

پتروگرافی، تعیین کانی شناسی اولیه و بازسازی محیط رسوبی نهشته‌های کربناته سازند مبارک (براساس روند تغییرات ژئوشیمیایی در ناحیه آرو در البرز مرکزی)

محمد حسین آدابی، بیتا ارباب: دانشگاه شهید بهشتی

چکیده

واحدهای سنگ چینه‌ای سازند مبارک در منطقه آرو (۹۵ کیلومتری شرق تهران) با پیشروی دریا در طی کربونیفر زیرین نهشته شده است. این سازند با ناپیوستگی هم‌شیب بر روی سازند جیرود قرار دارد و مرز بالایی آن نیز با سازند دورود (پرمین زیرین) به صورت ناپیوستگی فرسایشی (دیسکانفرمیتی) است. نتایج حاصل از بررسی عناصر اصلی و فرعی ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ و کنش آنها نسبت به یکدیگر، بیانگر کانی شناسی اولیه آراگونیتی است. این رسوبات عمدتاً تحت تأثیر دیاژنز متورپیک در یک سیستم دیاژنزی نیمه بسته تا باز قرار گرفته‌اند. ۱۴ میکروفاسیس از مادستون تا گریستون تشخیص داده شده است، که در چهار گروه محیطی، دریای باز، سد، لاگون و پهنه جذرومدی نهشته شده‌اند. بازسازی محیط رسوبی با استفاده از مطالعات ژئوشیمیایی بیانگر آن است که رخساره‌های محیط لاگونی و پشت سدی بیشترین تمرکز Sr و توزیع متوسط عناصر Fe، Mn و Na را نشان می‌دهند، در حالی که در رخساره‌های سدی و دریای باز گستره مقادیر Sr کم می‌شود و برعکس میزان Fe، Mn و Na افزایش می‌یابد.

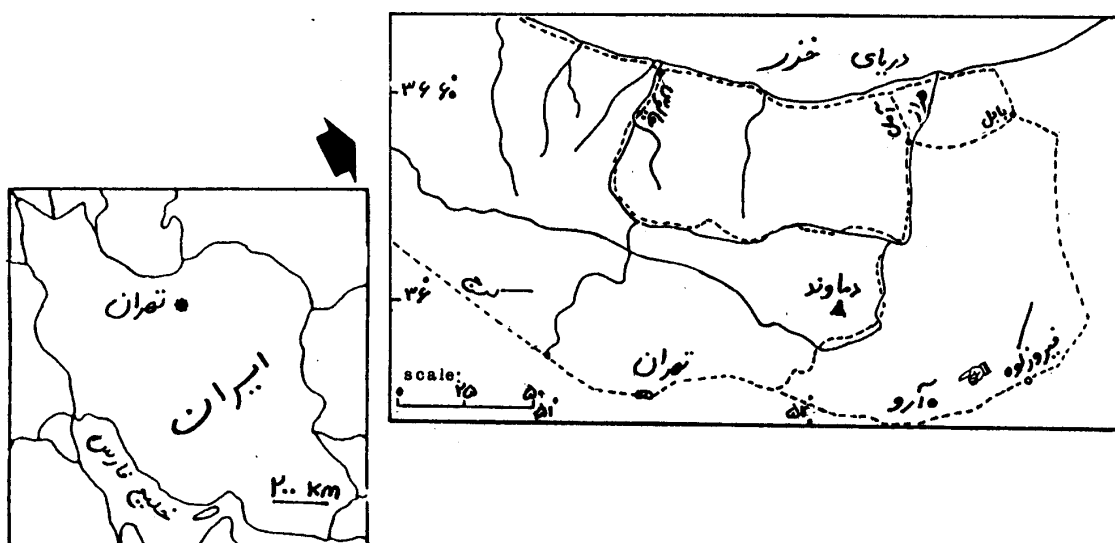
مقدمه

قلمرو مورد بررسی شامل توالی‌هایی از سنگهای کربناته حوضه جنوب البرز مرکزی است که در فاصله ۹۵ کیلومتری شرق تهران و در مختصات جغرافیایی "۰۰'۲۳" ۵۲° طول شرقی و "۰۰'۴۰" ۳۵° عرض شمالی قرار دارد. در این تحقیق برش سازند مبارک در روستای آرو اندازه گیری شده است. اصلی‌ترین راه ارتباطی مسیر تهران- فیروزکوه است، که در شکل ۱ اقتباس از اشتایگر^۱ (۱۹۶۶) [۱] نمایش داده شده است. این منطقه در گذشته بیشتر از دید فسیل شناسی و چینه شناسی مورد بررسی قرار گرفته است، ولی تاکنون بر روی این نهشته‌ها مطالعات ژئوشیمیایی، دیاژنتیکی و شیمی رخساره‌ها انجام نی پذیرفته است. در طی سال‌های اخیر استفاده از شواهد ژئوشیمیایی (عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن) نتایج مطلوبی در حل بسیاری از مسائل دیاژنتیکی داشته که مورد توجه بسیاری از پژوهشگران قرار گرفته است (تاکر^۲ [۲]،

واژه‌های کلیدی: پتروگرافی، ژئوشیمی، ایزوتوپ‌های پایدار، محیط رسوبی، سازند مبارک

۱- Steiger ۲- Tucker

نلسون و اسمیت^۱، رانو^۲ [۳]، رانو^۲ [۴]، کلاری و مارتیر^۳ [۵]، راسر و فنینجر^۴ [۶] (۲۰۰۲). در این پژوهش سعی شده است تا براساس مطالعات ژئوشیمیایی، کانی شناسی اولیه، تفکیک رخساره‌ها و بازسازی محیط رسوبی قدیمه تعیین گردد. شناسایی کانی شناسی اولیه کربناتهای قدیمه بسیار حائز اهمیت است، زیرا تنها می‌توان با درک این مطلب، پیرامون شرایط محیط رسوبی از قبیل درجه حرارت، عمق، شوری و نیز فرایندهای دیاژنتیکی به خوبی اظهار نظر کرد.



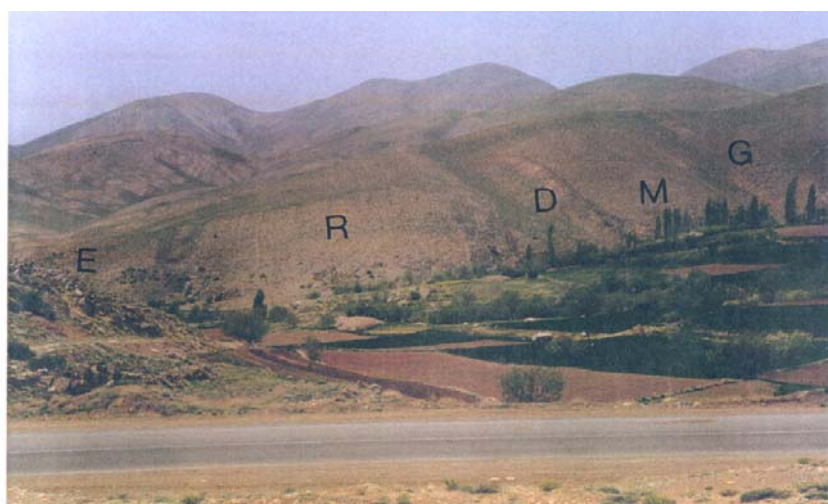
شکل ۱- راه‌های دسترسی به رخنمون مورد بررسی (Aru section) نمایش داده شده است.

چینه شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه، شامل تشکیلاتی از پرکامبرین تا کواترنر است. رسوبات پالئوزوئیک در این منطقه نسبت به سایر نقاط البرز مرکزی از ضخامت کمتری برخوردار است. (برای آگاهی از رسوبات پالئوزوئیک بالایی منطقه آرو رک: (شکل ۲) برش تیپ سازند مبارک در سال ۱۹۶۳ توسط آسرتو^۵ [۷] در شمال مبارک آباد مطالعه شده است. نهشته‌های این سازند در این برش با مارن شروع می‌شود و شامل آهک‌های خاکستری تیره تا سیاه رنگ است. آسرتو ضخامتی حدود ۴۵۰ متر برای این رسوبات در نظر گرفته است. این سازند در برش تیپ بطور هم شیب بر روی سازند میلا قرار گرفته است. در منطقه آرو فرآیند برگشتگی طبقات به خوبی نمایان است و طبقات جوانتر در زیر لایه‌های قدیمیتر قرار دارند. ردیف رسوبی سازند مبارک در برش مورد مطالعه (آرو) شامل تناوبی از آهک‌های تیره رنگ است که با توالی‌های نازک، متوسط و نازک لایه حاوی

۱- Nelson and Smith ۲- Rao ۳- Clari and Martire ۴- Rasser and Fenninger ۵- Aserto

ماکروفسیل‌ها و میکروفسیل‌های بازوپایان، مرجانها، خارپوستان، بریوزوئرها و روزنداران بنتیک مشخص است. این نهشته‌ها بر روی سازند جیروود با ناپیوستگی هم شیب قرار می‌گیرند. این رسوبات توسط ردیف رسوبی سازند دورود با ناپیوستگی هم شیب پوشیده می‌شود. در شکل ۳ ستون چینه شناسی نهشته‌های مورد بحث ترسیم شده است. مصدق (۱۳۷۹) [۸] با توجه به مطالعه میکروفسیل‌های بنتیک سن این سازند را در منطقه مورد مطالعه بخش میانی تورن‌زین میانی تا ویزن در نظر گرفته است. نبود رسوبهای کربونیفر بالائی در سراسر ایران و نیز در این برش به علت رخداد هرسینین در زمان مسکون است که سبب پسروری دریای پالئوتتیس شده، به طوری که عملکرد این رخداد در کربونیفر بالایی به صورت خشکی زائی مشهود است. ضخامت این سازند حدود ۱۰۵ متر اندازه‌گیری شده است.



شکل ۲- رخنمون نهشته‌های سازند جیروود (G)، مبارک (M)، دورود (D)، روت (R) و الیکا (E) در منطقه مورد مطالعه

مطالعات پتروگرافی :

حدود ۱۳۰ نمونه مقطع نازک بدون لام تهیه و یک سانتی متر انتهای مقاطع نازک با مخلوط آلزارین قرمز رنگ و فری سیانید پتاسیم به روش دیکسون^۱ (۱۹۶۵) [۱۰] برای تشخیص کلسیت از دولومیت و تعیین مقادیر آهن رنگ آمیزی شده است. جداسازی رخساره‌ها با توجه به شمارش دانه‌ها به روش کاروزی^۲ (۱۹۸۹) [۱۱] انجام گرفته است.

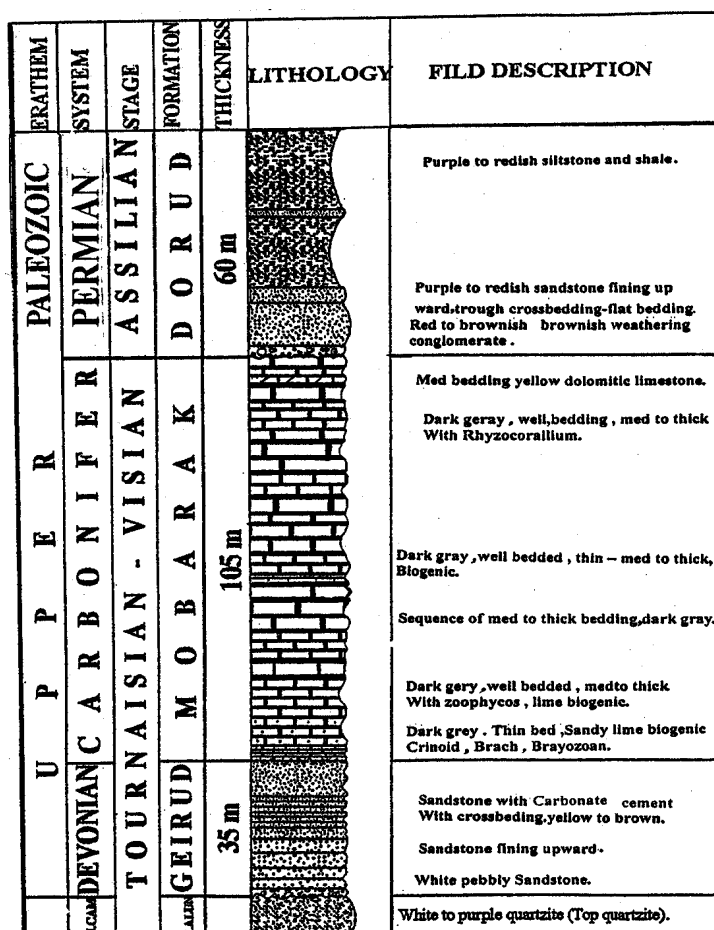
مطالعات ژئوشیمیایی :

تعیین ترکیب ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳: در مرحله آنالیزهای ایزوتوپی برای تعیین و اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن، تعداد ۵ نمونه از سنگ‌های کربناتی (بخش ابتدایی و میانی و انتهایی)

۱- Dickson

۲- Carozzi

حوضه سازند مبارک انتخاب شده است. در این آنالیز از نمونه‌هایی که کمتر تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته استفاده شده و سعی بر آن بوده است که از پودر نمونه‌هایی که با رگه‌های کلسیتی موجود در سنگ مخلوط نیست استفاده شود تا بدین طریق از بروز خطا در نتایج جلوگیری گردد. پس از پودر کردن نمونه‌ها به وسیله مته‌های دندانپزشکی و دستگاه آسیاب، ۱۵ میلی‌گرم از پودر هر نمونه کربناتی برای آنالیز ایزوتوپی به مرکز آزمایشگاهی علوم دانشگاه تاسمانیا در استرالیا ارسال شده است. این نمونه‌ها به مدت ۲۴ ساعت تحت تأثیر اسید فسفریک و در دمای ۲۵ درجه سانتیگراد قرار گرفته و گازدی اکسید کربن متصاعد شده از هر نمونه به کمک دستگاه طیف سنج جرمی^۱ اندازه‌گیری شده است. خطای اندازه‌گیری در حد $\pm 0/1$ در هزار است. ترکیب ایزوتوپی اکسیژن و کربن یک نمونه به صورت "δ" و برحسب در هزار بیان می‌گردد و نسبت به استاندارد مرجع Vienna Pee Dee Blemnite (VPDB) سنجیده می‌شود.



شکل ۳- ستون چینه شناسی سازندهای جیروود، مبارک و دورود (اریاب، ۱۳۸۰) [۹]. روش مطالعه

^۱- Micromass, 602D

تجزیه عنصری:

برای آنالیز عنصری تعداد ۱۵ نمونه کربناته سازند مبارک با توجه به تغییرات میکروفاسیس ها انتخاب شده است. ۰/۱۲۵ گرم از پودر هر نمونه را در محلول یک مول اسید کلریدریک به مدت ۴ ساعت قرار داده ایم و سپس آنها را با دستگاه اسپکتروفتومتر جذب اتمی در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی مورد تجزیه کرده ایم. گستره مقادیر عناصر اصلی (Ca, Mg) و فرعی (Fe, Mn, Na, Sr) برحسب پی پی ام اندازمگیری شده است. در تمام مقادیر قرائت شده میزان درصد ناخالصی ها نیز در نظر گرفته شده است. نمونه هایی که بیش از ۱۵ درصد مواد غیر قابل حل در اسید داشته در تعبیر و تفسیر اطلاعات از آنها استفاده نشده است.

توصیف میکروفاسیس های سازند مبارک

بر اساس ارزیابی مقاطع میکروسکوپی ۴ میکروفاسیس تشخیص داده شده است که در ۴ گروه محیط دریای باز^۱، سد^۲، لاگون^۳ و پهنه جذرومدی^۴ قرار گرفته اند.

میکروفاسیس های دریای باز

MF₁: بیوکلست مادستون (OM₁)

در این میکروفاسیس، آلوکما (شامل خرده های اسکلتی بریوزوئرها، اسپیکول های اسفنج و کرینونیدها) به میزان ناچیز (کمتر از ۳ درصد) در یک متن میکربیتی تیره قرار گرفته اند. آثار آشفستگی زیستی در بعضی نمونه ها به صورت افقی تا کمی مایل قابل رویت است، که گاه ساختار موجی ایجاد کرده اند. این فاسیس مربوط به بخش صورت افقی تا کمی مایل قابل رویت است، که گاه ساختار موجی ایجاد کرده اند. این فاسیس مربوط به بخش دارای مقادیر کم Mg، Sr و دارای تمرکز بالایی از عناصر Fe، Mn و Na نسبت به سایر رخساره ها است. افزایش Fe و Mn بیانگر وجود شرایط احیایی در این محیط است.

نمونه های رخساره ای این محدوده، دارای درصد بالایی از مواد غیر قابل حل (IR%) اند، که بیانگر انرژی بسیار کم در هنگام تشکیل این رخساره است (پلیت تصویر ۱). این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF₁ و در کمر بند رخساره ای استاندارد FB₁ ویلسون^{۱۹۷۵} (۱۲) قرار دارد.

MF₂: بیوکلست استراکود مادستون / وکستون با آشفستگی زیستی (OM₂)

بیوکلست های این میکروفاسیس عمدتاً شامل خرده هایی از پوسته نازک صدف استراکود (حدود ۶ تا ۹ درصد) است. سوزن های اسپیکول اسفنج، خرده های اکتینودرم، بریوزوئرها، و برکیوپودها به مقدار ناچیزی وجود دارند.

از دانه‌های غیر اسکلتی به مقدار کم پلت‌ها و کوارتز آواری در حد سیلت مشاهده می‌شود که در یک متن میکربیتی به صورت شناور قرار گرفته‌اند. استراکودها با پوسته نازک، نشان دهنده انرژی کم محیط و نبود مواد غذایی کافی برای رشد آنهاست. از دیدگاه شیمی رخساره‌ها، این میکروفاسیس با رخساره MF_1 مشابه است، یعنی دارای تمرکز کم عناصر Sr و Mg و تمرکز بالای Fe و Mn است. درصد مواد ناخالصی (IR%) در این رخساره بیشتر است (پلیت ۱ تصویر ۲).

این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF3 و در کمر بند رخساره‌ای استاندارد FB2 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

MF₃ : اکینودرم بریوزوئر بیوکست وکستون / پکستون (OM₃)

در این میکروفاسیس، قطعات اسکلتی بریوزوئر‌ها به میزان ۱۲ درصد، اکینودرم‌ها ۹ درصد، براکیوپودها ۴ درصد و استراکودها و گاستروپودهای حمل شده نیز به مقدار کم موجود است. ذرات کوارتز آواری نیمه زاویه‌دار تا زاویه‌دار به میزان ۶ درصد، در بخش‌های ابتدایی سازند مبارک همراه با این رخساره وجود دارد. از دیدگاه ژئوشیمیایی رخساره‌ها، مقادیر Sr نسبت به رخساره‌های قبلی بیشتر و در حد رخساره لاگونی است. این امر احتمالاً به دلیل وجود متشکله‌های بریوزوئر با ترکیب مینرالوژی مخلوط آراگونیت و کلسیت است. گستره مقادیر Fe و Mn در حد رخساره‌های قبلی است. میزان درصد مواد غیر قابل حل در اسید (IR%) در این رخساره بیشتر از رخساره‌های لاگونی و سدی است که نشان دهنده انرژی اندک موجود در این محدوده است (پلیت ۱، تصویر ۳).

این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF4 و در کمر بند رخساره‌ای استاندارد FB4 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

MF₄ : بیوکست اکینودرم پکستون (OM₄)

خرده‌های اسکلتی اکینودرم‌ها (اغلب ساقه کرینوئید) به میزان ۵۴ درصد از مهمترین اجزای اسکلتی در این رخساره است. براکیوپودها، بریوزوئر‌ها، استراکودها و فرامینیفرهای بنتیک از اجزای اسکلتی دیگری هستند که به مقدار کم موجود است. ذرات کوارتز با خاموشی مستقیم به مقدار کمتر از ۵ درصد میان آلومک‌ها و متن میکربیتی قرار گرفته است. مشخصه اصلی این رخساره، قطعات بزرگ و کامل پلاک اکینودرم است که بیانگر حمل و نقل مختصر آن است. این فاسیس مربوط به بخش فوقانی دریای باز است.

از دیدگاه ژئوشیمیایی، این رخساره تمرکز کم عناصر Sr و Mg و توزیع بیشتر Ca و Mn و Na را نسبت به رخساره قبلی خود (MF_3) و فاسیس‌های محیط پشت سدی، لاگونی و پهنه جذرومدی نشان می‌دهد. این رفتار ژئوشیمیایی را می‌توان به مینرالوژی کلسیتی اکینودرم‌ها و فرآیند سیلیسی شدن جزئی تا گسترده در این رخساره

نسبت داد. مقادیر بالاتر Mn و Na در این رخساره می‌تواند به دلیل تغییر مینرالوژی کلسیت پرمیزیم به کلسیت کم منیزیم (LMC) و سرعت رشد بالاتر اکینودرم‌ها باشد (پلیت ۱ تصویر ۴). این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF4 و در کمر بند رخساره‌ای استاندارد FB4 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

میکروفاسیس‌های سدی

میکروفاسیس‌های محیط سدی شامل سه بخش میکروفاسیس‌های سدی رو به دریا، بخش اصلی و بخش پشتی سد در نظر گرفته شده است.

MF₅: بیوکلسیت اکینودرم گرینستون (B₁)

ویژگی این رخساره، فراوانی قطعات اسکلتی اکینودرم (ساقه کرینوتیدی) همراه با سیمان‌های سین‌تکسیال، حضور خرده‌های اسکلتی براکیوپودها، بریوزوئرها، فرامینفرهای بنتیک، و جلبکهای سبز و آبی است. این فاسیس جورشده‌گی خوبی را نشان می‌دهد. از لحاظ شیمی رخساره، عناصر Sr و Mg دارای گستره مقادیر کم و Ca و Mn و Na و Fe تمرکز بیشتری را نشان می‌دهند. قطعات کرینوتیدی به سبب داشتن مینرالوژی کلسیتی پرمیزیم (HMC)، بیشتر از قطعات دیگر اسکلتی که مینرالوژی LMC دارند، تحت تأثیر دیاژنز تغییر می‌یابند. ترکیبات ناپایدار کربناته برای رسیدن به یک حالت تعادل پایدار، مقادیر زیادی از Sr و Mg خود را از دست می‌دهد. این رخساره بخش سدی رو به دریا را تشکیل می‌دهد. میزان درصد مواد ناخالصی (IR%) کم است، زیرا این محدوده بخش پراثرژی حوضه را به خود اختصاص داده است (پلیت ۱ تصویر ۵). این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF5 و در کمر بند رخساره‌ای استاندارد FB4 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

MF₆: میکروانکونید، اکینودرم بیوکلسیت گرینستون (B₂)

این رخساره همانند رخساره MF₅ است، ولی وفور قطعات کرینوتیدی به حد رخساره قبلی نیست. در این میکروفاسیس، میکروانکونیدهایی با اندازه‌ای در حد کمتر از ۲ میلی‌متر و به میزان ۹ تا ۱۰ درصد قابل رویت است. شکل میکروانکونیدها بستگی به میزان انرژی و آشفته‌گی محیط دارد، و از این رو به حالت متقارن و گاه نامتقارن دیده می‌شوند. از دیدگاه شیمی رخساره‌ها مانند رخساره MF₅ هستند. این میکروفاسیس‌ها یک رخساره تدریجی میان دریای باز (MF₅) و رخساره اصلی سد (MF₇) هستند (پلیت ۱، تصویر ۶).

MF₇: کورال باندستون (B₃)

این رخساره از رشد برجای کلنی مرجان سیرونگوپورا^۱ تشکیل گردیده، و به صورت ریف کومه‌ای کوچک، در بخش سدی قرار دارد. حجرات مرجان تحت تأثیر فرایند دیاژنزی قرار گرفته و توسط سیمان

^۱- Syringopora

کلستی دروزی و شعاعی رشته‌ای پر شده‌اند. با توجه به مطالعات شیمی رخساره میزان Sr متوسط بوده اما مقادیر Na و Fe و Mn نسبت به رخساره‌های بخش لاگونی و بخش جلوی سدی بالاتر است (پلیت ۱، تصویر ۷). این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF7 و در کمر بند رخساره‌ای استاندارد FB5 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

MF₈: بیوکلست داسی کلا آسه پکستون (B₄)

در این رخساره، جلبک‌های سبز^۱ آراگونیتی بیش از ۶۰ درصد مقطع را تشکیل می‌دهد. فرامینفرهای بنتیک، استراکودها و نیز بیوکلستهای دریای باز به میزان کم قابل رویت است. حرات جلبک‌ها توسط میکربت و اسپارایت پر شده است. ارتباط عمودی آن با میکروفاسیس‌های سدی و لاگونی است. از لحاظ دیدگاه شیمی رخساره، تمرکز بالای Sr در این رخساره به دلیل وفور جلبک‌های سبز آراگونیتی است. این فاسیس تمرکز متوسطی از عناصر Na و Fe و Mn نسبت به رخساره‌های ذکر شده قبلی و بعدی دارد (پلیت ۱، تصویر ۸). این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF12 و در کمر بند رخساره‌ای استاندارد FB6 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

میکروفاسیس‌های محیط لاگونی

MF₉: گاستروپود بیوکلست پکستون (L₁)

در این میکروفاسیس‌ها، خرده‌های اسکلتی گاستروپود حدود ۱۳ درصد از اجزاء اسکلتی را تشکیل می‌دهند. فرامینفرهای بنتیک، پلی‌پودها، جلبک‌های سبز، استراکودهای با پوسته ضخیم و کلسیفر از دیگر اجزای اسکلتی در این رخساره‌اند که فراوانی به مراتب کمتری نسبت به اجزای اسکلتی گاستروپودها دارند. از اجزای غیر اسکلتی، پلت‌ها حدود ۳ تا ۵ درصد را به خود اختصاص داده است.

(پلیت ۲ تصویر ۱). از دیدگاه شیمی رخساره، این فاسیس دارای مقادیر قابل توجهی Sr و Mg و مقادیر کمتری Mn، Fe و Na است. درصد مواد ناخالص (IR%) در حد رخساره‌های لاگونی است. این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF12 و در کمر بند رخساره‌ای استاندارد FB6 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

MF₁₀: گاستروپود بیوکلست وکستون (L₂)

اجزای اسکلتی گاستروپودها، پلی‌پودها، فرامینفرهای بنتیک، استراکودها، کلسیفر، جلبک سبز همراه با قطعات حمل شده اسکلتی بخش فوقانی دریای باز (به میزان کم) در این رخساره قابل رویت است. پلت به عنوان تنها ذرات غیر اسکلتی در این رخساره مشاهده می‌شود. بر اساس مطالعات شیمی رخساره، این میکروفاسیس

مشابه با میکروفاسیس های بخش های دیگر لاگونی است، یعنی دارای تمرکز بالای Sr و Na و مقادیر کمتری Mn و Fe می باشد (پلیت ۲ تصویر ۲).

این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF8 و در کمر بند رخساره ای استاندارد FB7 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

MF₁₁: بیوکلست مادستون / وکستون با آشفستگی زیستی (L₃)

در این میکروفاسیس، آلوکم های اسکلتی به میزان ۸ درصد در یک متن میکریتی پراکنده اند. این آلوکم ها شامل خرده های جلبکی، کلسیسفرها، گاستروپودها، پلسی پودها، استراکودها با پوسته ضخیم و فرامینیفرهای بنتیک است. ویژگی اصلی این رخساره، وجود آشفستگی زیستی به موازات لایه بندی است. وجود آلوکم هایی نظیر کلسیسفرها بیانگر عمق کم و انرژی پایین محیط است. از دیدگاه مطالعات شیمی رخساره، شبیه به رخساره لاگونی MF₉ است (پلیت ۲ تصویر ۳).

این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF9 و در کمر بند رخساره ای استاندارد FB7 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

میکروفاسیس های پهنه جذرومدی

این رخساره دارای سه زیر محیط است: الف) اینترتایدال پایینی (بخش پایینی بین حد جذر و مدی) ب) اینترتایدال بالایی (بخش بالایی بین حد جذر و مدی) و ج) سوپراتایدال (بخش فوقانی بالای حد جذر و مدی) می باشد.

MF₁₂: بیوکلست فرامینیفر بنتیک پلت گرینستون (TF₁)

این میکروفاسیس دارای اجزای غیر اسکلتی از نوع پلت در حدود ۱۵ تا ۲۵ درصد و خرده های اسکلتی نظیر استراکودها، فرامینیفرهای بنتیک (ایندوتیرا و ایرلندیا)، کلسیسفر، جلبک های سبز به مقدار ناچیز است. این اجزای در یک زمینه سیمان کلسیتی از نوع دروزی موزائیک و بلوکی قرار گرفته اند. پلت ها اغلب کروی و بیضی شکل اند. این میکروفاسیس در زیر محیط اینترتایدال پایینی تشکیل یافته است. از لحاظ شیمی رخساره، دارای مقادیر بالای Sr و مقادیر کم تا متوسطی از Fe و Mn و Mg است (پلیت ۲ تصویر ۴).

این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF16 و در کمر بند رخساره ای استاندارد FB8 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

MF₁₃: بیوکست پلت وکستون / پکستون (TF₂)

در این میکروفاسیس اجزای غیر اسکلتی پلت به میزان بیش از ۲۵ درصد و خرده‌های اسکلتی استراکودها، فرامینفرهای بنتیک و کلسیفر به میزان کم مشاهده می‌گردد. پلت‌های این فاسیس از نوع پلت‌های مدفوعی و لیتیک پلت است. دانه‌های کوچک پلت بیضی شکل و فاقد هرگونه ساختمان داخلی می‌باشند. این رخساره در بخش‌هایی دارای فابریک چشم پرنده‌ای یا فنسترال است و این میکروفاسیس دارای یک متن میکریتی دارد.

MF₁₄: دولومیکریت همراه با قالب تبخیری (TF₃)

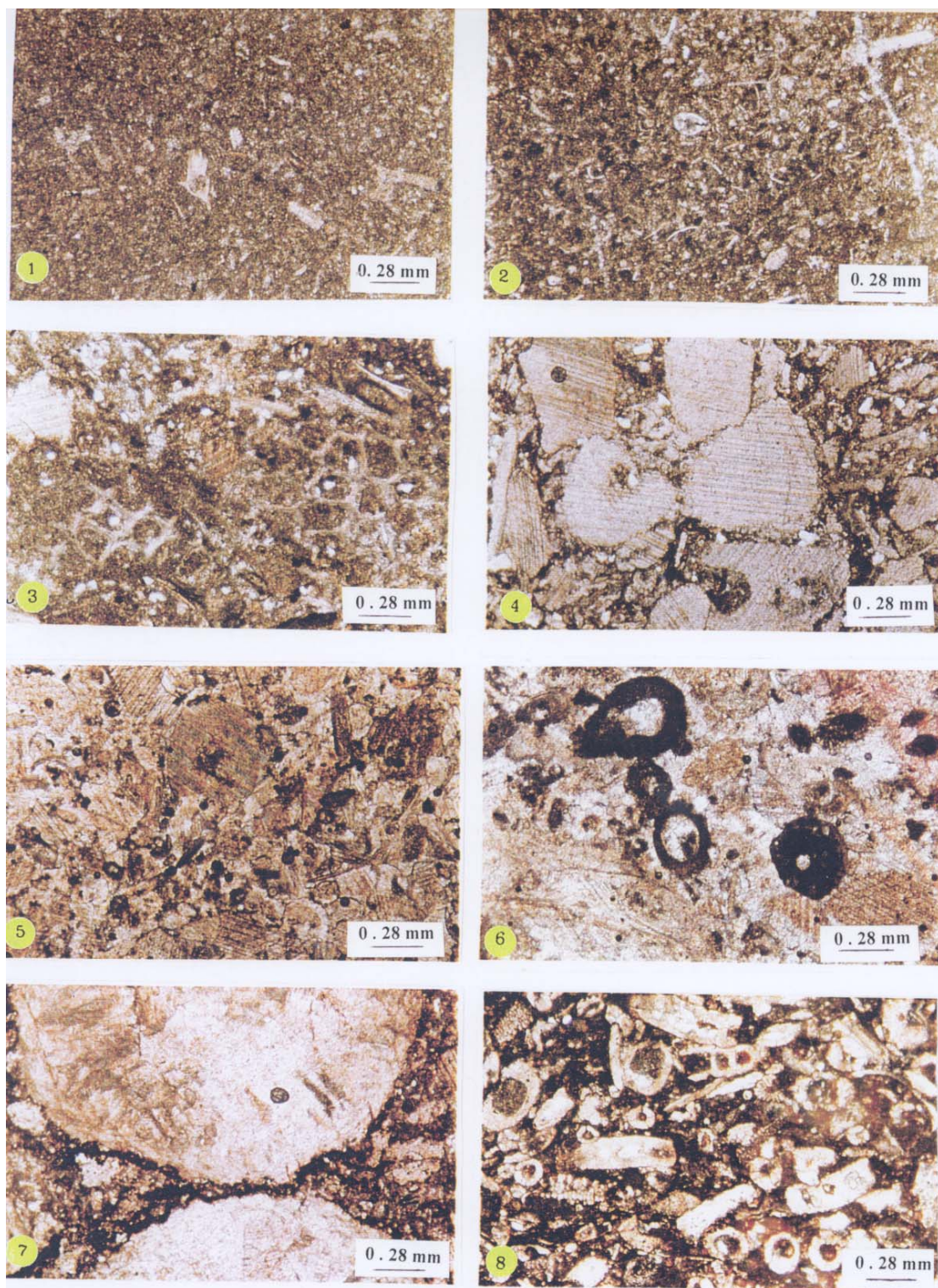
این رخساره از دولومیت‌های ریزبلور اولیه تشکیل یافته است. سودومرف‌های کلسیتی TF₃ که بیانگر کانی‌های تبخیری‌اند در زمینه دولومیت مشاهده می‌گردد. پراکندگی قطعات تبخیری درون میکریت از ویژگی‌های بارز این رخساره است، که نواحی سوپراتایدال (احتمالاً محیط سبخایی) را معرفی می‌کند. این میکروفاسیس در بخش انتهایی سازند مبارک تشکیل یافته است (پلیت ۲ تصویر ۶). با توجه به نتایج شیمی رخساره‌ها، این فاسیس دارای گستره مقادیر Sr و تمرکز بالای Na و Mn نسبت به رخساره لاگونی و رخساره قبلی است؛ زیرا در دولومیت‌ها، به علت ضریب توزیع و ترکیب مینرالوژیکی مقادیر Sr بسیار پایین و بالعکس مقادیر Fe و Mn و حتی Na بالا است (رائو ۱۹۹۶).

فرایندهای دیازنتیکی نظیر انحلال، نئومرفیسم، فشردگی فیزیکی (وجود کنتاکت محدب و مقعر، مماسی یا نقطه‌ای)، انحلال شیمیایی (تشکیل میکرواستیلولیت‌ها در محل تماس قطعات کریستالین) و وجود بلورهای رومبئوری دولومیت که گاهی در امتداد آنها کانیهای رسی و اکسید آهنی تشکیل شده، آشفته‌گی زیستی، فابریک ژئوپتال، پرشدگی شکستگی‌ها توسط سیمان کلسیتی، فرآیند فروزنیزه شدن و سیلیسی شدن از رخساره‌های مهم متعلق به میکروفاسیسهای مذکور است.

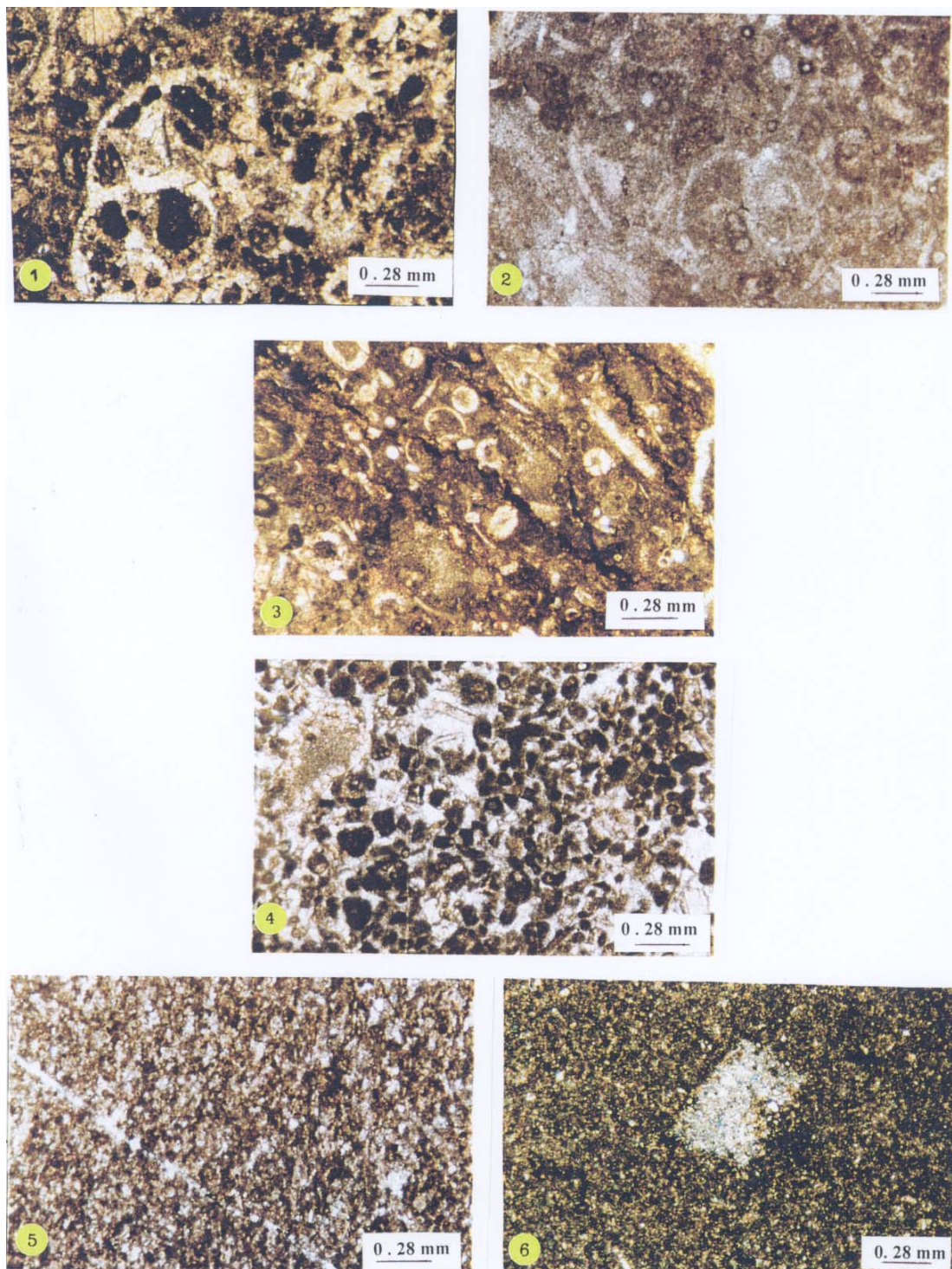
این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF23 و در کمر بند رخساره‌ای استاندارد FB9 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

استیلولیت‌ها و رگه‌های کلسیتی که از مشخصات دیازنتزی بعد از رسوبگذاری است در این رخساره قابل رویت است. بر اساس نتایج ارائه شده از دیدگاه شیمی رخساره‌ها، این رخساره دارای مقادیر بالایی Sr نسبت به رخساره قبلی (MF₁₂) و بعدی خود (MF₁₄) است و در حد رخساره‌های لاگونی از لحاظ یافته‌های ژئوشیمیایی است. میزان مقادیر Fe و Mn و Mg در حد متوسط انداز مگیری شده است (پلیت ۲ تصویر ۵).

این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF19 و در کمر بند رخساره‌ای استاندارد FB8 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.



۱- بیوکلست مادستون. ۲- بیوکلست استراکود مادستون / وکستون. ۳- اکینودرم ، بریوزوئر بیوکلست وکستون / پکستون . ۴- بیوکلست اکینودرم پکستون. ۵- بیوکلست اکینودرم گرینستون . ۶- میکرو انکوئید ، اکینودرم بیوکلست گرینستون ۷- کورال باندستون . ۸- بیوکلست داسی کلاآسه آ پکستون



پلیت ۲- ادامه رخساره‌های موجود در سازند مبارک.

۱- گاستروپود بیوکلیست پکستون. ۲- گاستروپود بیوکلیست وکستون با آشفته‌گی زیستی ۳- بیوکلیست / وکستون با آشفته‌گی زیستی. ۴- بیوکلیست فرامینیفر بنتیک پلت گرینستون. ۵- بیوکلیست پلت وکستون / پکستون. ۶- دولومیکرایت اولیه همراه با قالب تبخیری

نتایج ژئوشیمیایی

کانی‌های اصلی کربناته که در آب دریا تشکیل می‌شوند، عمدتاً از نوع آراگونیت (A)، کلسیت پرمیزیم (HMC) و کلسیت کم‌میزیم (LMC) هستند. مطالعات مختلف نشانگر آن ست که کانی‌های کربناته با تغییرات درجه حرارت، میزان عناصر Ca و Mg در محلول، درجه شوری و فشار گاز کربنیک تغییر می‌یابند (رائو، ۱۹۹۶ و میلیمن^۱، ۱۹۷۴ [۱۳]). برای این اساس آراگونیت و کلسیت پرمیزیم در آب‌های دریاهای کم عمق تشکیل می‌شوند، زیرا رشد کلسیت با منیزیم کم (LMC) توسط یونهای Mg در آب‌های گرم متوقف می‌گردد. با افزایش عمق، میزان کلسیت کم‌میزیم (LMC) افزایش می‌یابد. در آب‌های سرد اثر Mg به عنوان بازدارنده تشکیل کلسیت بی اثر است. در طی تغییرات متیوریک اغلب کانی‌ها به ترکیب پایدار دیاژنتیکی (dLMC) تبدیل می‌شوند.

این ترکیبات پایدار در ارتباط مستقیم با فعل و انفعالات آب و سنگ^۲ اند. اگر میزان فعل و انفعالات آب و سنگ با محلولهای متیوریکی و یا هیدروترمالی بالا باشد، سیستم دیاژنتزی باز و اگر این نسبت پایین باشد، سیستم دیاژنتزی نیمه بسته تا بسته را نشان می‌دهند. تمرکز عناصر اصلی و فرعی در کانی‌های کربناتی در سیستم‌های دیاژنتزی باز با کاهش تمرکز عناصری با ضریب پراکندگی^۳ آنها کمتر از ۱ است، نظیر Sr، Na، Mg، همراه است (براند و وایزر^۴، ۱۹۸۰ [۱۴]).

کانی شناسی اولیه آراگونیتی سازند مبارک

استرانسیم:

با استفاده از عناصر فرعی می‌توان یک کانی شناسی اولیه آراگونیتی برای حوضه مبارک در نظر گرفت. تفسیر پراکندگی کاتیون Sr برای ارزیابی رخدادهای دیاژنتزی و تفسیر و تشخیص میکروفاسیس‌ها مهم است. تمرکز کاتیون استرانسیم در شبکه کربناته‌ها یک رابطه ای مستقیم با درجه حرارت آب نشان می‌دهد. گستره^۵ مقادیر Sr با افزایش کانی‌های آراگونیتی افزایش و با افزایش کانیهای کلسیتی کاهش می‌یابد (مورس و مکنزی^۵، ۱۹۹۰ [۱۵]، رائو و آدابی [۱۶]، ۱۹۹۲، حیدری و دیگران ۲۰۰۰ [۱۷]). گستره^۵ مقادیر Sr در نمونه‌های کل کربناته مناطق تروپیکال عهد حاضر بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی پی‌ام است (میلیمن ۱۹۷۴). ارزیابی نتایج حاصل از مطالعات سازند مبارک بیانگر آنست که مقادیر Sr بین ۲۴۳ تا ۷۵۶ (میانگین ۵۳۶/۵) پی پی‌ام است. در ترسیم مقادیر Sr در مقابل Na چهار محدوده مشخص شده است (شکل ۴).

۱- Milliman ۲- Water/rock interaction ۳- Partition coefficient ۴- Brand and Veizer
۵- Morse and Mackenzie

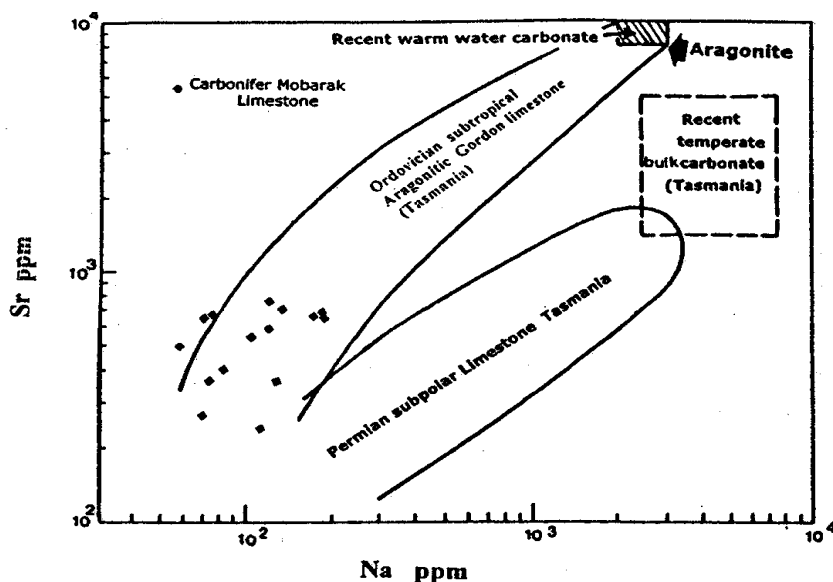
کربنات‌های آب‌های گرم عهد حاضر به دلیل کانی شناسی آراگونیتی بالاترین میزان استرانسیم و سدیم را نشان می‌دهند. نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر دارای مقادیر قابل توجهی از Sr و Na دارند.

محدوده^۱ دیگر مربوط به آهک‌های نیمه قطبی^۱ پرمین تاسمانیا در استرالیا است که به دلیل کانی شناسی کلسیتی دارای مقادیر کمتری Sr و Na نسبت به دو محدوده بالایی است. محدوده کربنات‌های اردوویسین آب‌های گرم ساب تروپیکال تاسمانیا دارای تغییرات وسیع Sr, Na است. اغلب نمونه‌های کل کربناته^۲ سازند مبارک در محدوده تعیین شده برای آهک‌های آراگونیتی ساب تروپیکال^۳ اردوویسین تاسمانیا واقع شده است. علت این امر تشابه کانی شناسی بین این دو سازند است.

لازم به ذکر است که علت استفاده از محدوده‌های آهک‌های ساب تروپیکال گوردون تاسمانیا در دسترس بودن اطلاعات عنصری و ایزوتوپی بوده است. در ضمن از آنجایی که کانی شناسی آهک‌های گوردون^۴ آراگونیتی تشخیص داده شده است برای تایید کانی شناسی اولیه کربنات‌های سازند مبارک از محدوده‌های ژئوشیمیایی آهک‌های گوردون استفاده و یا به عبارتی با آنها مقایسه شده است.

سدیم:

مقدار سدیم در نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک بین ۶۰ تا ۱۹۹ (میانگین ۱۲۰) پی پی ام است. با توجه به شکل ۴ نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک یک کاهش Na را نسبت به چهار محدوده دیگر نشان می‌دهد که این به دلیل آن است که این نمونه‌ها بیشتر تحت تأثیر دیاژنز متئوریکی قرار گرفته‌اند.



شکل ۴- روند تغییرات مقادیر Sr نسبت به Na در نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک با ۴ محدوده تعیین شده نمایش داده شده است. تمام نمونه‌های سازند مبارک درون محدوده آهک‌های ساب تروپیکال آراگونیتی گوردون تاسمانیا (رائو ۱۹۹۰-۱۹۹۱) قرار گرفته‌اند که این امر به دلیل مشابهت کانی شناسی این دو محدوده است

۱-Subpolar

۲- Bulk Carbncate

۳- Subtropical

۴- Gordn Limestone

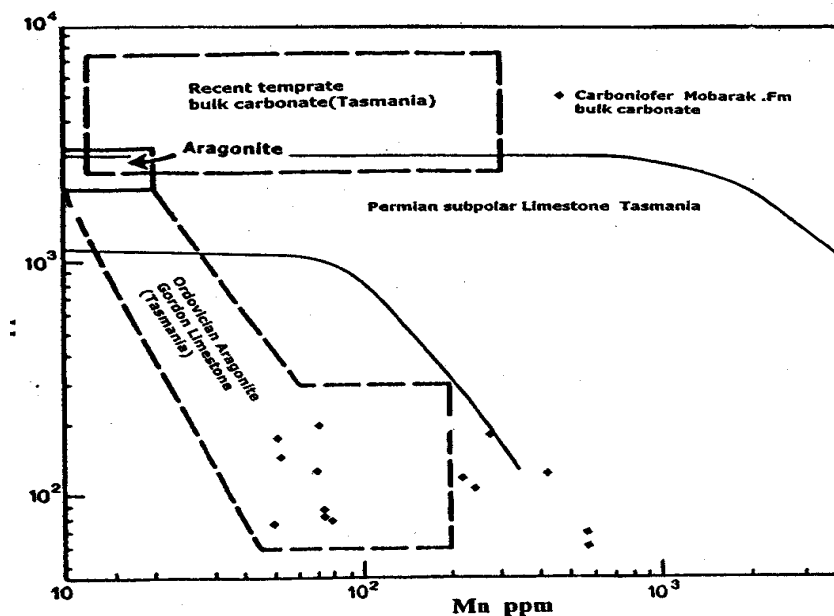
منگنز و آهن: توزیع Mn و Fe در کلسیت ارگانیکی و آراگونیت ارگانیکی متغیر است. شرایط احیایی طی رشد ارگانیزم‌ها منجر به افزایش مقادیر Mn و Fe در کربنات‌های ارگانیکی می‌گردد. توزیع Fe و Mn در نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک به ترتیب دارای گستره مقادیر ۵۰ تا ۵۸۶ (میانگین ۱۹۵) پی‌پی‌ام و ۹۹۸ تا ۷۵۰۰ (میانگین ۲۵۲۷) پی‌پی‌ام است.

در شکل ۵ روند تغییرات گستره مقادیر Na و Mn سازند مبارک نمایش داده شده است. نمونه‌های سازند مبارک اغلب در محدوده آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا در استرالیا قرار گرفته‌اند. میزان منگنز با افزایش نفوذ آب‌های متئوریک افزایش می‌یابد. این افزایش به دلیل ضریب تفکیک بالای منگنز (بیش از ۱۰) و حالت احیایی در آب‌های متئوریک است. در شکل ۶ مقادیر Sr و Mn رسم گردیده است. چنان که مشاهده می‌گردد، اغلب نمونه‌ها در محدوده آهک‌های ساب تروپیکال گوردون قرار گرفته است که به دلیل مشابهت کانی‌شناسی این دو حوضه است. بر اساس شواهد حاصله از نمودارهای Sr و Na در مقابل Mn چنین استنباط می‌شود که رسوبات سازند مبارک تحت تأثیر دو مرحله از فرایندهای دیازنتیکی متئوریک واقع شده است. اولین مرحله با کاهش Sr و Na و افزایش نامحسوس Mn همراه است، که حاصل تغییرات سریعی است که بر روی کانی‌آراگونیت در هنگام تبدیل آن به کلسیت پر منیزیم صورت می‌گیرد. دومین مرحله مربوط به افزایش قابل ملاحظه Mn، بدون تغییرات عمده در تمرکز Sr و Na است، این مرحله ناشی از تبدیل HMC به dLMC می‌باشد و نظیر آن در کربنات‌های دریایی گرم و کم عمق قدیمه که تحت تأثیر دیازنت متئوریک قرار گرفته‌اند، دیده شده است (براند و وایزر ۱۹۸۰، موریس و مکزی ۱۹۹۰). چنین روندی در آهک‌های گروه گوردون (رائو ۱۹۹۰) [۱۸] مشاهده شده است. میزان کم منگنز در سازند مبارک به کانی‌شناسی آراگونیتی و سرعت بالای رسوبگذاری نسبت داده می‌شود.

نسبت Sr/Mn: در طی فرایند انحلال آراگونیت مقادیر Sr کاهش و برعکس آن Mn افزایش می‌یابد. در شکل ۷ نسبت مقادیر Sr/Mn در مقابل Mn رسم شده است. مقادیر نسبت Mn/آهک‌های مبارک محدوده‌های میان ۰/۵ تا ۱۳/۵ (میانگین ۵/۷) را نشان می‌دهد. در این نمودار محدوده نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر تاسمانیا و محدوده آهک‌های آب‌های گرم اردوئین ساب تروپیکال گروه گوردون تاسمانیا تفکیک شده است. نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر به دلیل تشکیل در یک محیط دریایی دارای نسبت بالای Sr/Mn است. اغلب نمونه‌های سازند مبارک در درون و یا مجاورت محدوده آهک‌های گوردون (رائو ۱۹۹۱ -۱۹۹۰) [۱۹] قرار گرفته‌اند، و آن به دلیل مشابهت کانی‌شناسی این نمونه‌ها است.

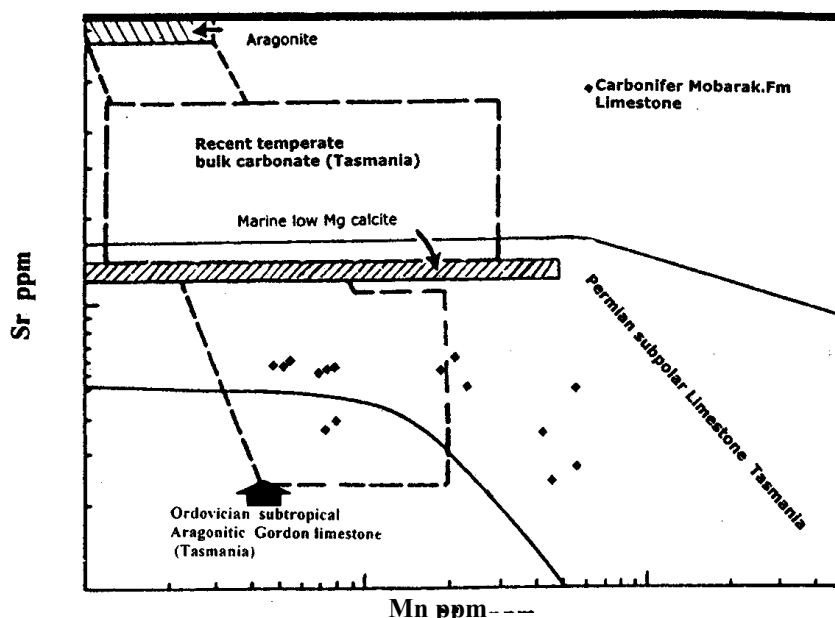
نمونه‌های سازند مبارک اغلب در مجاورت و یا درون محدوده آهک‌های ساب تروپیکال آراگونیتی گوردون تاسمانیا (رائو، ۱۹۹۱) قرار گرفته‌اند که این بدلیل مشابهت کانی‌شناسی این دو محدوده است، افزایش چشمگیر

مقادیر Mn و کاهش نسبت Sr/Mn در تعدادی از نمونه‌ها می‌تواند به دلیل تأثیر گسترده دیازنز متئوریکی در یک محیط نیمه بسته تا باز باشد.

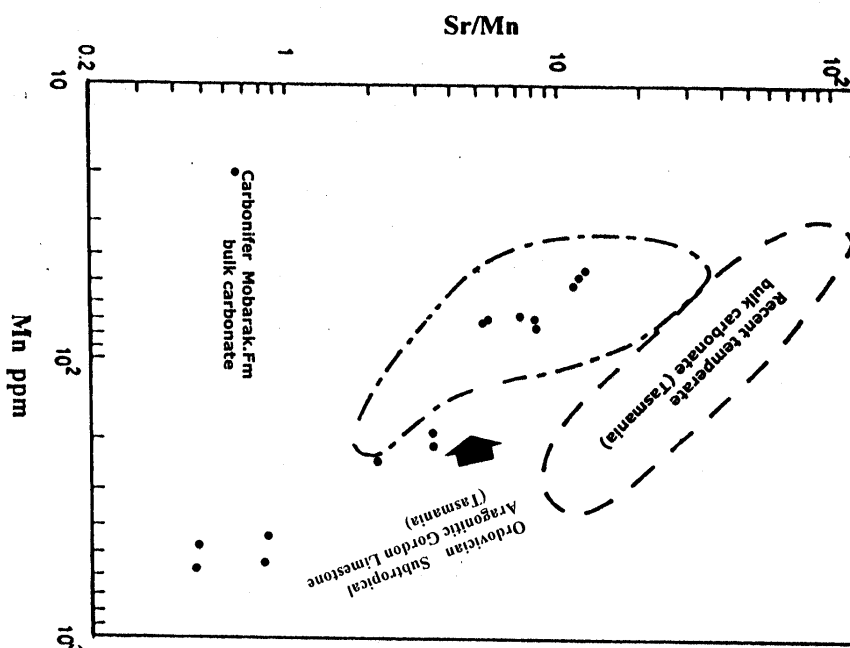


شکل ۵

در شکل ۵- روند تغییرات گستره مقادیر Na و Mn سازند مبارک نمایش داده شده است. نمونه‌های سازند مبارک. اغلب در محدوده آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا در استرالیا قرار گرفته‌اند. میزان منگنز با افزایش نفوذ آب‌های متئوریکی افزایش می‌یابد. این افزایش به دلیل ضریب تفکیک بالای منگنز (بیش از ۱۰) و حالت احیایی در آب‌های متئوریک است.



شکل ۶- تغییرات مقادیر Sr نسبت به Mn در نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک. اغلب نمونه‌های سازند مبارک به دلیل مشابهت کانی شناسی درون محدوده آهک‌های ساب تروپیکال آراگونیتی گوردون تاسمانیا (رائو، ۱۹۹۰) قرار گرفته‌اند.



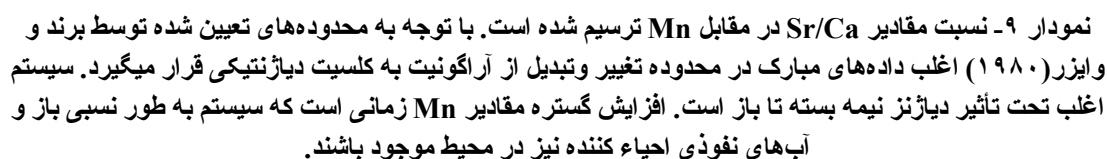
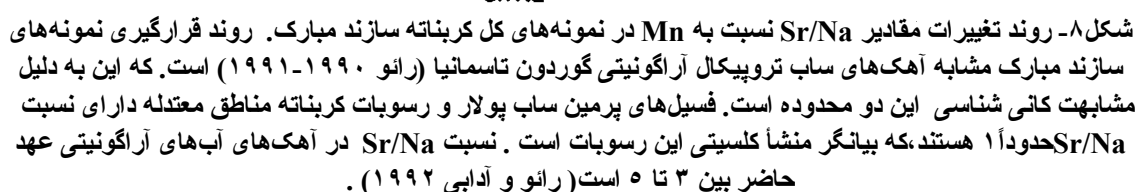
شکل ۷- روند تغییرات مقادیر Sr/Mn نسبت به Mn در نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک.

نسبت Sr/Na:

در شکل ۸ نسبت Sr/Na در مقابل Mn ترسیم شده است. آهک‌های آراگونیتی تروپیکال عهد حاضر دارای مقادیر کم منگنز و نسبت بالای Sr/Na در حدود ۳ تا ۵ می‌باشند. در کربنات‌های کلسیتی مناطق معتدله نسبت Sr/Na کم (در حدود ۱) می‌باشد (رائو ۱۹۹۱) [۱۹]. نمونه‌های آهکی آبهای گرم اردوئین ساب تروپیکال گوردون تاسمانیا دارای نسبت بالای Sr/Na (حدود ۱۰) می‌باشند. در نمونه‌های سازند مبارک نسبت Sr/Na میان ۲ تا ۸/۵ تعیین شده است. اغلب نمونه‌های سازند مبارک روندی مشابه آهک‌های تروپیکال گوردون نشان می‌دهند که این به دلیل مشابهت کانی شناسی هر دو حوضه است.

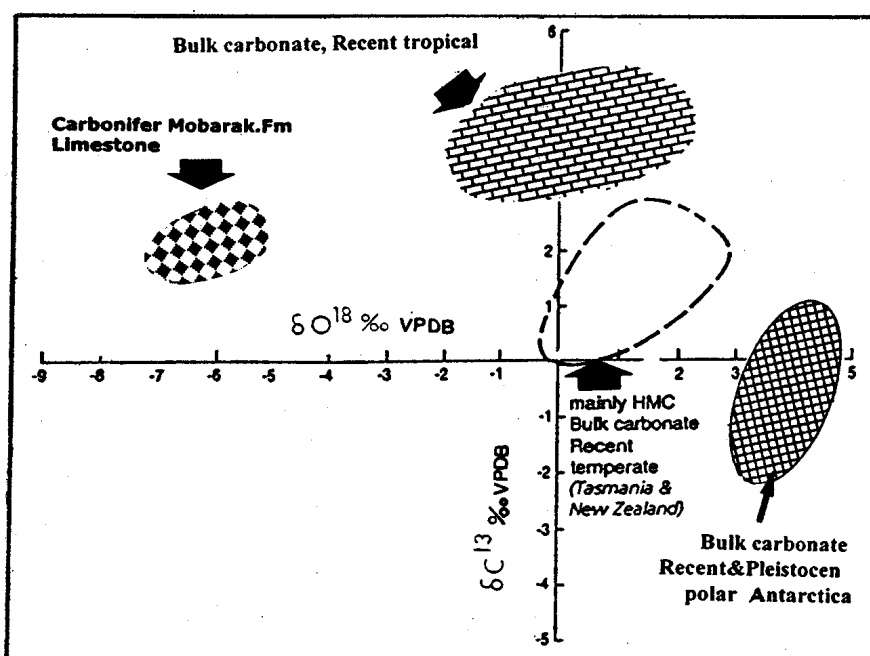
نسبت Sr/Ca:

بر اساس نسبت Sr/Ca و مقادیر Mn می‌توان روند دیاژنز متئوریکی در سیستم‌های باز و بسته را تعیین نمود (شکل ۹). در این نمودار محدوده‌هایی برای روندهای دیاژنتیکی آرگونیت (A) و کلسیت پر منیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) توسط برند و وایزر (۱۹۸۰) مشخص گردیده است. نسبت Sr/Ca سازند مبارک بین ۰/۰۱ تا ۲ (میانگین ۱/۲۶) است. در سیستم دیاژنزی باز با افزایش فعل و انفعالات آب به سنگ میزان Sr/Ca کاهش می‌یابد. در سیستم‌های نیمه بسته که فعل و انفعالات آب به سنگ کم است، نسبت Sr/Ca فاز هادیژنزی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه ندارد. افزایش منگنز در کلسیت دیاژنتیکی نشانگر باز بودن سیستم است. نمونه‌های سازند مبارک تحت تأثیر فرآیند دیاژنزی در یک محیط نیمه بسته تا باز قرار گرفته‌اند.



ایزوتوپیهای اکسیژن و کربن

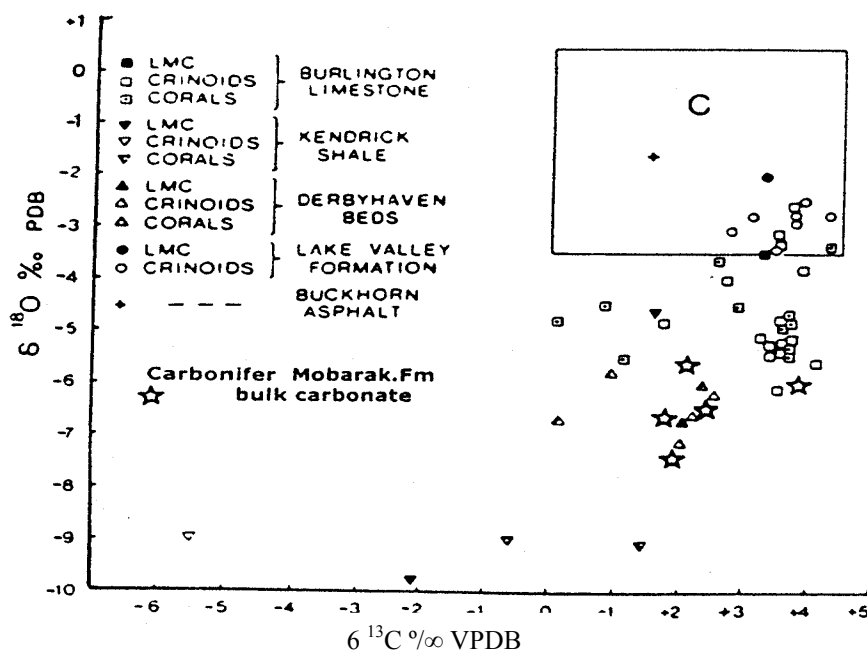
ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ دامنه تغییرات میان ۵/۵۷- تا ۷/۳- و میانگین ۶/۳۸ (‰ V PDB) و ایزوتوپ کربن ۱۳ بین ۱/۷۸+ تا ۲/۷+ و میانگین ۲/۱۶ (‰ VPDB) را نشان می‌دهد. در شکل ۱۰ نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک با محدوده‌های کل کربناته عهد حاضر تروپیکال، کربناته‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا و نیوزیلند و محدوده کربناته‌های قطب جنوب (رائو ۱۹۹۰) مقایسه شده است. محدوده سازند مبارک در نزدیک محدوده کربناته‌های تروپیکال عهد حاضر قرار دارد. سبکتر بودن ایزوتوپ اکسیژن در نمونه‌های آهکی مبارک نسبت به محدوده آهک‌های تروپیکال به دلیل تأثیر دیاژنز متئوریکی در حوضه مبارک است. مقایسه میان گستره مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن و داده‌های ایزوتوپی کربونیفر ارائه شده توسط پژوهشگران، بیانگر آن است که گستره ایزوتوپی سازند مبارک با نتایج ارائه شده توسط دیکسون و کلمن^۱ (۱۹۸۰) [۲۰] مطابقت دارد و با متشکله‌های آراگونیتی و کربناتی تشکیلات دربی هون^۲ جزایر بریتانیا قابل مقایسه است. مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۳ در حد متشکله‌های فسیلی کربونیفر و مشابه با گستره ایزوتوپی عهد حاضر مشابه است در حالی که مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ به دلیل تأثیر دیاژنز متئوریکی سبکتر است (شکل ۱۱). رفتاریا عملکرد ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن در برابر عناصر فرعی نیز بیانگر کانی شناسی اولیه آراگونیتی برای حوضه مبارک را نشان می‌دهد (شکل‌های ۱۲ و ۱۳).



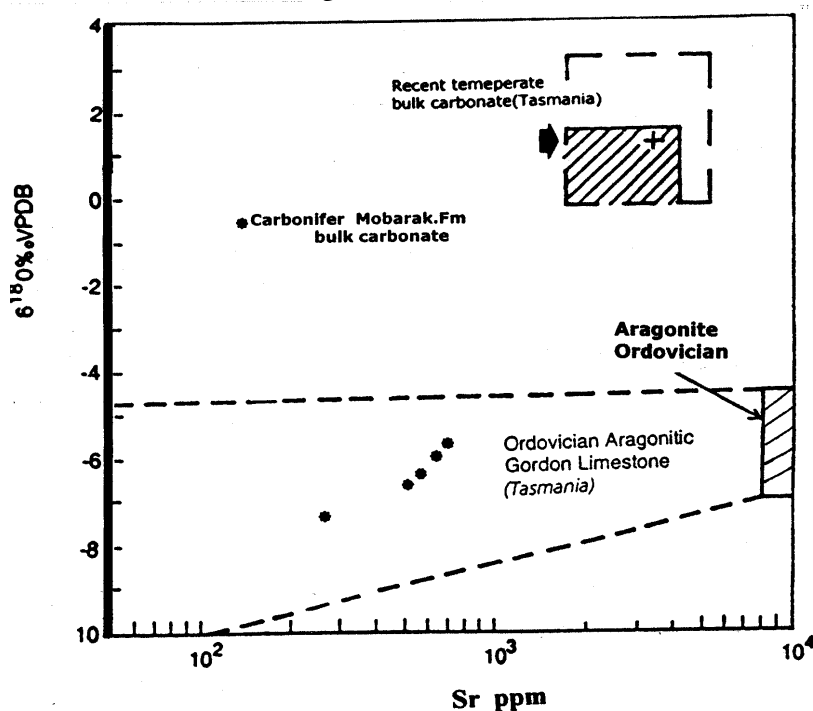
شکل ۱۰- در این نمودار داده‌های ایزوتوپی نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک با آهک‌های تروپیکال، آهک‌های مناطق معتدله و قطبی عهد حاضر مقایسه شده است.

۱- Dickson and Coleman

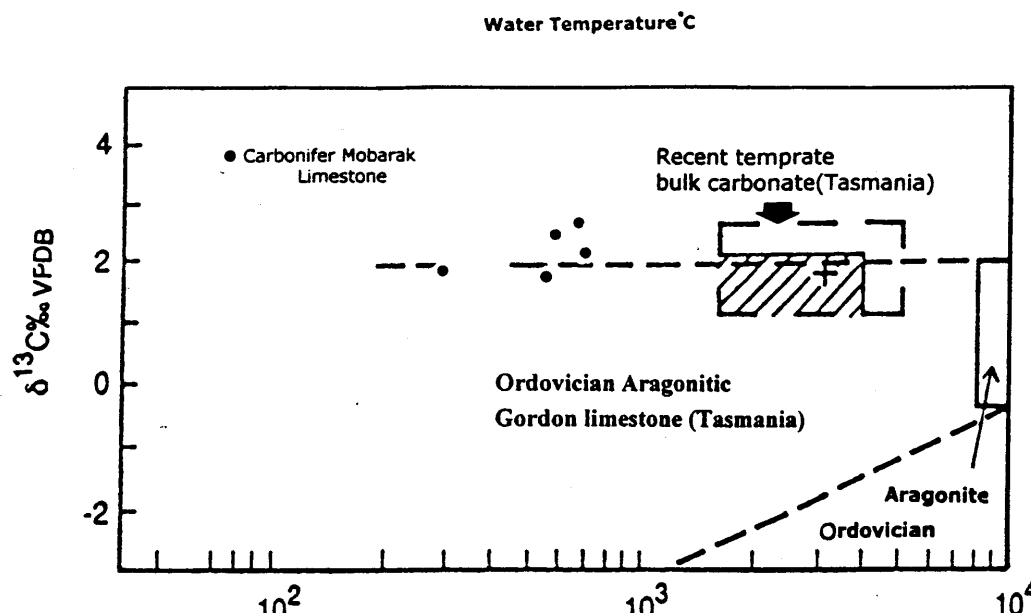
۲- Derbyhaven



شکل ۱۱- تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و ایزوتوپ کربن ۱۳ در نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک و مقایسه آن با محدوده فسیلهای آلتره نشده آراگونیت و کلسیت کم منیزیم. محدوده C محدوده فسیلی کربونفر برای آن دسته از ترکیباتی که در حال تعادل ایزوتوپی با آب دریا میباشند (دیکسون و کلمن ۱۹۸۰). نمونه‌های کربناته سازند مبارک در نزدیک محدوده ارائه شده توسط دیکسون (۱۹۸۰) و مربوط به توالیهای دریی هاون قرار میگیرند. مقادیر ایزوتوپ کربن سازند مبارک در حد نمونه‌های محدوده C است، ولی ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ بعلت تأثیر عمده دیازنز متتوریکی مقادیر سبکتری را نشان می‌دهد.



شکل ۱۲- تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در مقابل Sr. در این نمودار نمونه‌های کربناته سازند مبارک درون محدوده آهک‌های آراگونیتی اردوویسین (رائو، ۱۹۹۰) واقع شده است که این به دلیل مشابهت کانی شناسی بین این دو حوضه می‌باشد.



شکل ۱۳ - تغییرات ایزوتوپ کربن ۱۳ در مقابل Sr نمایش داده شده است. نمونه‌های سازند مبارک درون و یا در مجاورت محدوده آراگونیتی ساب تروپیکال آهک‌های گوردون (رانو، ۱۹۹۰) قرار گرفته است.

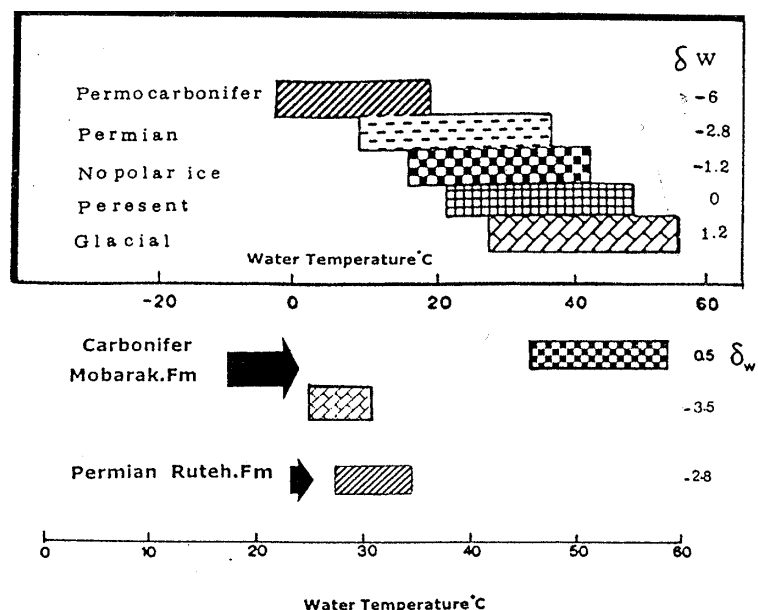
نحوه محاسبه دمای قدیمه آب دریای کربونیفر

در این مطالعه برای تعیین دمای قدیمه از رخساره‌هایی که دارای حداقل دگرسانی و مقادیر بالایی از Sr و Na و مقادیر ناچیز Fe، Mn بوده‌اند استفاده شده است. درجه حرارت آبهای قدیمه سازند مبارک با استفاده از فرمول شکلتون و کنت^۱ (۱۹۷۵) [۲۱] $T^{\circ}C = 16.9 - 4.38(\delta c - \delta w) + 0.10(\delta c - \delta w)^2$ در حدود ۲۶ تا ۳۱ درجه سانتی‌گراد است که در این معادله به جای δw مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ آب دریای کربونیفر VPDB $\delta w = -3/5\%$ (براند ۱۹۸۲) [۲۲] قرار داده شده است (شکل ۱۴). به طور کلی برند (۱۹۸۲) معتقد است که آب دریای کربونیفر از نظر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸، VPDB $\pm 2/5\%$ - نسبت به متوسط آب اقیانوس‌های عهد حاضر در نوسان بوده است.

تجزیه و تحلیل شیمی رخساره‌های موجود در سازند مبارک

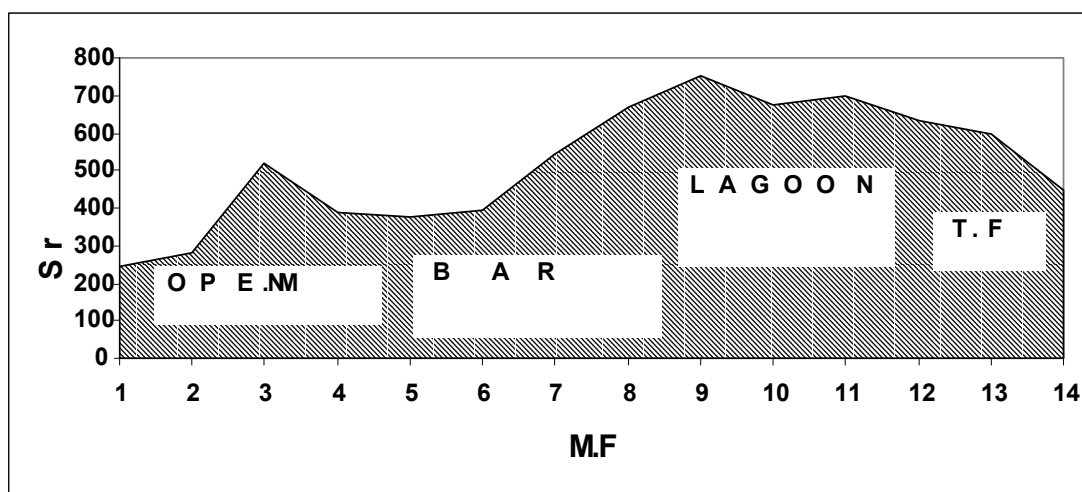
به طور کلی در رخساره‌های این سازند یک توزیعی بایمودالی Sr مشاهده می‌شود. در میان رخساره‌ها آنهایی که دارای متشکله‌های آراگونیتی هستند دارای Sr بالا و برعکس رخساره‌هایی که از متشکله‌های کلسیتی پرمنیزیم (HMC) و کم منیزیم (LMC) تشکیل شده‌اند دارای استرانسیم پایینی دارند. در شکل‌های ۱۵ و ۱۶ با استفاده از اطلاعات ژئوشیمیایی^۴ محیط رسوبی تشخیص داده شده است که با مطالعات پتروگرافی مطابقت دارد. با استفاده از عناصر Sr و Mn، ۱۴ رخساره مربوط به ۴ محیط رسوبی از یکدیگر تفکیک شده‌اند.

۱- Shackleton and Kennett

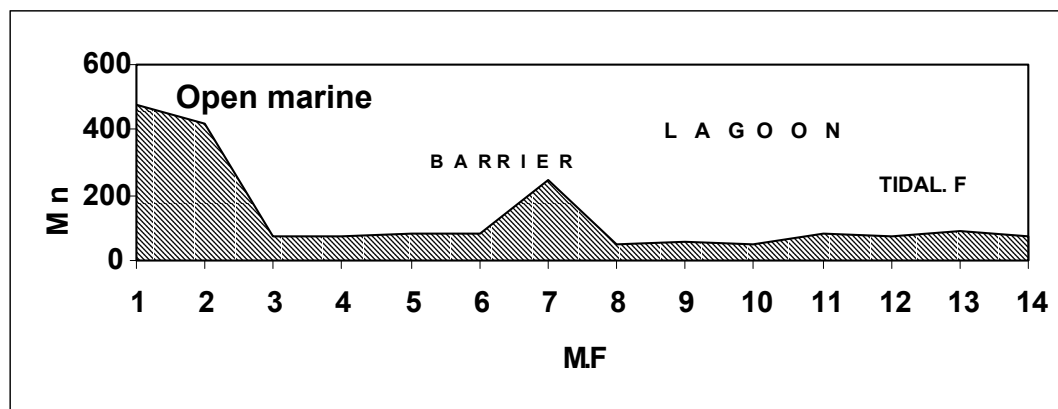


شکل ۱۴- محدوده دمای تعیین شده برای نمونه‌های کربناته پرموکرپونیفیر، کربونیفیر مناطق غیر یخچالی و یخچالی عهد حاضر (دیکسون و کلن ۱۹۸۰) بر اساس ایزوتوپ ۱۸. با توجه به تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ آب دریا (δw)، و سنگین ترین ایزوتوپ اکسیژن، دمای تشکیل کربناته‌های سازند مبارک تعیین شده است

رخساره‌های پهنه‌های جذرومدی از نظر تمرکز Sr و Na بیشتر از محیط‌های سدی و بخش دریای باز و کمتر از رخساره‌های لاگونی است. رخساره‌های همراه با قالب‌های تبخیری سبخایی حاوی مقادیر سدیم بیشتر و Sr کمتری است، در حالی که در محیط‌های لاگونی تمرکز عناصر Sr و Na بالا و مقادیر عناصر Fe و Mn کمتر از محیط‌های سدی و دریای باز است. در بخش عمیق لاگون مقدار سدیم بیشتر از بخش‌های کم‌عمق لاگونی است. بالا بودن منگنز در رخساره‌های دریای باز به شرایط احیایی محیط بستگی دارد.



شکل ۱۵- ترسیم مقادیر Sr در مقابل ۱۴ میکروفاسیس سازند مبارک. افزایش چشمگیر میزان استرانسیم در رخساره‌های لاگونی و کاهش آن در محیط سدی و دریای باز نشان داده شده است.



شکل ۱۶- ترسیم مقادیر Mn در مقابل ۱۴ میکروفاسیس سازند مبارک نمایانگر آن است که رخساره‌های دریای باز به دلیل شرایط احیایی بالا دارای میزان منگنر بالایی هستند.

نتیجه‌گیری

ارزیابی نتایج و شواهد ارائه شده نشان می‌دهد که حوضه سازند مبارک دارای یک کانی شناسی اولیه اولیه آراگونیتی است. ۱۴ رخساره تفکیک شده در سازند مبارک در ۴ محیط رسوبی دریای باز، سد، لاگون و پهنه جذرومدی برجای گذاشته شده‌اند. در رخساره سدی و دریای باز به علت وفور اسکلت‌هایی با ترکیبات کلسیت پر منیزیم (HMC) نظیر قطعات کرینوئیدی، کاهش Sr و افزایش عناصر Na, Fe, Mn مشاهده می‌شود. بالا بودن مقادیر Mn در محیط دریای باز و افزایش چشمگیر Sr در محیط لاگون به ترتیب مربوط به شرایط احیایی بالا و مینرالوژی غالب آراگونیتی در این دومحیط است. علت تشابه کانی‌شناسی سازند مبارک با آهک‌های ساب تروپیکال گوردون تاسمانیا (استرالیا) شرایط تشکیل آنهاست که در یک پلت فورم کم عمق و گرم کربناته نهشته شده‌اند. کربنات‌های سازند مبارک و گوردون تاسمانیا هر دو نیز تحت تاثیر فرآیند دیانز متئوریکی مشابه قرار گرفته‌اند.

منابع

1. R.Steiger, Die geologie der west-Firuzkuh Area (Zentral Elborz / Iran). Mitt. Geo. Inst. E.T.H. univer.zurich.n.s, (1966) 145.
2. M.E. Tucker, Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy. In Wright V.P.(ed) edimentology Review, Blackwells, Oxford (1993) 51-72.
3. C.S. Nelson and A.M, Smith, Stable oxygen and carbon isotopes compositional field for skeletal and diagenetic components in New Zealand Cenozoic nontropical carbonate

- sediments and limestones: a synthesis and review, New Zaland Jour. Geol. Geophysics Vol. 39 (1996) 93-107.
4. C.P. Rao, Modern Carbonates: tropical, temperate and polar, Introduction to Sedimentology and Geochemistry, Carbonates, Hobart, (1996) 206.
 5. P.A. Clari and L. Martire, Interplay of cementation mechanical compaction and chemical compaction in nodular limestone of the Rosso ammonitico Veronese (Middle –Upper Jurassic, northeast Italy), Jour. Sed. Research, Vol. 66 (1996) 447-458.
 6. M.W. Rasser and A. Fenninger, Paleoenvironmental and diagenetic implication of oxygen and carbon isotopes ratios from the Upper Jurassic limestone (Northern Calcareous Alps, Austria) Geobios, Vol. 35 (2002) 41-49.
 7. R. Assereto, The Paleozoic Formation in central Elborz Iran, preliminary note, Rivista Italiana di paleontologie stratigrafia vol. 69 (1963) 503-543.
 - ۸- حسین مصدق، میکروفسیل‌ها، رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند مبارک (کربونیفر زیرین) در البرز مرکزی. رساله دکترا دانشگاه تربیت معلم، ۱۷۳ رویه (۱۳۷۹).
 - ۹- بیتا ارباب، پتروگرافی، ژئوشیمی و محیط رسوبی نهشته های پالئوزوئیک بالائی در منطقه آرو (البرز مرکزی)، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۱۲ رویه (۱۳۸۰).
 10. J.A.D. Dickson, A modified staining technique for carbonate in thin section. Natures, (1965) 205-287
 11. A.V. Carozzi, Carbonate Rocks Depositional Model, Prentice Hall New Jersey (1989) 604.
 12. J.L. Wilson, Carbonate Facies in Geology History. Springer Verlag, Berlin, (1975) 471.
 13. J.D. Milliman, Carbonate sedimentology on Hogsty Reef, A Bahamian Atoll, Jour. Sed. Petrology, Vol. 37 (1967) 658-676.
 14. U.Brand and J.Viezer, Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-1: Trace elements. Jour. Sed. Petrology (1980) 1219-1236.
 15. J.W. Morse and F.T. Mackenzie, Geochemistry of Sedimentary Carbonates. Elsevier(1990) 707.
 - 16- C.P. Rao and M.H. Adabi, Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool temperate carbonates, Western Tasmania. Australia. Mar. Geology, Vol. 103 (1992) 249-272.

- 17- E . Heydari, J. Hassandzadeh and W.J. Wade, Geochemistry of central Tethyan Upper Permian and Lower Triassic strata, Abadeh region, Iran, Sed.Geology, Vol.137 (2000) 82-99.
- 18- C.P. Rao, Petrography, trace elements and oxygen and carbon isotope of Gordon Group carbonates (Ordovician) Florentine Valley, Tasmania, Australia, Sed.Geology, Vol. 66 (1990) 83- 97.
- 19- C.P. Rao, Geochemical difference between sub-tropical (Ordovician) cool temperate (Recent and Pleistocene) and sub-polar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia. Carbonates and Evaporites, Vol.6 (1991) 83-106.
- 20- J.A.D. Dickson and M.L. Coleman, Change in carbon and oxygen isotope composition during limestone diagenesis. Sedimentology, Vol. 27 (1980) 107-118.
- 21- N.J. Shackleton and J.P. Kennett, Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Atlantic glaciation, oxygen and carbon I isotopic analysis in DSDP sites 277, 279. In: Initial reports of the deep sea drilling project (ed .J.D. Kennett, R.E. Houtz) U.S. Government Printing Office, Washington (1975) 743-755.
- 22- U. Brand, The oxygen and carbon isotope composition of carboniferous fossil components: Sea water effects, Sedimentology (1982) 139-147.