Hootak section). *Proceedings of the 31st Seminar of Earth Sciences, Geological Survey of Iran*, 7 p. [in Persian].