

میکروفاسیس، محیط رسوبی و ژئوشیمی رسوبات سازند سورمه در منطقه اشترانکوه، زاگرس مرتفع

مریم میرشاهانی، دانشجوی دکتری دانشگاه شهید بهشتی*

محمد حسین آدابی، استاد گروه زمین شناسی دانشگاه شهید بهشتی

عباس صادقی، دانشیار گروه زمین شناسی دانشگاه شهید بهشتی

محمدرضا کمالی، دانشیار گروه زمین شناسی پژوهشگاه صنعت نفت

محمود معماریانی، دانشیار گروه زمین شناسی پژوهشگاه صنعت نفت

چکیده

سازند سورمه در منطقه اشترانکوه، در زاگرس مرتفع (جنوب غرب ایران) با ۳۶۰ متر ضخامت از سنگ آهک و دولومیت تشکیل شده است. مطالعات پتروگرافی و آنالیز رخساره ای نشان میدهد که کربناته‌های سورمه متشکل از ۱۶ رخساره میکروسکوپی است که در قالب ۴ کمر بند رخساره ای جزرومدی، لاگون، سد و دریای باز در یک پلاتفرم رمپ کربناته نهشته شده است. شواهد پتروگرافی و داده های عنصری و ایزوتوپ اکسیژن و کربن نشان میدهد که این سازند در یک محیط نیمه-حاره ای نهشته شده و کانی شناسی اولیه آن آراگونیت بوده است. ترسیم تغییرات نسبت Sr/Ca و ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در مقابل مقادیر منگنز نشان می دهد که سنگ آهک های سورمه تحت تاثیر دیاژنز متاوریک در یک سیستم بسته تا نیمه بسته دیاژنتیکی قرار گرفته است. محاسبه درجه حرارت قدیمه بر اساس سنگین ترین مقدار ایزوتوپ اکسیژن در گل های آهکی سازند سورمه و با در نظر گرفتن مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ آب دریا در زمان ژوراسیک که معادل $SMOW -1/2\%$ است، نشان می دهد که دمای آب در زمان رسوبگذاری این سازند حدود $21/8$ درجه سانتیگراد است.

واژه های کلیدی: میکروفاسیس، ژئوشیمی، کانی شناسی اولیه، سازند سورمه، زاگرس مرتفع

مقدمه

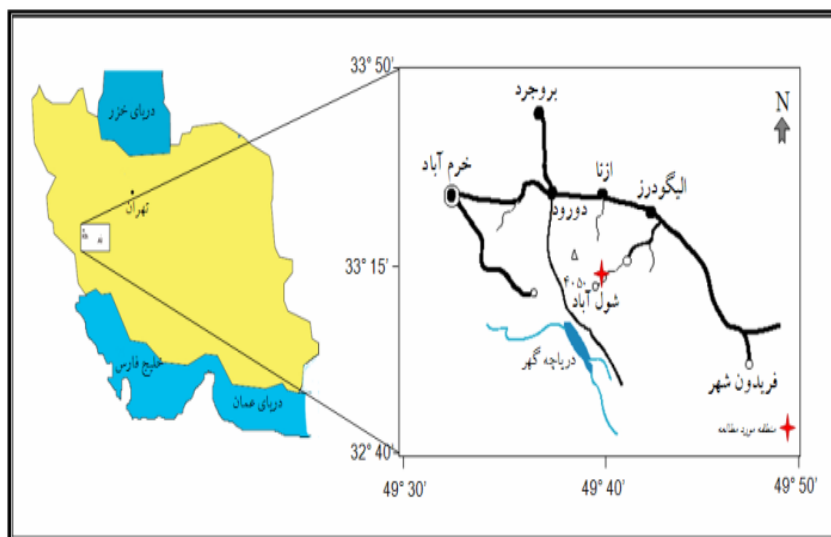
سیستم ژوراسیک، به طول زمانی حدود ۶۰ میلیون سال، یکی از مهمترین سیستم ها در تاریخ زمین شناسی ایران بشمار می رود (مطبعی ۱۳۸۲). بررسی های دیرینه جغرافیای ژوراسیک ایران، گویای این است که در این زمان، سرزمین ایران شامل دو گستره مستقل بوده که در امتداد محل تقریبی راندگی اصلی زاگرس از یکدیگر جدا بوده اند (مطبعی ۱۳۸۲). نوع سنگ و میکروفاسیس های زیستی این دو گستره تفاوت آشکاری دارد و لذا بررسی ژوراسیک ایران در هر نقطه از زون های ساختاری می تواند بیانگر ویژگی های چینه شناسی این سیستم باشد.

در این تحقیق، برشی از نهشته های سازند سورمه با سن ژوراسیک واقع در ارتفاعات زاگرس مرتفع انتخاب شده است. برش دالانی در شرقی ترین ناحیه اشترانکوه و در ۳۰ کیلومتری جنوب الیگودرز با مختصات طول جغرافیایی $49^{\circ} 40'$ و عرض جغرافیایی $33^{\circ} 15'$ واقع شده است. بهترین راه دسترسی به مقطع مورد نظر استفاده از جاده فرعی الیگودرز به روستای شوله آباد است (شکل ۱).

سازند سورمه در مقطع مورد نظر ۳۶۰ متر ضخامت دارد که متشکل از سنگ آهک و دولومیت است. لایه های آهکی عمدتاً برنگ خاکستری روشن تا تیره با لایه بندی متوسط تا ضخیم هستند (شکل ۲) اما لایه های دولومیتی برنگ زرد مشاهده می شوند. لازم به ذکر است که ضخامت لایه های دولومیتی در مجموع ۶۰ متر است.

مرز زیرین سازند سورمه توسط یک لایه آهکی ۵ متری دارای فسیل دوکفه ای بزرگ لیتوتیس مشخص می گردد (شکل ۳). این لایه لیتوتیس دار بعنوان حد شاخص مرز پایینی سازند سورمه با سازند نیریز در اکثر نقاط قابل مشاهده است. مرز بالایی سازند سورمه بطور تدریجی به سنگ آهکهای سازند فهلان می رسد.

هدف از انجام این پژوهش تلفیق مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی (تجزیه و تحلیل عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپ های پایدار) در رسوبات کربناته سازند سورمه به منظور تشخیص رخساره های میکروسکوپی، بازسازی محیط رسوبی، تعیین روند دیاژنز و تشخیص کانی شناسی اولیه این رسوبات است.



شکل ۱- نقشه موقعیت برش دالانی در منطقه اشترانکوه



شکل ۲- رخنمون کلی از سازند سورمه در برش دالانی نزدیک اشترانکوه (دید به سمت جنوب غرب).

روش مطالعه

SIRA Series II اندازه گیری شود. خطای اندازه گیری در حد $\pm 0.001\%$ بوده است.

میکروفاسیس ها و محیط رسوبی

بر اساس تجزیه و تحلیل پتروگرافیکی در سنگهای کربناته سازند سورمه در ناحیه مورد مطالعه، ۱۶ میکروفاسیس شاخص محیط های کربناته کم عمق شناسایی شده اند که با توجه به قانون والتر در کنار یکدیگر تشکیل شده و در قالب چهار کمر بند رخساره ای جزرومدی، لاگون، سد و دریای باز جای می گیرند.

گروه میکروفاسیس های پهنه جزرومدی

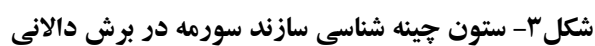
این گروه شامل سه میکروفاسیس زیر است:

دولومیت

دولومیت حدود 60 متر از توالی مورد مطالعه در مقطع دالانی را بخود اختصاص داده است که حدود ۴۰ متر آن در ابتدای سازند و ۲۰ متر آن تقریباً در انتهای توالی قرار گرفته است (شکل ۳).

در این تحقیق، تعداد ۲۰۲ مقطع نازک از رسوبات سازند سورمه تهیه و مورد مطالعه دقیق پتروگرافی قرار گرفته است. برای تعیین میکروفاسیس ها و نامگذاری آنها از روشهای فلوگل و دانهام (Flugel 2004; Danham 1962) استفاده شده است. سپس تعداد ۲۷ عدد از نمونه ها برای انجام آنالیز عنصری انتخاب و پودر آنها توسط مته های دندانپزشکی تهیه شده است. آنالیز عناصر اصلی و فرعی توسط دستگاه اسپکتروفتومتر جذب اتمی در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی انجام شده است. تعداد ۱۴ نمونه نیز بمنظور انجام آنالیز ایزوتوپ اکسیژن و کربن انتخاب و به مرکز آزمایشگاهی علوم دانشگاه تاسمانیا در استرالیا ارسال گردیده است.

در این آنالیز ۱۵ میلی گرم از این نمونه ها به مدت ۲۴ ساعت تحت تأثیر اسید فسفریک ۱۰۰ درصد و در دمای ۲۵ درجه سانتیگراد قرار گرفته تا گاز CO_2 متصاعد شده از هر نمونه، به کمک دستگاه طیف سنجی جرمی مدل VG



استروماتولیتی بصورت یکنواخت تشکیل می شوند، ولی چنانچه شرایط محیطی بطور پی در پی تغییر کند لامیناسیون ها یکدست نخواهد شد (Brown et al. 2000). این میکروفاسیس در توالی مورد نظر به مقدار کم و به صورت تناوبی از لایه های آهکی خاکستری نازک لایه و متوسط لایه مشاهده شده است (شکل های ۴ و ۵-D). از ویژگیهای قابل ذکر در این میکروفاسیس می توان به کمبود تنوع مجموعه جانوری و به دام افتادن مقادیر بسیار کمی از فسیلهایی مانند صدف های استراکود در لابلای لامینه ها (شکل E-۵) و وجود پوشش های جلبکی^۴ و آثار آشفستگی زیستی اشاره نمود.

باتوجه به این شواهد بنظر میرسد که این رسوبات در یک محیط کم انرژی در بخش بالایی پهنه های جزرومدی نهشته شده اند (Marfil et al. 2005).

تعبیر و تفسیر

با توجه به وجود استروماتولیت، فابریک چشم پرنده ای، ساختمان های رسوبی مانند لامیناسیون های مورب، آثار خشک شدگی و ترکهای گلی این رخساره ها در پهنه های جزرومدی برجای گذاشته شده اند.

گروه میکروفاسیس های لاگون (ریمپ داخلی)

این گروه از شش میکروفاسیس زیر تشکیل شده است:

دولومیتها دارای بلورهای خیلی ریز^۱ تا ریز^۲ است. از ویژگیهای قابل ذکر این میکروفاسیس فابریک فنسترال و فقدان مجموعه جانوری بنتیک است (شکل ۵-A). مشابه این دولومیتها در رسوبات سازند مزدوران نیز مشاهده شده است که به محیط های پهنه جزر ومدی نسبت داده شده است (Adabi 2009).

مادستون دارای بافت فنسترال

این میکروفاسیس عمدتاً از گل آهکی تشکیل شده است و فاقد دانه های اسکلتی و حاوی کمتر از ۱ درصد خرده های غیر اسکلتی است. ویژگی شاخص این میکروفاسیس وفور تخلخلهای چشم پرنده ای یا فابریک فنسترال است که مبین شرایط خروج از آب است (شکل ۵-B). فقدان فسیل در این میکروفاسیس نشانه چرخش محدود آب و نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات دریایی است (Alsharhan and Kendall 2002).

لازم به ذکر است که برخی از نمونه های این رخساره دولومیتی شده اند، بطوریکه بلورهای دولومیت بمقدار کم تا زیاد در ماتریکس آهکی بطور شناور پراکنده شده اند و فابریک دولومیتهای پراکنده^۳ را بوجود آورده اند

(شکل C-۵). بطور کلی عقیده بر این است که مادستون های آهکی تا دولومیتی در قسمت داخلی پهنه های گلی جزرومدی تشکیل می شوند (Warren 2000).

استروماتولیت

استروماتولیتها یکی از مهمترین نهشته های زیستی-شبه ای ریز دانه است. اگر شرایط محیطی در یک حوضه رسوبی در تمام مدت تغییر چندانی نداشته باشد، لامیناسیون های

¹- dolomicrite

²- dolomicroparite

³- scatterd dolomite

⁴- encrusting



شکل ۴- نمایی از لایه های استرماتولیتی سازند سورمه

درشت دیده می شوند. آنکوئیدهای ریز از نوع میکرایتی بوده و سایز آنها از حدود ۱۰۰ میکرون تا بیش از ۶۰۰ میکرون نیز میرسد. هسته آنکوئیدهای گل آهکی اغلب از بیوکلستهای دیگر مانند دوکفه ای تشکیل شده است و بنابراین سایز این آنکوئیدها نیز بستگی به اندازه هسته آنها دارد (شکل G-0).

آنکوئیدهای درشت از نوع جلبکی هستند و اندازه آنها از ۱ تا ۳ میلیمتر در تغییر است (شکل H-0). بطور کلی هر چه شرایط انرژی محیط پایین و سرعت حرکت آب آرام تر باشد، منجر به تشکیل لایه های گلی ضخیم تری در اطراف آنکوئید گشته و در نتیجه آنکوئیدها به تعداد کم ولی به اندازه درشت تشکیل می گردند

(Schlagintweit and Gawlick 2009; Reolid and Gaillard 2007).

آنکوئیدهای جلبکی که از پوسته های منفذدار در اطراف یک خرده بیوکلاست تشکیل می شوند، اشکال تیپیک محیط های آرام، کم عمق و کم انرژی هستند

(Scholle and Scholle 2003). از دیگر عناصر اسکلتی مشاهده شده در این میکروفاسیس می توان به صدف گاستروپود و خرده های کرینئید اشاره نمود. این میکروفاسیس معادل با میکروفاسیس استاندارد RMF 21 (Flügel 2004) است.

باندستون لیتوتیسی

این میکروفاسیس شامل قطعات صدفهای بزرگ دوکفه ای لیتوتیس است که در ابتدای توالی های مورد نظر به صورت سنگ اهلک خاکستری تیره با لایه بندی ضخیم به ضخامت ۵ متر مشاهده شده است (شکل F-0). قابل ذکر است که لایه های لیتوتیس دار بعنوان یک سد بزرگ زیست-ساختاری^۱ در اکثر نواحی جنوب غرب ایران در فاعده سازند سورمه در پایین ترین قسمت ژوراسیک میانی شناسایی شده و بعنوان مرز زیرین این سازند با سازند نیریز در نظر گرفته می شود. حضور این موجودات ریف ساز در فاعده سازند سورمه در برش سطح الارضی کوه لار یا شاه بهرام بصورت سنگ آهک های ضخیم لایه به ضخامت ۲ متر و به رنگ خاکستری تیره و ریز دانه گزارش شده است (فرزانه و همکاران ۱۳۸۵).

وکستون تا پکستون پلوئیدی حاوی آنکوئید

مهمترین اجزاء تشکیل دهنده این میکروفاسیس پلوئید در اندازه ۳۰ تا ۵۰ میکرون با فراوانی ۲۵ درصد است که به همراه آنکوئید در ماتریکس گلی سنگ پراکنده شده اند. اندازه آنکوئیدها بسیار متغیر بوده و در اندازه های ریز تا

¹- bio-constructed

مادستون تا وکستون دارای فرامینفرهای کف زی

اجزاء تشکیل دهنده این میکروفاسیس فرامینفرهای کوچک بنتیک از نوع دخانیا، کورنوبیا، تروکولینا و نیز بیوکلاست های کوچک است که در درون ماتریکس گل آهکی پراکنده اند (شکل I-0). پراکندگی فرامینفرهای کف زی و محل پیدایش آنها بوسیله اثرات متقابل ترکیب، ورود مواد ارگانیکی و اکسیژن کنترل می شود

(Lakhdar et al. 2006). فراوانی گل آهکی نشاندهنده شرایط هیدرودینامیکی پایین و محیط کم انرژی است (Brigaud et al. 2009). این میکروفاسیس معادل با میکروفاسیس استاندارد RMF 16 (Flügel 2004) است.

پکستون پلوئیدی بیوکلستی

مهمترین دانه این میکروفاسیس پلوئیدهای ریز در اندازه ۱۴ تا ۱۸ میکرون هستند که به فراوانی بیش از ۶۰ درصد در ماتریکس گلی سنگ پراکنده اند. با توجه به اندازه بسیار ریز، شکل تخم مرغی، نداشتن فابریک درونی و نیز یکنواخت بودن سایز و شکل این پلوئیدها منشا پلت مدفوعی برای آنها در نظر گرفته می شود. بجز پلوئیدها بیوکلست های دیگر مانند کرینوتید، دوکفه ای، خار اکینوتید و استراکود در زمینه میکروفاسیس وجود دارند (شکل J-0). فراوانی بسیار زیاد پلوئید و بافت گل پشتیبان این میکروفاسیس موید رسوبگذاری آن در یک محیط محصور با انرژی پایین مانند لاگون است. این میکروفاسیس معادل با میکروفاسیس استاندارد RMF 4 معرفی شده توسط فلوگل (Flügel 2004) است.

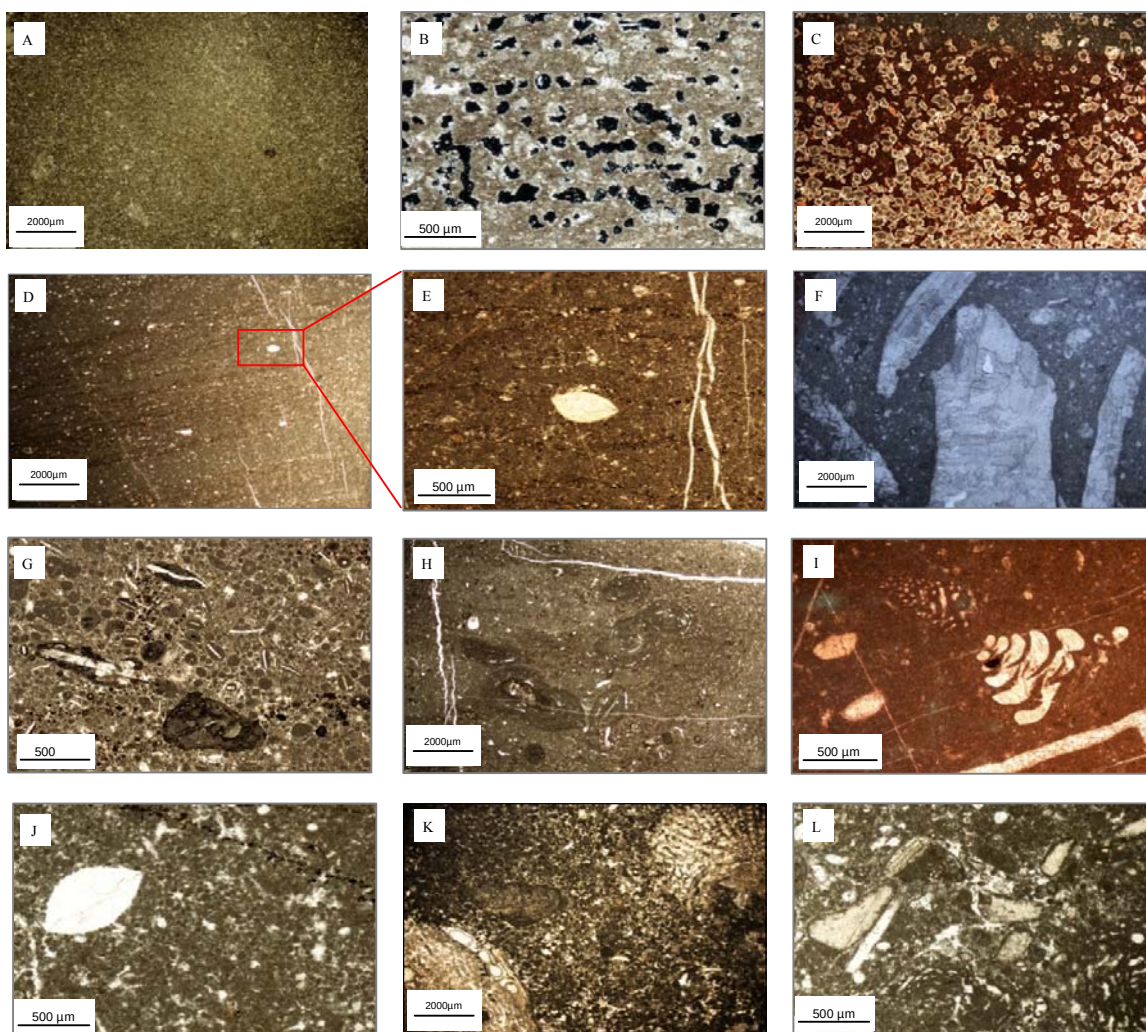
پکستون پلوئیدی حاوی استروماتوپوروتید

فراواترین جزء اصلی تشکیل دهنده این میکروفاسیس پلوئید با فراوانی حدود ۲۵ درصد، به همراه قطعات بزرگ فسیل استروماتوپوروتید است (شکل K-0). از دیگر اجزاء

موجود در این میکروفاسیس می توان اینتراکلاست های کوچک، قطعات جلبک، فرامینفرهای بنتیک، خرده های بیوکلاست مانند استراکود و خرده های کرینوتید را نام برد. لازم به ذکر است که استروماتوپوروتیدها از موجودات مهم ریف ساز در دوران پالئوزوئیک بوده اند و در آب های کم عمق و متلاطم زندگی می کردند، ولی در ژوراسیک و کرتاسه به محیط های کم انرژی تر تغییر مکان دادند (رحیم پور بناب ۱۳۸۴). در نمونه های مورد مطالعه این میکروفاسیس فقط در بخش بالایی برش دالانی مشاهده شده است. این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد RMF 20 (Flügel 2004) است که در محیط لاگون برجای گذاشته شده است.

میکروفاسیس پکستون جلبکی

اجزاء تشکیل دهنده این میکروفاسیس شامل جلبک سبز، خرده های نسبتاً بزرگ کرینوتید در اندازه ۴۰۰ تا ۶۰۰ میکرون، برشهای طولی و عرضی سوزن اسفنج، و بیوکلستهای دیگر مانند دوکفه ای، گاستروپود و استراکود است. از عناصر غیر اسکلتی موجود در این میکروفاسیس هم می توان پلوئید را نام برد (شکل L-0). وجود جلبک سبز نشانگر آبهای کم عمق است، جائیکه عمق نفوذ نور بمقدار کافی باشد تا ارگانیسم های وابسته به نور مانند جلبک سبز رشد یابند. محیط رسوبگذاری این میکروفاسیس را می توان به یک محیط کم عمق با انرژی پایین مانند لاگون نسبت داد. این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد RMF 20 (Flügel 2004) است.



شکل ۵- میکروفاسیس های محیط جزرومدی شامل: (A) دولومیت ریز بلور، (B) مادستون دارای بافت فنسترال (XPL)، (C) مادستون دولومیتی، (D) استروماتولیت، (E) نمایی بزرگتر از تصویر قبلی که به دام افتادن صدف استراکود در لابلای لامینه های استروماتولیت را نشان می دهد. میکروفاسیس های محیط رمپ درونی، لاگون شامل: (F) باندستون لیتوتیسی، (G) وکستون تا پکستون پلوئیدی حاوی آنکوئید، (H) نمایی دیگر از وکستون پلوئیدی حاوی آنکوئید، به اندازه بزرگ آنکوئیدهای جلبکی توجه ننماید. (I) مادستون تا وکستون دارای فرامینفرهای کف زی، (J) پکستون پلوئیدی یوکلستی، (K) پکستون پلوئیدی حاوی استروماتوپوروئید (L) پکستون جلبکی.

تعبیر و تفسیر

شوری بالای محیط^۲ اشاره نمود. بطور کلی فراوانی پلوئید و حضور جلبکها و ماکروفسیلهای کف زی مانند گاستروپودها، دوکفه ای ها، خرده های اکینوئید، و استروماتوپوروئید و بافت گل پشتیبان در این میکروفاسیس

لاگون منطقه ای گسترده با چرخش آب محدود و متغیر است. از ویژگیهای این جایگاه می توان به داشتن شرایط یک دریای محصور شده مانند میزان پایین تولید اکسیژن^۱ و

²- hypersaline

¹- low-oxygenation

پلاستینیس، ناتیلولاریا، خرده های کرینوئید، دوکفه ای و خار اکینوئید را نام برد. از دیگر عناصر غیر اسکلتی موجود در این میکروفاسیس می توان به کورتوئید یا دانه های پوشش دار اشاره نمود. این گریستونها عمدتاً فاقد تخلخل هستند، چراکه تمامی فضاهای موجود در بین ذرات^۵، درون ذرات^۶ و تخلخلهای قالبی^۷، توسط نسلهای مختلفی از سیمان های کلسیت اسپاری پر شده است. این میکروفاسیس معادل با میکروفاسیس استاندارد RMF 26 (Flugel 2004) است.

گریستون پلوئیدی

مهمترین و فراوانترین جزء تشکیل دهنده این میکروفاسیس ذرات پلوئید با فراوانی بیش از ۵۰ درصد است. اندازه پلوئیدها تقریباً همسان بوده و حدود ۴۰ تا ۵۰ میکرون است (شکل ۶-B). ساین یکنواخت پلوئیدها منجر به ایجاد جورشدگی بسیار خوب در این میکروفاسیس گردیده است. همچنین با توجه به مشاهده برخی ساختمانهای اولیه در پلوئیدها به نظر میرسد که این پلوئیدها در اثر میکراتی شدن دانه های کربناته قبلی حاصل شده باشند. از دیگر سازنده های اسکلتی و غیر اسکلتی می توان فرامینفر، خرده های کوچک کرینوئید، دوکفه ای، براکیوپود، اینتراکلتسهای کوچک و خار اکینوئید را نام برد. بافت دانه پشتیبان، جورشدگی و گرد شدگی خوب ذرات موجود در این میکروفاسیس، همگی موید رسوبگذاری آن در یک محیط پر انرژی مانند بخش مرکزی سد است. این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد RMF 27 (Flugel 2004) است.

ها گواه بر رسوبگذاری در محیط لاگون است. در چنین جایگاهی ساختارهای زیستی کومه ای^۱ مانند لیتوتیس ها، مرجانها و استروماتوپوروئیدها بویژه در ژوراسیک زیرین و میانی بسیار متداولند. ابعاد این ریف های کومه ای از ۱ تا ۵ متر در تغییر بوده و توسعه جانبی آنها از حدود ۱۰ متر تا بیش از ۱۰۰ متر نیز می رسد (Gaumet et al. 2005).

آثار آشفستگی زیستی در این جایگاه بسیار متداول است. لازم به ذکر است که میزان آشفستگی زیستی بسیار متغیر بوده و توسط عواملی مانند تغییر در سطح نسبی آب دریا، میزان تولید کربنات^۲، چگونگی سطح بستر^۳ و سرعت کلونی سازی در سطح بستر^۴ کنترل می گردد (Gaumet et al. 2005).

گروه میکروفاسیس های سد (رمپ میانی)

این گروه شامل سه میکروفاسیس زیر است:

گریستون پلوئیدی حاوی اینتراکلت و بیو کلاست

مهمترین اجزاء تشکیل دهنده این میکروفاسیس پلوئید با فراوانی ۳۵ درصد، اینتراکلت با فراوانی ۳۰ درصد به همراه بیو کلاستهای مختلف است. اندازه اینتراکلتسها ۰/۳ تا ۱ میلیمتر است. جورشدگی ذرات این میکروفاسیس متوسط است (شکل ۶-A). فابریک دانه پشتیبان و گرد شدگی خوب اینتراکلتسها نشان میدهد که این میکروفاسیس در یک محیط پر انرژی و از شستشوی اجزاء کربناته حاصل شده باشد. از مهمترین اجزاء اسکلتی سازنده این میکروفاسیس می توان فرامینفرهای بنتیک از نوع کورنویا

1- bio-constructed patches

2- carbonate production

3- substrate quality

4- rate of substrate colonization

5- interparticle

6- intraparticle

7- moldic porosity

پکستون تا گرینستون اینتراکلاستی

مهمترین و فراوانترین اجزاء تشکیل دهنده این میکروفاسیس اینتراکلاست ها است. اندازه آنها بین ۴۰۰ تا ۱۰۰۰ میکرون و فراوانی آنها بیش از ۵۰ درصد است (شکل C-۶). گردشگری اینتراکلاست ها بسیار خوب و جورشدهگی آنها نیز متوسط تا خوب است. انرژی بالای محیط باعث شسته شدن گل از لابلای ذرات شده است. از مهمترین فرایندهای دیاژنتیکی مشاهده شده در این میکروفاسیس می توان به تراکم فیزیکی اشاره نمود. شدت زیاد تراکم فیزیکی منجر به بهم چسبیدن اینتراکلاستها شده، بطوریکه فضای باقیمانده در بین اینتراکلاست ها بسیار کم است و در نتیجه میزان سیمانی شدن نیز در این میکروفاسیس بسیار کم شده است.

از جمله ساختهای رسوبی قابل مشاهده، می توان به ریل و لامیناسیونهای موجی و مسطح اشاره نمود. ساختهای مذکور بیشتر در قسمت فوقانی سازند سورمه مشاهده شده اند. گرینستونها در نمونه دستی برنگ خاکستری روشن تا قهوه ای روشن همراه با لکه های سفیدرنگی که سیمان کلاستی سفیدرنگ پرکننده فضای بین ذرات می باشند، مشاهده می شوند.

گروه میکروفاسیس های دریای باز (رمپ بیرونی)

این گروه شامل چهار میکروفاسیس زیر است:

پکستون تا گرینستون اینتراکلاستی حاوی کرینوئید

از مهمترین اجزاء تشکیل دهنده این میکروفاسیس اینتراکلاست در اندازه ۴۰۰ تا ۸۰۰ میکرون با فراوانی ۳۰ درصد و کرینوئید با فراوانی ۲۵ درصد است. اینتراکلاست ها از میکربیتی شدن سایر خرده های بیوکلاستی حاصل شده اند و گردشگری خوبی دارند. کرینوئیدها نیز در اندازه بزرگ مشاهده شده و اکثرا توسط سیمان هم محور رورشدی احاطه شده اند (شکل D-۶). از دیگر اجزاء موجود در این میکروفاسیس می توان صدف های رشته ای براکیوپود، جلبک سبز، کورتوئید، بربوزوئر و فرامینفرهای بنتیک را نام برد. با توجه به فراوانی اینتراکلاست و کرینوئید می توان این میکروفاسیس را در دامنه شیب دار کف بستر به سمت رمپ میانی نسبت داد. این میکروفاسیس معادل با میکروفاسیس استاندارد RMF 7 (Flugel 2004) است.

مادستون تا وکستون بیوکلاستی

مهمترین اجزاء تشکیل دهنده این میکروفاسیس برشهای طولی و عرضی سوزن اسفنج است که با فراوانی کمتر از ۱۰ درصد در متن گل آهکی پراکنده شده اند. همچنین بیوکلاست های کوچک، فرامینفرهای بنتیک و فیلامنت های مربوط به دوکفه ای های پلاژیک از دیگر اجزاء قابل مشاهده در این میکروفاسیس است (شکل E-۶). فراوانی گل کربناته نشانگر رسوبگذاری در محیطی با انرژی پایین است. همچنین فقدان آثار آشفتهگی زیستی دلالت بر کمبود

تعبیر و تفسیر

بافت گرینستون، وجود دانه هایی مانند اینتراکلاست، دانه های پوشش دار و جورشدهگی نسبتا خوب، حاکی از تشکیل در یک محیط پر انرژی مانند سد است (Flugel 2004; Reolid et al. 2007). وجود آشفتهگی زیستی و حضور فوناهای بنتیک مانند دوکفه ای، اکینوئید و کرینوئید شرایط شوری نرمال و میزان تولید اکسیژن نرمال^۱ را نشان می دهد (Brigaud et al. 2009).

^۱ - normal oxygenation

تعبیر و تفسیر

از ویژگیهای مهم جایگاه رمپ بیرونی وجود مخلوطی از فسیل های بنتیک و پلاژیک است که در نمونه های مورد مطالعه مشاهده شده است. از فسیلهای بنتیک موجود در این میکروفاسیس ها می توان به کرینئید، بریوزوئر، جلبک سبز، استراکود، دوکفه ای و فرامینیفرهای کوچک از نوع دخانیا، تروکولینا و تکستولاریا اشاره نمود. همچنین از فسیلهای پلاژیک موجود در این محیط می توان از فراوانی سوزن های اسفنج به همراه دوکفه ای های پلاژیک مانند پوزیدونیا نام برد. از اجزاء غیر اسکلتی موجود در چنین محیط هایی می توان به پلوئیدها، ائیدهای جابجا شده، اینتراکست ها، آنکوئیدها و به مقدار کمتر دانه های پوشش دار اشاره نمود (Flugel 2004).

مدل رسوبی سازند سورمه

با توجه به تنوع میکروفاسیس ها و دسته بندی آنها و با توجه به مدل های ارائه شده توسط فلوگل و ویلسون (Wilson 1975; Flugel 2004) همچنین با توجه به مطالعات پیشین سازند سورمه (محمودی ۱۳۸۵، فرزانه و همکاران ۱۳۸۵ و Gaumet et al. 2005)، مدل رسوبی این سازند در برش مورد مطالعه یک رمپ کربناته با شیب ملایم تفسیر شده است (شکل ۷). فقدان رخساره های ریفی گسترده، فقدان ساختارهای ریزشی و لغزشی، وجود ریف های کومه ای، گسترش میکروفاسیس های پلوئیدی، نبود میکروفاسیس های کربناته دوباره نهشته شده و گسترش پهنه های جزرومدی و لاگونی تأیید کننده ته نشست این توالی کربناته بر روی یک پلت فرم کربناته از نوع رمپ است. بررسی میکروفاسیس های سازند سورمه نشان می دهد که گسترش نهشته های این سازند در محیط لاگونی بیشتر از سایر محیط ها است (شکل ۳).

میزان تولید اکسیژن دارد. این میکروفاسیس معادل با میکروفاسیس استاندارد RMF 2 (Flugel 2004) است.

فلوتستون بریوزوئر دار

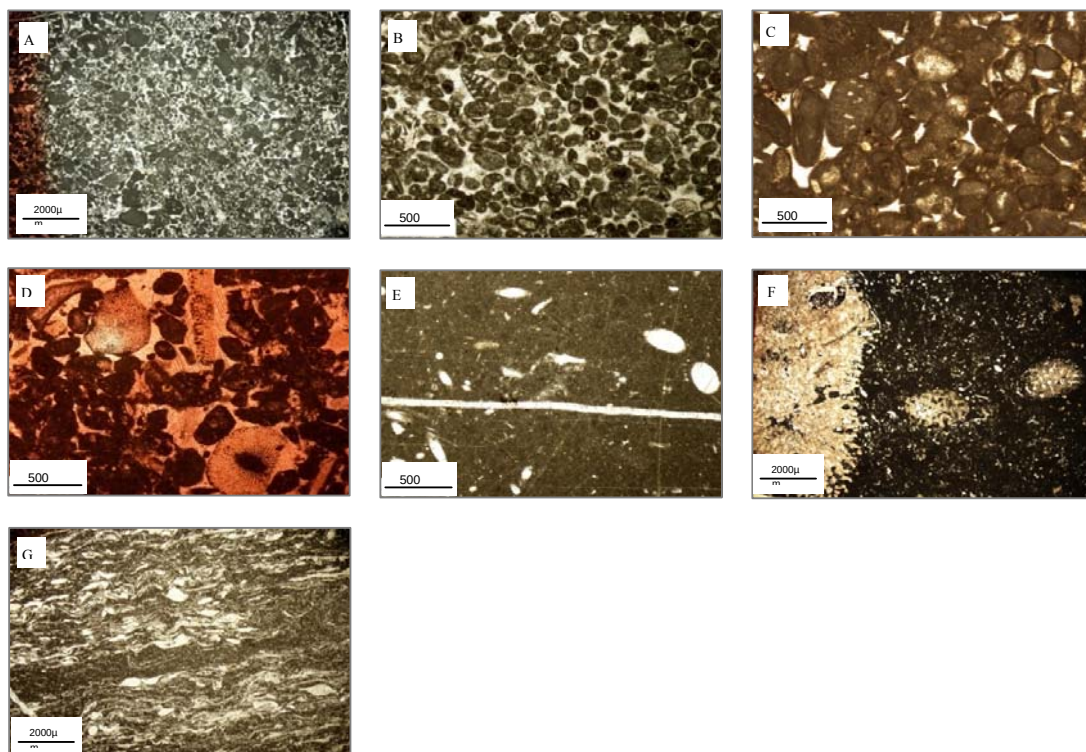
اجزاء اصلی تشکیل دهنده این میکروفاسیس قطعات بزرگ بریوزوئر به اندازه ۳ میلیمتر تا ۱ سانتیمتر است که فقط در قسمت بالای برش دالانی مشاهده می شوند (شکل F-۶). از دیگر عناصر اسکلتی و غیر اسکلتی در این میکروفاسیس میتوان به پلوئید، خرده های کرینئید، براکیوپود و فرامینیفرهای بنتیک اشاره نمود که دارای آثار باروینگ هستند. این میکروفاسیس معادل با میکروفاسیس استاندارد RMF 15 (Flugel 2004) است.

پکستون پوزیدونیا دار

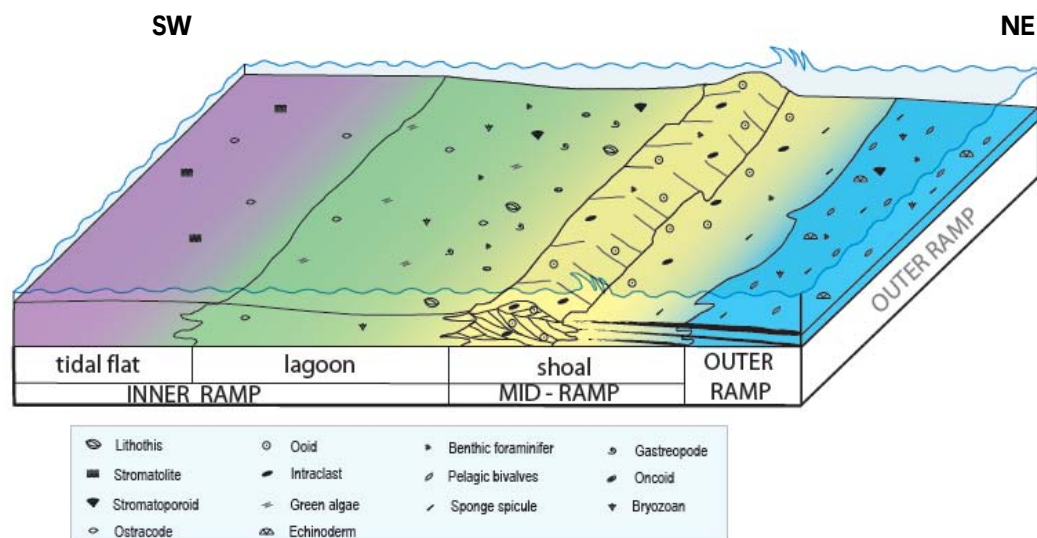
از ویژگیهای قابل ذکر در این میکروفاسیس مخلوط ماکروفسیلهای پلاژیک مانند پوزیدونیا و میکروفسیلهای بنتیک مانند کورنوبیا و دخانیا است که همراه با خرده های اسکلتی کوچک قابل مشاهده اند. برخی نمونه ها به میزان زیادی تحت تاثیر فرایندهای تراکم فیزیکی قرار گرفته اند (شکل G-۶). تراکم بالای پوسته های این فسیلها حاکی از رسوبگذاری دسته جمعی^۱ پوسته های دوکفه ای های پلاژیک (پوزیدونیا) در کف دریا در طی یک زمان کوتاه است (Flugel 2004).

این میکروفاسیس در زیر خط اثر امواج طوفانی و محیط کم انرژی یعنی جائیکه رسوبگذاری عمدتاً توسط ته نشست های رسوبات ریزدانه مانند رسها و گل های کربناته صورت می گیرد، مشاهده می شود. این میکروفاسیس در توالی های مورد مطالعه در بخش میانی توالی مشاهده شده است و معادل با میکروفاسیس استاندارد RMF 3 (Flugel 2004) است.

^۱ - gregarious deposition



شکل ۶- میکروفاسیس های محیط رمپ میانی شامل: (A) گرینستون پلوئیدی حاوی اینتراکلاست و بیوکلاست (B) گرینستون پلوئیدی (C) پکستون تا گرینستون اینتراکلاستی، میکروفاسیس های محیط رمپ بیرونی شامل: (D) پکستون تا گرینستون اینتراکلاستی حاوی کرینوئید (E) مادستون تا وکستون بیوکلاستی که حاوی برشهای طولی و عرضی سوزن های اسفنج می باشد (F) فلوتستون بریوزوئر دار (G) پکستون پوزیدونیا دار.



شکل ۷- مدل رسوبی پیشنهادی برای نهشته های سازند سورمه در برش دالانی.

آنالیز عنصری

که تحت تأثیر این آب‌ها قرار می‌گیرند باعث کاهش استرانسیوم در این کربنات‌ها می‌شود.

میزان استرانسیوم در سنگ آهک‌های سازند سورمه بین ۸۱۴ تا ۲۸۷۲ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۴۸۳ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند. میزان بالای استرانسیوم در این کربنات‌ها نشان‌دهنده ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی نمونه‌های مورد مطالعه است. در تایید این مطلب، محدوده نمونه‌های مورد مطالعه با محدوده‌های مربوط به نمونه‌های سازندهای سورمه فوقانی (محمودی ۱۳۸۵)، فهلیان

(Adabi et al. 2010) و ایلام (Adabi and Asadi 2008) مقایسه شده است (A-9).

همچنین ترسیم مقادیر Sr در مقابل محیط‌های مختلف شناسایی شده در سازند سورمه (شکل A-۱۰) نشان می‌دهد که مقادیر Sr در محیط جزرومدی از ۸۶۲ تا ۲۸۷۲ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۹۵۲ پی‌پی‌ام)، در محیط لاگون از ۸۰۶ تا ۲۷۵۸ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۴۸۷ پی‌پی‌ام)، در محیط سد ۱۱۶۰ پی‌پی‌ام و در محیط دریای باز از ۸۱۴ تا ۱۵۳۸ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۱۸۸ پی‌پی‌ام) در تغییر است. ترسیم این نمودار افزایش نسبتاً زیاد میزان Sr در محیط‌های لاگونی و جزرومدی را به نسبت محیط‌های دریای باز و سد نشان می‌دهد. این مساله به کانی شناسی غالب آراگونیتی متشکله‌های موجود در این محیط‌ها نسبت داده می‌شود (Winefield et al. 1996).

سدیم (Na): میزان سدیم در سازند سورمه بین ۷۰۹ تا ۱۲۸۸ پی‌پی‌ام (میانگین ۹۹۴ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند. میزان بالای سدیم در کربنات‌های سازند سورمه به بالا بودن شوری محیط قدیمه نسبت داده می‌شود (Land and Hoops 1973).

مطالعات مختلف نشان می‌دهد که کانی‌های کربناته با تغییرات دما، میزان عناصر کلسیم و منیزیم در محلول، درجه شوری و فشار گاز کربنیک تغییر می‌کنند (Morse and Mackenzie 1990). بر این اساس آراگونیت و کلسیت پرمینیزیم در آب‌های کم عمق تشکیل می‌شوند، زیرا رشد کلسیت با منیزیم کم، توسط یونهای منیزیم موجود در آب‌های گرم متوقف می‌گردد. با افزایش عمق، میزان کلسیت کم منیزیم افزایش می‌یابد

(Morse and Mackenzie 1990). با توجه به اینکه اغلب کربناتهای قدیمی تحت تأثیر فرایندهای دیاژنز تدفینی و متاوریک قرار گرفته اند، اغلب به کانی پایدار کلسیت کم منیزیم تبدیل گردیده اند. مطالعات پژوهشگران نشان داده است که با استفاده از تغییرات عناصر فرعی بویژه نسبتهای Sr/Na و ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن میتوان ترکیب کانی شناسی اولیه آنها را تشخیص داد (Winefield et al. 1996).

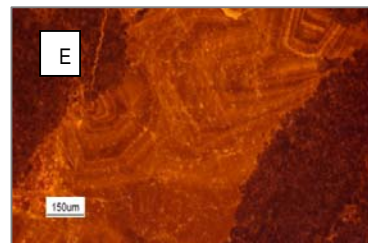
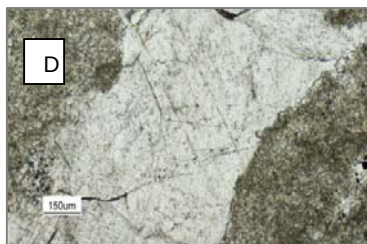
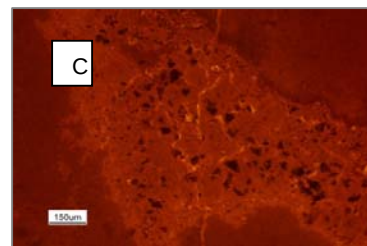
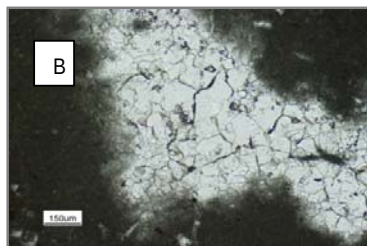
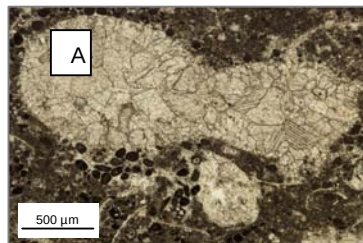
به منظور تعیین کانی شناسی اولیه کربناتهای سازند سورمه تعداد ۲۷ عدد از میکروفاسیس‌های مادستون و وکستون انتخاب و مورد انجام آنالیز عنصری و ایزوتوپی قرار گرفتند. (جدول ۱).

استرانسیوم (Sr): مقدار استرانسیوم با افزایش میزان آراگونیت افزایش و با افزایش میزان کلسیت کاهش می‌یابد. فراوانی استرانسیوم همچنین با افزایش دمای آب دریا ارتباط مستقیم دارد (Morse and Mackenzie 1990). تمرکز استرانسیوم در کلسیت دیاژنتیک عمدتاً به ترکیب کانی شناسی اولیه و میزان استرانسیوم در محلول‌های دیاژنتیکی بستگی دارد. در آب‌های متاوریک استرانسیوم از میزان کمی برخوردار است و در نتیجه در کربنات‌هایی

MICRITIC SAMPLES (DALANI SECTION)								
	Sample No.	Depositional Environment	Mg (%)	Ca (%)	Na (ppm)	Sr (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)
1	B3	Tidal	1.17	37.9	1079	862	88	26
2	A31	Lagoon	1.03	38	1134	846	190	64
3	A33	Lagoon	2.07	36.5	886	952	154	100
4	A37	Lagoon	4	33.7	1007	806	88	38
5	A55	Lagoon	1.7	36.9	709	826	106	132
6	A116	Lagoon	1.56	37.1	1201	1648	206	32
7	A60	Lagoon	1.26	37.6	1075	998	124	108
8	A62	Open marine	1.6	37.3	945	814	132	160
9	A73	Open marine	1.19	37.7	1185	1180	242	158
10	A79	Open marine	1.17	37.8	864	1092	162	202
11	A90	Open marine	1.81	36.9	905	1538	120	56
12	A92	Open marine	1.3	37.5	1176	1232	104	78
13	A102	Tidal	1.59	37.2	798	1426	132	26
14	A114	Tidal	1.03	37.9	1288	2108	130	28
15	A122	Tidal	1.06	37.9	1200	2872	138	22
16	A124	Lagoon	1.24	37.6	807	2758	110	28
17	A125	Lagoon	1.44	37.3	1150	2254	128	34
18	A127	Tidal	2.2	36.3	1196	2494	202	20
19	A128	Lagoon	1.43	37.3	869	1882	126	24
20	A129	Lagoon	1.54	37.2	949	2058	164	20
21	A130	Lagoon	1.48	37.3	845	1558	162	26
22	A135	Lagoon	1.44	37.4	1112	1730	142	22
23	A169	Lagoon	1.18	37.7	867	1306	138	22
24	A174	Open marine	0.94	38	981	1308	110	18
25	A187	Shoal	1.28	37.6	858	1160	116	16
26	A191	Lagoon	1.27	37.5	905	1190	144	16
27	A194	Open marine	1.41	37.4	868	1150	158	20

		DALANI SECTION			
		Sample No.	Formation	$\delta^{13}\text{C(PDB)}$	$\delta^{18}\text{O(PDB)}$
MICRITE SAMPLES	1	A33	Surmeh	0.53	-4.18
	2	A57	Surmeh	2.88	-3.93
	3	A73	Surmeh	1.82	-3.37
	4	A90	Surmeh	1.7	-2.98
	5	A92	Surmeh	1.53	-3.44
	6	A102	Surmeh	1.36	-3.31
	7	A114	Surmeh	0.74	-2.56
	8	A122	Surmeh	0.91	-3.13
	9	A124	Surmeh	0.99	-3.14
	10	A127	Surmeh	1.8	-2.76
	11	A187	Surmeh	2.85	-3.49
	12	A191	Surmeh	2.74	-3.41
CEMENT SAMPLES	13	A62	Surmeh	-3.3	-7.19
	14	A65	Surmeh	-3.52	-7.56

جدول ۱- تغییرات عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپ اکسیژن و کربن در سنگهای آهکی سازند سورمه برش دالانی



شکل ۸- (A) سیمان کلسیتی دروزی پر کننده حفره ، اندازه بلورها از حاشیه حفره به سمت مرکز افزایش می یابد، PPL، (B) سیمان کلسیتی هم بعد پر کننده حفره، PPL، (C) تصویر قبلی در کاند، لومینسانس به رنگ نارنجی است که نشان دهنده منشا متئوریکی سیمان است، (D) سیمان کلسیتی پر کننده رگه، PPL، (E) تصویر قبلی در کاند، لومینسانس به رنگ نارنجی است که نشان دهنده منشا متئوریکی سیمان است، زون بندی بلورهای کلسیت حاکی از تغییر در ترکیب شیمیایی سیال است.

رسوبات آراگونیتی عهد حاضر کمتر از ۲۰ پی پی ام اما در رسوبات کلسیتی عهد حاضر این مقدار به بیش از ۳۰۰ پی پی ام میرسد، می توان چنین نتیجه گرفت که تمرکز منگنز

منگنز (Mn): میزان منگنز در نمونه های سازند سورمه بین ۱۶ و ۲۰۲ پی پی ام (میانگین ۵۵ پی پی ام) اندازه گیری شده است (شکل B-۹). با توجه به اینکه مقدار منگنز در

به ترکیب کانی شناسی کربنات وابسته است. لذا پایین بودن مقدار تمرکز این عنصر در نمونه های مورد مطالعه را می توان به ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی سازند منسوب دانست.

همچنین ترسیم مقادیر Mn در مقابل محیط های مختلف شناسایی شده در سازند سورمه (شکل B-۱۰) نشان می دهد که مقادیر Mn در محیط جزرومدی از ۲۰ تا ۲۸ پی پی ام (میانگین ۲۵ پی پی ام)، در محیط لاگون از ۱۶ تا ۱۳۲ پی پی ام (میانگین ۴۷ پی پی ام)، در محیط سد ۱۶ پی پی ام و در محیط دریای باز از ۱۸ تا ۲۰۲ پی پی ام (میانگین ۹۹ پی پی ام) در تغییر است. ترسیم این نمودار افزایش نسبتا زیاد میزان Mn در محیط دریای باز را به نسبت سایر محیط ها نشان می دهد. افزایش نسبتا زیاد Mn در محیط دریای باز به فراوانی اسکلتی با ترکیبات کلسیت پرمیزیم نظیر قطعات کریونئیدی و نیز شرایط احیایی موجود در این محیط نسبت داده می شود (Winefield et al. 1996).

نسبت استرانسیوم به کلسیم (Sr/Ca): از روی نمودار Sr/Ca ۱۰۰۰ بر حسب Mn روند دیاژنز در سیستم های باز و بسته تعیین می شود. برند و وایزر (Brand and Veizer 1980) محدوده هایی برای روندهای دیاژنتیکی آراگونیت، کلسیت پرمیزیم و کلسیت کم میزیم در این نمودار مشخص کرده اند (شکل C-۹). زیاد بودن تبادلات آب به سنگ^۱ در سیستم های دیاژنتیکی باز باعث کاهش نسبت استرانسیوم به کلسیم و افزایش مقادیر منگنز می شود. درحالی که پایین بودن این تبادلات در سیستم های دیاژنتیکی بسته و نیمه بسته^۲ باعث می شود که مقادیر

Sr/Ca در فازهای دیاژنری تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه نداشته باشد. به طور کلی کاهش منگنز در کلسیت دیاژنتیکی نمایانگر بسته بودن سیستم دیاژنتیکی است. در نمونه های کربناته سازند سورمه، بالا بودن مقادیر Sr/Ca و نیز مقادیر نسبتا پایین منگنز (میانگین ۵۵ پی پی ام)، حاکی از این است که این نمونه ها تحت تأثیر دیاژنز متاوریک در یک محیط بسته تا نیمه بسته دیاژنتیکی قرار گرفته اند (شکل C-۹). از شواهد پتروگرافی نیز، فراوانی سیمانهای کلسیتی پر کننده حفره و رگه مانند سیمان دروزی (شکل A-۸)، و سیمانهای هم بعد و بلوکی با لومینسانس نارنجی (شکلهای A-B, C, D, E) تاییدی بر تأثیر بیشتر دیاژنز متاوریکی نسبت به دیاژنز تدفینی در نمونه های مورد مطالعه است.

همچنین بسته بودن سیستم دیاژنتیکی را نیز می توان بر اساس تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل Mn تعیین نمود. در این شکل روندهای پایدار دیاژنتیکی برای ترکیبات کلسیت کم میزیم (LMC)، کلسیت با میزیم بالا (HMC) و آراگونیت (A)، متشکلهای عهد حاضر (R) و محدوده های آهکی بارلینگتون (Burlington) می سی سی پی در ایالت آمریکا (CM) و آهک های ریدبی (Readbay) سیلورین در کانادا (CS) نشان داده شده است

(Brand and Veizer 1981). توزیع نمونه های سازند سورمه در این نمودار تاییدی بر بسته تا نیمه بسته بودن سیستم دیاژنتیکی است (شکل D-۹).

مطالعات ایزوتوپی

استفاده از ایزوتوپ های پایدار به ویژه ایزوتوپ های کربن و اکسیژن اطلاعات با ارزشی در زمینه دمای محیط رسوب گذاری، دمای دیاژنتیکی، روند دیاژنز در محیط های

¹- water-rock interaction

²- closed and semi-closed diagenetic system

تعیین دمای قدیمه تشکیل کربنات‌ها یکی از کاربردهای مهم ایزوتوپ اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) است (Morse and Mackenzie 1990; Kasting, et al. 2006). برای تعیین دمای آبی که کلسیت در آن نهشته شده از نمونه‌ای با سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ با حداقل میزان دگرسانی (حداقل مقدار آهن و منگنز و حداکثر مقدار سدیم و استرانسیوم) و از معادله اندرسون و آرتور (۱۹۸۳) استفاده شده است.

$$T^{\circ}\text{C} = 16 - 4.14(\delta_c - \delta_w) + 0.13(\delta_c - \delta_w)^2$$

T: دما بر حسب درجه سانتی گراد

δ_c : مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ محاسبه شده در کلسیت بر حسب PDB توسط دستگاه اسپکترومتر جرمی

δ_w : مقدار ایزوتوپ اکسیژن آب دریا در زمان تشکیل

کلسیت بر حسب SMOW

با استفاده از سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در نمونه های میکرایتی مورد مطالعه (۲/۵۶‰ PDB) و با در نظر گرفتن مقدار δ_w برای دریای ژوراسیک معادل SMOW ۱/۲‰ (Al-Aasm et al. 1995)، درجه حرارت آب در زمان تشکیل سنگ های آهکی سازند سورمه ۲۱/۸ درجه سانتی گراد تعیین شده است. درجه حرارت بدست آمده نشان می‌دهد که رسوبات سازند سورمه در یک محیط دریایی کم عمق نیمه حاره ای با کانی شناسی اولیه آراگونیتی مشابه با کربناتهای هلوسن در خلیج فارس نهشته شده است. لازم به ذکر است که این درجه حرارت با موقعیت عرض جغرافیایی دیرینه سازند سورمه در زمان ژوراسیک (۲۰-۲۵ درجه عرض شمالی، Scotese et al. 1999) هم خوانی دارد.

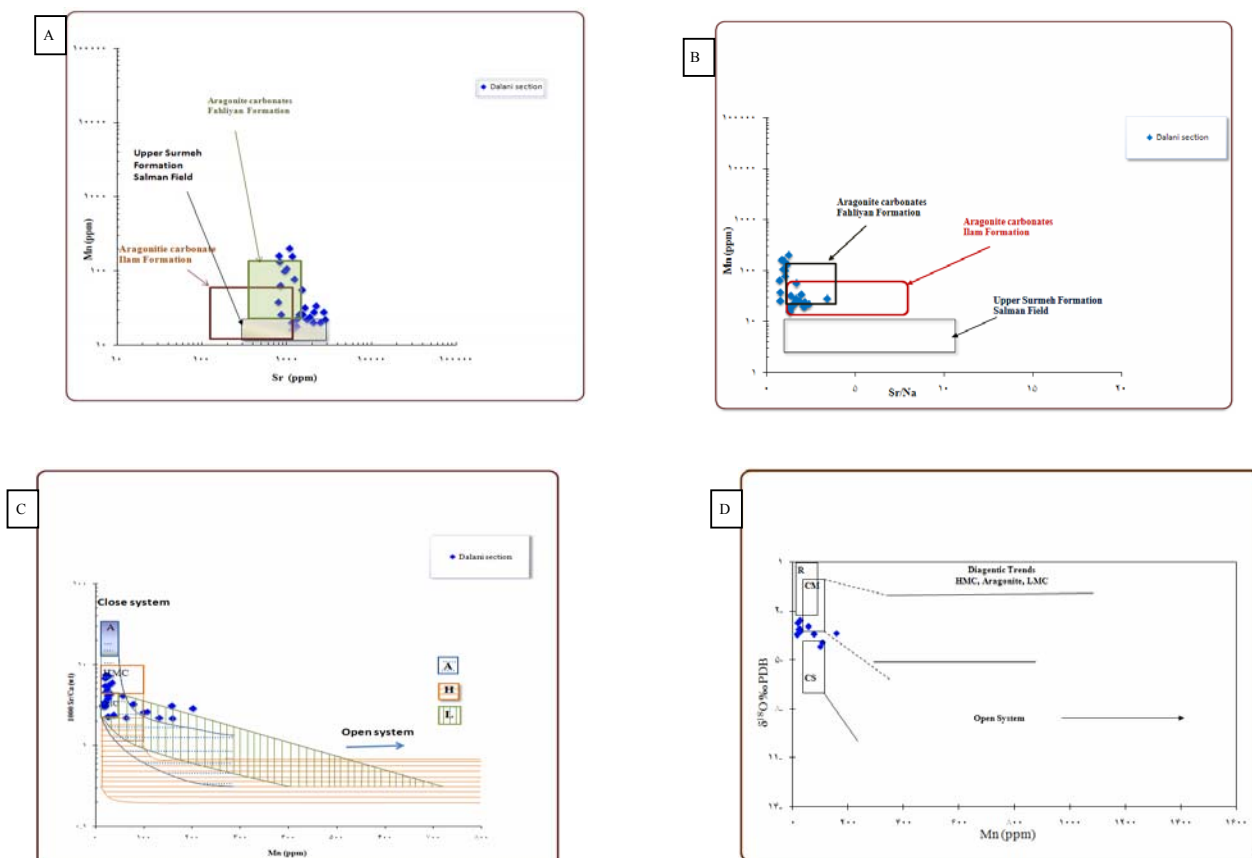
دیاژنتیکی، تفکیک کربنات‌ها در نواحی مختلف (Marshall 1992) و شوری را ارائه می‌دهد. همچنین تغییرات ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن در مقابل عناصر فرعی مانند استرانسیوم، سدیم و منگنز، ترکیب کانی شناسی اولیه را مشخص می‌کند.

مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در سنگ آهک‌های سازند سورمه بین ۲/۵۶‰ PDB تا ۴/۱۸‰ PDB (میانگین ۳/۳۰‰) تغییر می‌کند، و مقادیر ایزوتوپ کربن بین ۰/۵۳‰ PDB تا ۲/۸۸‰ PDB (میانگین ۱/۶۵‰) در نوسان است. در شکل ۱۱ داده های ایزوتوپی نمونه های مورد مطالعه با کربنات‌های آراگونیتی سازند ایلام (Adabi and Asadi 2008)، کربنات‌های آراگونیتی سازند فهلان (Adabi et al. 2010)، محدوده سنگهای کربناته سازند عرب (معادل سازند سورمه فوقانی میدان قوار عربستان (Swart et al. 2005) و نیز محدوده سنگ آهکهای سازند سورمه در میدان سلمان خلیج فارس (محمودی ۱۳۸۵) به منظور مقایسه ترسیم شده است. با توجه به شکل ۱۱ نمونه‌های میکرایتی سازند سورمه به دلیل اینکه در حالت تعادل ایزوتوپی با آبهای دیاژنتیکی غیردریایی می‌باشند، از محدوده نمونه های کل کربناته مناطق حاره ای عهدحاضر فاصله گرفته‌اند. از آنجایی که آبهای متاوریکی ساحلی در مناطق حاره ای و نیمه حاره ای از نظر ایزوتوپ اکسیژن حدود ۲ تا ۳‰ سبکتر از آبهای دریایی است

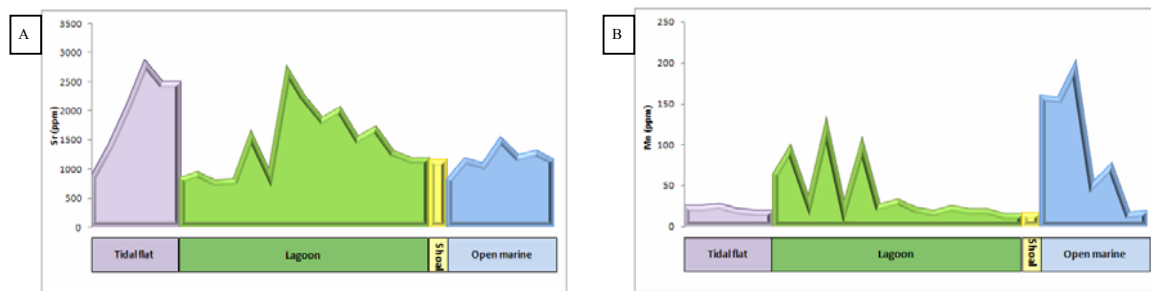
(Anderson and Arthur 1983)، لذا بنظر می‌رسد که

کربناتهای سازند سورمه تحت تاثیر دیاژنز متاوریکی فریاتیک واقع شده‌اند.

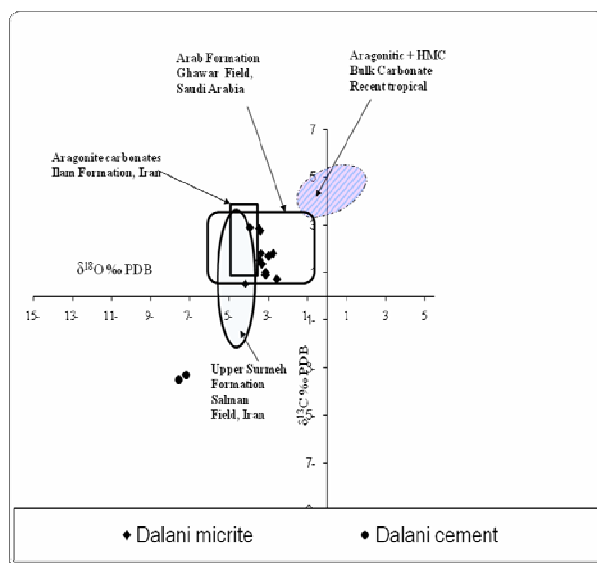
محاسبه دمای تشکیل سنگ آهک



شکل ۹- (A) ترسیم مقادیر منگنز در مقابل استرانسیوم. در این شکل محدوده سازند سورمه با محدوده‌های ارائه شده برای سنگ‌های آهکی سازند ایلام (Adabi and Asadi 2008)، سازند فهلیان (Adabi et al 2010) و سازند سورمه فوقانی (محمودی ۱۳۸۵) مقایسه شده است. (B) تغییرات Sr/Na در برابر Mn در سنگ‌های کربناته سازند سورمه که با محدوده‌های مشابه نمودار A مقایسه شده است. قابل توجه است که اکثر نمونه‌های سازند سورمه در محدوده‌های آراگونیتی سازندهای ایلام، فهلیان و سورمه فوقانی قرار گرفته است که این مساله حاکی از تشابه کانی شناسی اولیه آنهاست. (C) ترسیم مقادیر Mn در مقابل Sr/Ca برای نمونه‌های آهکی سازند سورمه. با توجه به محدوده‌های ترسیم شده توسط برند و وایزر (Brand and Veizer 1980) برای روند دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC)، نمونه‌های آهکی سازند سورمه تحت تأثیر دیاژنز متاوریک در یک محیط بسته تا نیمه بسته دیاژنتیکی قرار گرفته‌اند. (D) تغییرات Mn در برابر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸. در این شکل روندهای دیاژنتیکی برای ترکیبات LMC, HMC, A، متشکله‌های عهد حاضر (R)، محدوده‌های بارلینگتون می سی سی پی (CM) و آهکهای ردبی (Readbay) سیلورین (CS) در کانادا نشان داده شده است (Brand and Veizer 1981). توزیع نمونه‌های سازند سورمه تاییدی بر بسته بودن سیستم دیاژنتیکی است.



شکل ۱۰- (A) ترسیم مقادیر Sr در مقابل محیط های شناسایی شده در سازند سورمه. افزایش مقادیر Sr در محیط رمپ درونی و کاهش آن در محیط رمپ بیرونی نشان داده شده است. (B) ترسیم مقادیر Mn در مقابل محیط های مختلف سازند سورمه نمایانگر این است که میکروفاسیس های دریای باز به دلیل شرایط احيایی دارای مگنیز بیشتری نسبت به سایر محیط ها می باشند.



شکل ۱۱- تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در مقابل ایزوتوپ کربن در نمونه های آهکی سازند سورمه. در این شکل محدوده های ایزوتوپی نمونه های کل کربناته عهد حاضر مناطق حاره ای (Milliman and Muller 1977)، نواحی معتدله تاسمانیا و زلاندنو (Rao and Nelson 1992)، نواحی قطبی (Adabi 1996)، کربنات های آراگونیتی سازند ایلام (Adabi and Asadi, 2008)، کربنات های آراگونیتی سازند فهلان (Adabi et al 2010)، محدوده سنگهای کربناته سازند عرب (معادل

سازند سورمه فوقانی) میدان قوار عربستان (Swart et al 2005) و نیز محدوده آهکهای سازند سورمه مربوط به میدان سلمان در خلیج فارس (محمودی ۱۳۸۵) به منظور مقایسه ترسیم شده است. توجه شود که نمونه های میکرایتی سازند سورمه به دلیل ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی، در محدوده آهکهای سازند سورمه میدان سلمان و نیز در نزدیکی محدوده کربنات های آراگونیتی سازندهای فهلان و ایلام قرار گرفته اند. همچنین با توجه به تغییرات بسیار اندک ایزوتوپ اکسیژن و تغییرات بیشتر ایزوتوپ کربن، این نمونه ها بیشتر تحت تأثیر دیاژنز متاوریک قرار گرفته اند. توجه شود که دو نمونه مربوط به سیمان های کلسیتی پر کننده رگه در مقطع مورد مطالعه از نظر مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن بسیار سبک شده و در قسمت پایینی نمودار قرار گرفته اند. این سبک شدگی نشان دهنده تأثیر بیشتر دیاژنز متاوریکی است.

نتیجه گیری

ارزیابی نتایج و شواهد ارائه شده بیانگر آن است که سازند سورمه دارای یک کانی شناسی اولیه آراگونیتی است که تحت تأثیر دیاژنز متاوریکی در یک سیستم بسته تا نیمه بسته دیاژنتیکی فرار گرفته اند.

بررسی میکروفاسیس ها و دسته بندی آنها نشان دهنده این است که رسوبات سازند سورمه در یک محیط رمپ کربناته با شیب ملایم و در ۴ کمرند رخساره ای پهنه جزر و مدی، لاگون، سد و دریای باز نهشته شده اند. همچنین مطالعه میکروفاسیس ها نشان می دهد که بطور کلی نهشته های این سازند در محیط لاگونی با شرایط نرمال دریایی گسترش بیشتری نسبت به سایر محیط ها داشته اند.

تمرکز Sr در میکروفاسیس های لاگونی و جزرومدی بیشتر از محیط سد و دریای باز و بالعکس تمرکز Mn در محیط دریای باز بیشتر از سایر محیط ها است. افزایش تمرکز Mn در محیط دریای باز به فراوانی اسکلتیهای با ترکیبات کلسیت پرمینیزیم نظیر قطعات کربنئیدی و نیز شرایط احيایي موجود در این محیط نسبت داده می شود. درحالیکه افزایش نسبتا زیاد Sr در محیطهای لاگون و جزرومدی به کانی شناسی غالب آراگونیتی متشکله های موجود در این محیط ها نسبت داده می شود.

درجه حرارت آب در زمان تشکیل سنگ های آهکی سازند سورمه با استفاده از سنگین ترین ایزوتوپ اکسیژن در نمونه های میکرایتی، ۲۱/۸ درجه سانتیگراد محاسبه شده است.

منابع

۱- رحیم پورناب، ح.، ۱۳۸۴، سنگ شناسی کربناته، ارتباط دیاژنز و تکامل تخلخل، انتشارات دانشگاه تهران، ۴۸۷ صفحه.

۲- فرزانه، ف.، آریافر، ب.، و.م. یآوری، ۱۳۸۵، میکروفاسیس ها، محیط های رسوبی و چینه نگاری سکانشی نهشته های ژوراسیک میانی-فوفانی (سازندهای سورمه و هیت) در قسمتی از ناحیه دزفول جنوبی و زون ایزه، شرکت ملی نفت ایران، اداره زمین شناسی سطح الارضی، گزارش زمین شناسی شماره ۲۰۴۸، ۱۵۲ صفحه.

۳- محمودی، ل.، ۱۳۸۵، دیاژنز و محیط رسوبی سازند سورمه فوفانی (سازند عرب) در میدان نفتی سلمان واقع در بخش مرکزی خلیج فارس: پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۵۴ ص.

۴- مطیعی، ه.، ۱۳۸۲، زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس، وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، کتاب شماره ۸۴، ۵۸۳ صفحه.

5- Adabi, M.H., 1996, Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and Tasmania, Ph.D. thesis (Unpub.), University of Tasmania, Australia: 470p.

6- Adabi, M.H., 2009, Multistage dolomitization of upper Jurassic Mozduran Formation. Kopet-Dagh Basin, N.E. Iran, Carbonates and Evaporites, v.24, No.1, p. 16-32.

7- Adabi M.H., and E. Asadi Mehmandosti, 2008, Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S.W. Iran. Asian Earth Sciences Journal of Asian Earth Sciences, v. 33, p. 267-277.

8- Adabi, M.H., M.A. Salehi and A. Ghabeishavi, 2010, Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran, Journal of Asian Earth Sciences v. 39, p.148-160.

9- Al-Aasm I.S., M. Coniglio, A. Desrochers, 1995, Formation of complex fibrous calcite veins

- 16- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 1, p. 108–121.
- 17- Flugel, E., 2004, Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. Springer Verlag, Berlin, 976p.
- 18- Gaumet, F., F. Van Buchem, D. Baghbani, F. Keyvani, R. Ashrafzadeh, H. Bahrami, and H. Assilian, 2005, Sequence stratigraphy of the Jurassic and Lower Cretaceous in the Dezful Embayment (Southwest Iran), NIOC-IFP joint research project, Geological Report 2139, 79p.
- 19- Kasting, J.F., M.T. Howard, K. Wallmann, J. Veizer, G. Shield, and J. Jaffrés, 2006, Paleoclimates, ocean depth, and the oxygen isotopic composition of seawater: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, Issue 18, Supplement 1, p. A307.
- 20- Lakhdar, R., M. Soussi, M. Ben Ismail, and A. Rabet, 2006, A Mediterranean Holocene coastal lagoon under arid Boujmel SE Tunisia, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.241, p. 177-191.
- 21- Land, L.S., and G.H. Hoops, 1973, Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions *Sedimentary Petrology*, v. 43, p. 614-617.
- 22- Marfil, R., M.A. Caja, M. Tsige, I.S. Al-Aasm, T. Martín-Crespo, R. Salas, 2005, Carbonate-cemented stylolites and fractures in the Upper Jurassic limestones of the Eastern Iberian Range, Spain: A record of palaeofluids composition and thermal history, *Sedimentary Geology*, v.178, Issues 3-4, p. 237-257.
- in Upper Triassic strata of Wrangelia Terrain. British Columbia, Canada, *Sedimentary Geology*, v. 100, p. 83-95.
- 10- Alsharhan, A.S., and C.G.St.C. Kendall, 2002, Holocene carbonate/evaporates of Abu Dhabi and their Jurassic ancient analogues. In: *Sabkha Ecosystems*, Barth & Boer (Eds), Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, p.187-202.
- 11- Anderson T.F., and M.A. Arthur, 1983, Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. In: M.A. Arthur, T.F. Anderson, I.R. Kaplan, J. Veizer, L.S. Land (Eds.), *Stable isotopes in sedimentary geology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course v.10, p. 1-151.
- 12- Brand U., and J. Veizer, 1980, Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system-I: Trace elements: *Journal of Sedimentary Petrology*. V. 50, p. 1219-1236.
- 13- Brand, U., and J. Veizer, 1981, Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-II: Stable Isotopes: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, p. 987-997.
- 14- Brigaud, B., C. Durllet, J.F. Deconinck, B. Vincent, E. Pucéat, J. Thierry, and A. Trouiller, 2009. Facies and climate/environmental changes recorded on a carbonate ramp: A sedimentological and geochemical approach on Middle Jurassic carbonates (Paris Basin, France), *Sedimentary Geology*, v. 222, p. 181–206.
- 15- Brown, K.M., S. Golubic, and L. Seong-Joo, 2000, Shallow marine microbial carbonate deposits, In: Riding, R.E and Awramik, S.M. (Eds.) *Microbial Sediments*. Springer, p.233-249.

rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis: AAPG Memoir No.77., 474 pp.

31- Scotese, C.R., A.J. Boucot, and W.S. McKerrrow, 1999, Gondwanan Palaeogeography and Palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*, v.28, No.1, p. 99-114.

32- Swart, P.K, D.L. Cantrell, H. Westphal, C.H. Robertson, and C.G. Kendall, 2005, Origin of dolomite in the Arab-D reservoir from the Ghawar Field, Saudi Arabia: Evidence from petrographic and geochemical constraints, *Journal of Sedimentary Research*, v.75, No.3, p. 476-491.

33- Warren, J.K., 2000, Dolomite, occurrence, evolution and economical important association, *Earth science Review*, v. 52, p. 1-18.

34- Wilson, J.L., 1975, *Carbonate Facies in Geologic History*, Springer, New York, 471p.

35- Winefield, P.R., C.S. Nelson, and P.W. Hodder, 1996, Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry: a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic limestones. *Carbonates and Evaporites*, v.11, p.19-31.

23- Marshall J.D., 1992, Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geology Magazine*, London, v. 129, p. 143-160.

24- Milliman J.D., and J. Müller, 1977, Characteristics and genesis of shallow-water and deep-sea limestones. In: Andersen N.R., and A. Malahoff, (Eds.): *The fate of fossil fuel CO₂ in the oceans*: p. 655-672.

25- Morse J.W., and F.T. Mackenzie, 1990, *Geochemistry of Sedimentary Carbonates. Development in Sedimentology*, v. 48, p. 1-707.

26- Rao C.P., and C.S. Nelson, 1992, Oxygen and carbon isotope fields for temperate shelf carbonates from Tasmania and New Zealand. *Marine Geology*, v. 103, p. 273-286.

27- Reolid, M. and C. Gaillard, 2007, Microtaphonomy of bioclasts and paleoecology of microencrusters from Upper Jurassic spongiolithic limestones (External Prebetic, southern Spain): *Facies*, v. 53, p. 97-112.

28- Reolid, M., C. Gaillard, and B. Lathuiliere, 2007, Microfacies, microtaphonomic traits and foraminiferal assemblages from Upper Jurassic oolitic- coral limestones: stratigraphic fluctuations in a shallowing-upward sequence (French Jura, Middle Oxfordian), *Facies*, v.53, p. 553-574.

29- Schlagintweit, F., and H.J. Gawlick, 2009, Oncoid-dwelling foraminifera from Late Jurassic shallow-water carbonates of the Northern Calcareous Alps. (Austria and Germany). *Facies*, v.55, p. 259-266.

30- Scholle, P.A., and D.S. Ulmer-Scholle, 2003, *A color guide to the petrography of carbonate*