

محیط‌رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند روته در منطقه سیستان (البرز مرکزی)

گلاره بابایی خو، دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران*

محمد حسین آدابی، استاد دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی

داوود جهانی، استادیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال

سید حمید وزیری، استاد گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال

چکیده

رخنمون سازند روته (پرمین بالایی) در ناحیه سیستان جهت تعیین رخساره‌ها و محیط‌رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی مورد بررسی قرار گرفته است. سازند روته به ضخامت ۱۹۶/۵ متر از آهک‌های نازک لایه تا توده‌ای خاکستری رنگ تشکیل شده است و در آن تعداد ۱۱ میکروفاسیس شناسایی شده است که در ۴ کمربند رخساره‌ای دریای باز، سد، لاگون و پهنه جزر و مدی وابسته به یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال نهشته شده‌اند. این سازند در برش مورد مطالعه از دو سکانس رسوبی تشکیل شده است که شامل مراحل TST (سیستم تراکت پیشرونده) و HST (سیستم تراکت تراز بالا) می‌باشد. سطوح چینه‌ای شاخص شامل مرزهای سکانسی (SB) و سطح حداکثر غرقابی (mfs) می‌باشند. در این مطالعه مرزهای سکانسی بر اساس سطوح رخنمون یافته (ناپیوستگی فرسایشی و افق بوکسیت - لاتریت) و یا گسترش رخساره‌هایی که معادل با حداکثر افت سطح نسبی دریا بودند تعیین گردید و سطوح حداکثر غرقابی معادل عمیق‌ترین رخساره‌های گسترش یافته طی هر سکانس (رخساره‌های وکستونی و مادستونی متعلق به دریای باز) تعیین شد. سکانس پرمین بالایی (مورگابین) در ناحیه مورد مطالعه با سکانس‌های جهانی پرمین مطابقت دارد.

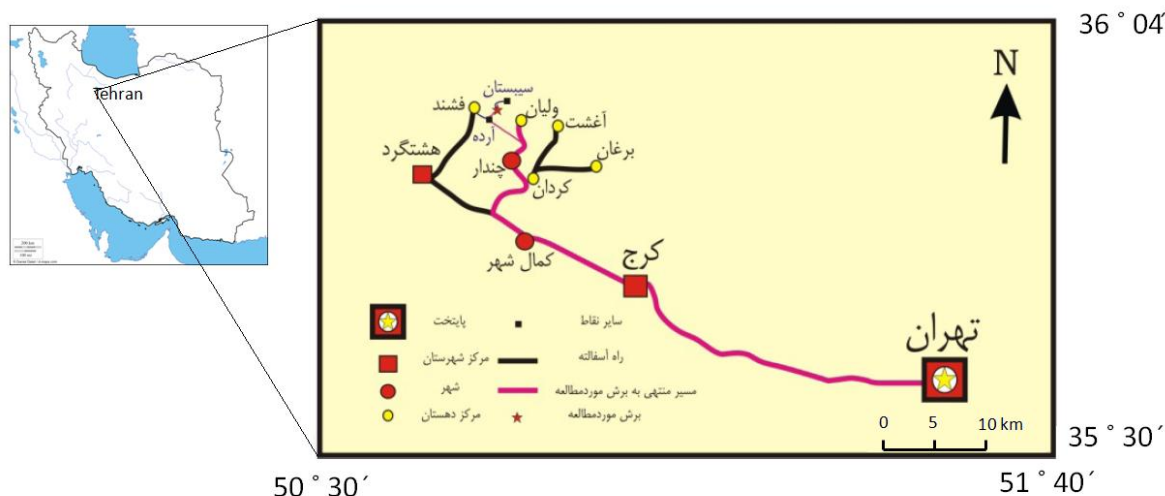
واژه‌های کلیدی: سازند روته، سیستان، پرمین بالایی، جلبک‌های آهکی، سکانس رسوبی.

مقدمه

در ایران، سنگ‌های پرمین در مقایسه با سایر سیستم‌های پالئوزوئیک گسترش بیشتری دارند به طوری که حتی بسیاری از فراپوم‌هایی که در زمان اردوئین، سیلورین، دونین و کربونيفر از آب خارج شده بودند با دریای پیشرونده این زمان پوشیده شده‌اند و به همین دلیل سنگ‌های پرمین را در همه جای ایران به صورت نهشته‌های بیوشیمیایی و بیولوژیکی می‌توان یافت. گسترش زیاد سنگ‌های پرمین نشان می‌دهد که بر خلاف کربونيفر که رخدادهای زمین ساختی هرسی نین خشکی را بوده در پرمین این حرکت‌ها به دریا تبدیل شده‌اند. وجود نبوده‌های رسوبی کوتاه و موقتی که به طور عمومی با تشکیل افق‌های لاتریتی - بوکسیتی همراه بوده است نشانگر حرکت‌های دیر رس هرسی نین و تأثیر آن بر دریای پرمین می‌باشد (آقائاتی ۱۳۸۳).

مدت زمان مدیدی است که منطقه البرز، مد نظر بسیاری از محققان بوده است ولی محور اصلی این پژوهش‌ها در این ناحیه تکیه بر مسائل چینه شناسی و بالاخص بیواستراتیگرافی بوده، که در مطالعه حاضر نیز مورد استفاده قرار گرفته است. محققینی نظیر آسرتو (Assereto) که در سال ۱۹۶۳ چندین برش الگو از سازندهای دوران اول منطقه البرز مرکزی را منتشر نمود و سازند روته را در دره روته (شمال خاوری روستای روته) به ضخامت ۲۳۰ متر مطالعه و معرفی نمود. وی مشخصات سازند روته را نسبتاً ثابت دانسته و ردیف رسوبی آن را شامل سنگ آهک خاکستری سیاه رنگ فسیل دار متوسط لایه تا توده‌ای ذکر کرده است. پس از

آن میر (Meyer) در سال ۱۹۶۷ رساله دکترای خود را در درباره زمین‌شناسی رشته کوه‌های طالقان منتشر ساخت. آنلز و همکاران (Annells et al. 1975) در گزارش زمین شناسی قزوین - رشت واحد سنگی سازند سازند روته را تشخیص داده‌اند و آن را شامل سنگ آهک خاکستری تا خاکستری تیره با لایه‌بندی ضخیم تا توده‌ای معرفی نمودند. چهارگوش قزوین - رشت که در سال ۱۳۵۵ با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ و همچنین ۱:۱۰۰۰۰۰ شکران که در سال ۱۳۵۶ توسط سازمان زمین شناسی کشور به چاپ رسید از دیگر کارهای انجام شده در این ناحیه می‌باشد که مطالعات زمین شناسی آن توسط آنلز و همکاران وی صورت گرفته است. در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از مطالعات پتروگرافی در برش سیستان به بررسی و رده بندی رخساره‌های رسوبی سازند سازند روته، تعبیر و تفسیر محیط رسوبی و ارائه مدل رسوبی، متناسب با نتایج حاصله در این سازند پرداخته شود. رخنمون برش مورد مطالعه در دامنه جنوبی رشته کوه‌های البرز در ۷۵ کیلومتری باختر شهر تهران، ۳۵ کیلومتری باختر کرج و ۳ کیلومتری جنوب باختری روستای سیستان از توابع شهرستان ساوجبلاغ واقع شده است. محدوده مورد بررسی در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شکران چاپ سازمان زمین‌شناسی کشور قابل رویت است. مختصات جغرافیایی برش مورد مطالعه ۴۷°، ۵۷'، ۵۰° و ۵۳'، ۳۶° (شکل ۱) و ارتفاع منطقه از سطح تراز دریا، ۱۹۰۸ متر می‌باشد.



شکل ۱ - موقعیت جغرافیایی برش سیستان (اقتباس از حقیقت ۱۳۷۶).

روش مطالعه

در این مطالعه برش چینه‌شناسی سیستان با ضخامت ۱۹۶/۵ متر اندازه‌گیری و تعداد ۱۰۵ نمونه سنگی بر اساس تغییرات بافتی، ساختمانی و محتوای فسیلی برداشت و بررسی شده است. نامگذاری میکروفاسیس‌های کربناته بر اساس طبقه‌بندی دانهام (۱۹۶۲) صورت گرفته است. شناسایی رخساره‌های کربناتی در برش بررسی شده بر پایه مشاهدات صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی و به روش Flügel (2010) صورت پذیرفته و در نهایت با دسته‌بندی جلبک‌های آهکی، ارتباط آنها با رخساره‌های موجود مورد بررسی قرار گرفته است. در این پژوهش مطالعات چینه نگاری سکانسی بر اساس اصول چینه‌نگاری سکانسی ون و گنر (Van Wagoner et al. 1988) و کاتینو (Catuneanu 2006) صورت گرفت.

چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه

سازند روته در منطقه مورد مطالعه به ضخامت ۱۹۶/۵ متر با یک سطح فرسایشی موازی بر روی نهشته‌های سیلیسی کلاستیک سازند درود قرار گرفته است. کوارتز

آرنایت‌های سازند درود به رنگ سفید به راحتی در مرز بین این دو سازند قابل مشاهده هستند (شکل ۲). سازند روته به وسیله یک افق بوکسیتی - لاتریتی از سازند نسن تفکیک می‌شود (شکل ۳). حقیقت (۱۳۸۶) بر اساس مطالعه روزن بران و کنودنت‌ها در این برش، سن سازند روته را پرمین بالایی (مورگابین) مشخص نموده است. این کربنات‌ها از پائین به بالا شامل بخش‌های زیر می‌باشند (شکل ۴):

- ۱- آهک متوسط لایه دارای اثراتی از آهن دار شدن همراه با میان لایه‌های شیلی (۸ متر).
- ۲- آهک ضخیم لایه حاوی رگچه‌های کربنات ثانویه پر فسیل همراه با کرینوتید، بریوزوئر و براکیوپود (۷/۷ متر).
- ۳- آهک متوسط لایه تا نازک لایه خاکستری همراه با میان لایه‌های شیلی (۱۴/۳ متر).
- ۴- آهک توده‌ای حاوی رگه‌های کلسیتی و دولومیتی (۱۶/۲ متر).
- ۵- آهک متوسط لایه (۱۱/۱ متر).
- ۶- تناوب آهک ضخیم لایه تا توده‌ای خاکستری (۲۵/۱ متر).

متر).

۷- آهک خاکستری توده‌ای ضخیم ساز همراه گاستروپود و جلبک‌های سبز (۲۷/۵ متر).

۸- تناوب آهک نازک لایه تا متوسط لایه (۳۳/۹ متر).

۹- آهک متوسط لایه تا ضخیم لایه و توده‌ای، فرآیند کارستی شدن در این توالی مشاهده می شود (۱۲/۳ متر)

۱۰- دولومیت متوسط لایه ریز بلور با میان لایه مارن (۵ متر).

۱۱- آهک دولومیتی همراه با گرهک‌های چرت (۹/۳

متر).

۱۲- دولومیت متوسط لایه ریز بلور (۲/۵ متر).

۱۳- آهک ضخیم لایه تا توده ای (۷/۴ متر)

۱۴- آهک متوسط لایه تا ضخیم لایه (۱۶/۲ متر)

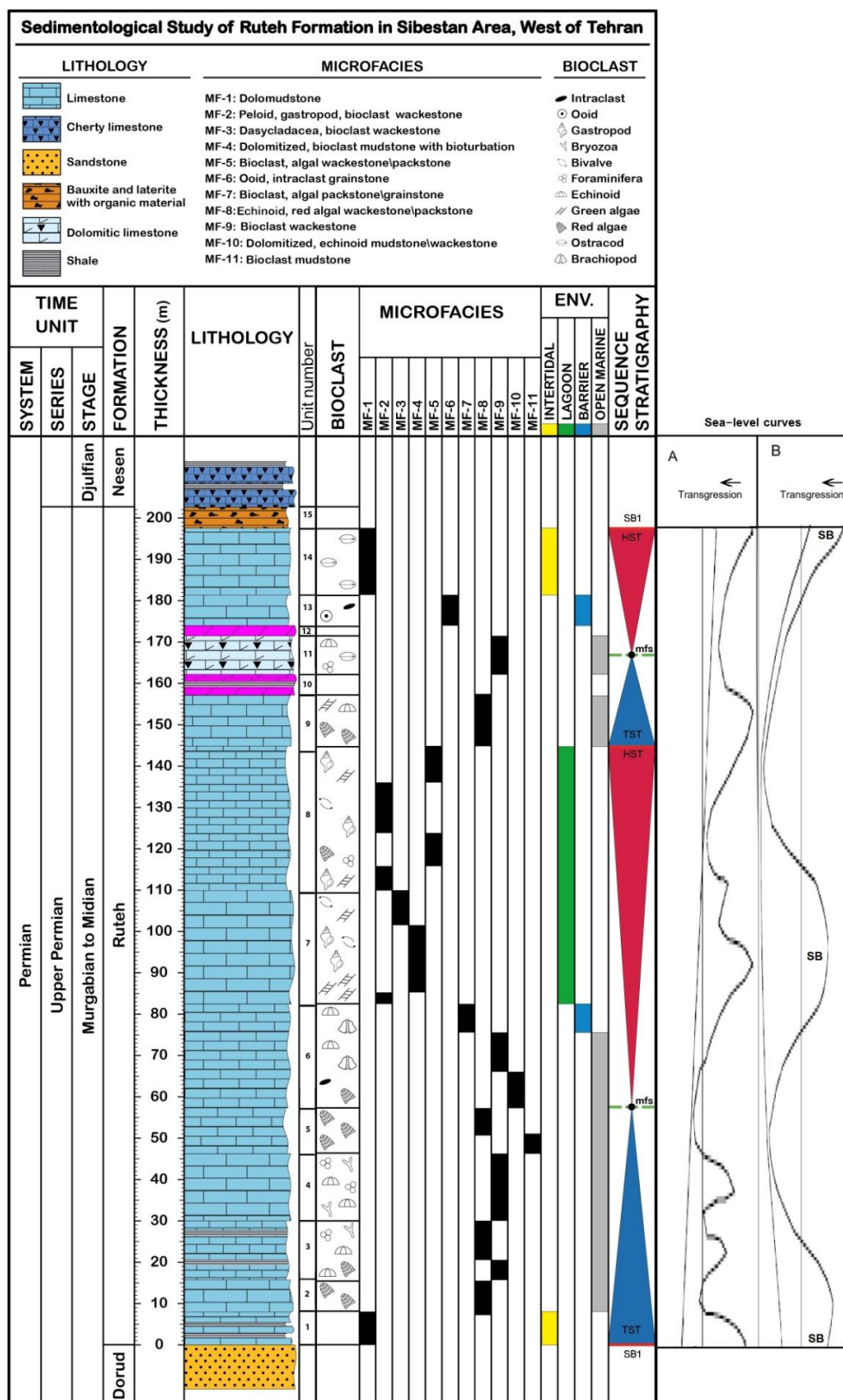
۱۵- بوکسیت و لاتریت حاوی مواد آلی (۶ متر).



شکل ۲- کوارتز آرنایت‌های سازند درود در مرز زیرین سازند روته (دید به سمت جنوب شرق).



شکل ۳- مرز فوقانی سازند روته به وسیله افق بوکسیت - لاتریت از سازند نسن تفکیک می شود (دید به سمت غرب).



شکل ۴- ستون چینه شناسی و آنالیز چینه نگاری سکانسی برش مورد مطالعه همراه با منحنی تغییرات نسبی سطح آب دریای

پرمین ارائه شده توسط (A) Ross and Ross 1995 و (B) Chen et al. 1998.

تحلیل رخساره‌ها

با مطالعه نمونه‌های کربناته ردیف رسوبی سازند روته در منطقه سیستان ۱۱ میکروفاسیس شناسایی شده که در چهار گروه محیطی، دریای باز (Open Marine)، سد یا بار (Barrier) و لاگون (Lagoon) و پهنه جزرو مدی (Tidal flat) قرار می‌گیرند. که از سمت ساحل به طرف دریا عبارتند از:

(A) میکروفاسیس پهنه جزر و مدی

دولومادستون

رخساره دولومادستون معادل دولومیکرایت (Dolomicrite) در طبقه‌بندی فولک (Folk 1962) و آدابی (Adabi 2009) می‌باشد. از ویژگی‌های اصلی این رخساره وجود دولومیت‌های اولیه ریز بلور می‌باشد که بخش اعظم این رخساره را به خود اختصاص داده است و مقادیر ناچیزی از اجزاء اسکلتی (کمتر از ۱۰ درصد) از جمله استراکد، اکینوئید و فرامینفرهای بتتیک را می‌توان در این رخساره مشاهده نمود (شکل ۵- A). آثار آشفستگی زیستی به ندرت مشاهده می‌شود و در برخی مقاطع دانه‌های کوارتز در اندازه سیلت مشاهده می‌شود. این رخساره در بخش انتهایی سازند روته تشکیل یافته است. و تنها رخساره جزرو مدی مشاهده شده در این برش می‌باشد.

تفسیر محیط رسوبی

با توجه به اندازه بسیار ریز بلورها، حضور ذرات پراکنده کوارتز در حد سیلت و وجود بسیار ناچیز خرده فسیل به نظر می‌رسد که این دولومیت‌ها از نوع اولیه بوده و در شرایط سطحی، دمای پایین و در محیط‌های جزر و مدی تشکیل شده‌اند. اصولاً دولومیت‌های دانه ریز به عنوان دولومیت‌های همزمان با رسوبگذاری یا دولومیت تشکیل شده در مراحل اولیه دیاژنز (very early diagenesis) در

یک محیط سوپرا تایدال یا اینتر تایدال بالایی در نظر گرفته می‌شوند (Adabi 2009).

(B) مجموعه میکروفاسیس‌های لاگون

(B1) پلوئید بایوکلست و کستون

در این رخساره قطعات اسکلتی نظیر گاستروپودها، دو کفه‌ای‌ها، جلبک‌های سبز، استراکدها، اکینوئید، فرامینفرهای بتتیک با دیواره تیره شامل پارافوزولینا (Parafusulina)، کلیماکامینا (Climacammina) (شکل ۵- B) و کودونوفوزیلا (Codonofusiella) مشاهده می‌شود. از ذرات غیر اسکلتی می‌توان پلوئیدها را نام برد که در زمینه‌ای از ماتریکس میکربیتی قرار گرفته‌اند. اندازه گاستروپودها در برخی از نمونه‌ها تا ۲۰ میلی متر نیز می‌باشد (شکل ۵- C). در اغلب موارد پوسته آراگونیتی آنها توسط کلسیت جانشین شده است. از مهمترین فرایندهای دیاژنتیکی در این رخساره دولومیتی شدن می‌باشد. از دیگر فرایندها می‌توان به وجود استیلولیت، سیمان‌های رگه‌ای و فابریک ژئوپتال اشاره کرد.

(B2) داسی کلاداسه آ بایوکلست و کستون

خرده‌های اسکلتی تشکیل‌دهنده این رخساره اغلب جلبک‌های سبز آراگونیتی *Vermiporella sp.*، مقادیر کمی خرده‌های اسکلتی استراکد ها، گاستروپودها، فرامینفرها و خرده‌های غیر اسکلتی مانند پلوئیدها می‌باشد (شکل ۵- D). این دانه‌ها عمدتاً در یک متن ماتریکس میکربیتی قرار گرفته‌اند. پدیده آشفستگی زیستی در بسیاری از مقاطع این میکروفاسیس مشاهده می‌شود. از ویژگی‌های این رخساره فراوانی جلبک‌های سبز ورمی پورلا می‌باشد. از فرایندهای دیاژنتیکی مربوط به این رخساره، انحلال، نئومورفیسم، فشردگی فیزیکی و شیمیایی، سیلیسی شدن، آهن‌دار شدن و دولومیتی شدن را می‌توان نام برد.

(B3) بایوکلست مادستون دولومیتی شده همراه با آشفته‌گی زیستی

در این میکروفاسیس‌ها آلوکم‌ها به میزان ناچیز (شامل خرده‌های اسکلتی گاستروپود، اکیونئید و فرامینیفر) به میزان کمتر از ۱۰ درصد می‌باشد که یک متن میکریتی قرار گرفته‌اند (شکل ۵-E). از مهمترین ویژگی‌های این رخساره فرآیند دولومیتی شدن می‌باشد به طوری که رومبوند‌های دولومیت در زمینه‌ای از ماتریکس گلی قرار گرفته‌اند. در بعضی مقاطع، زمینه میکریتی به طور کامل دولومیتی شده است. از دیگر فرآیندهای دیاژنتیکی می‌توان به تشکیل استیلولیت‌ها و سیمان‌های رگه‌ای کلسیتی اشاره کرد.

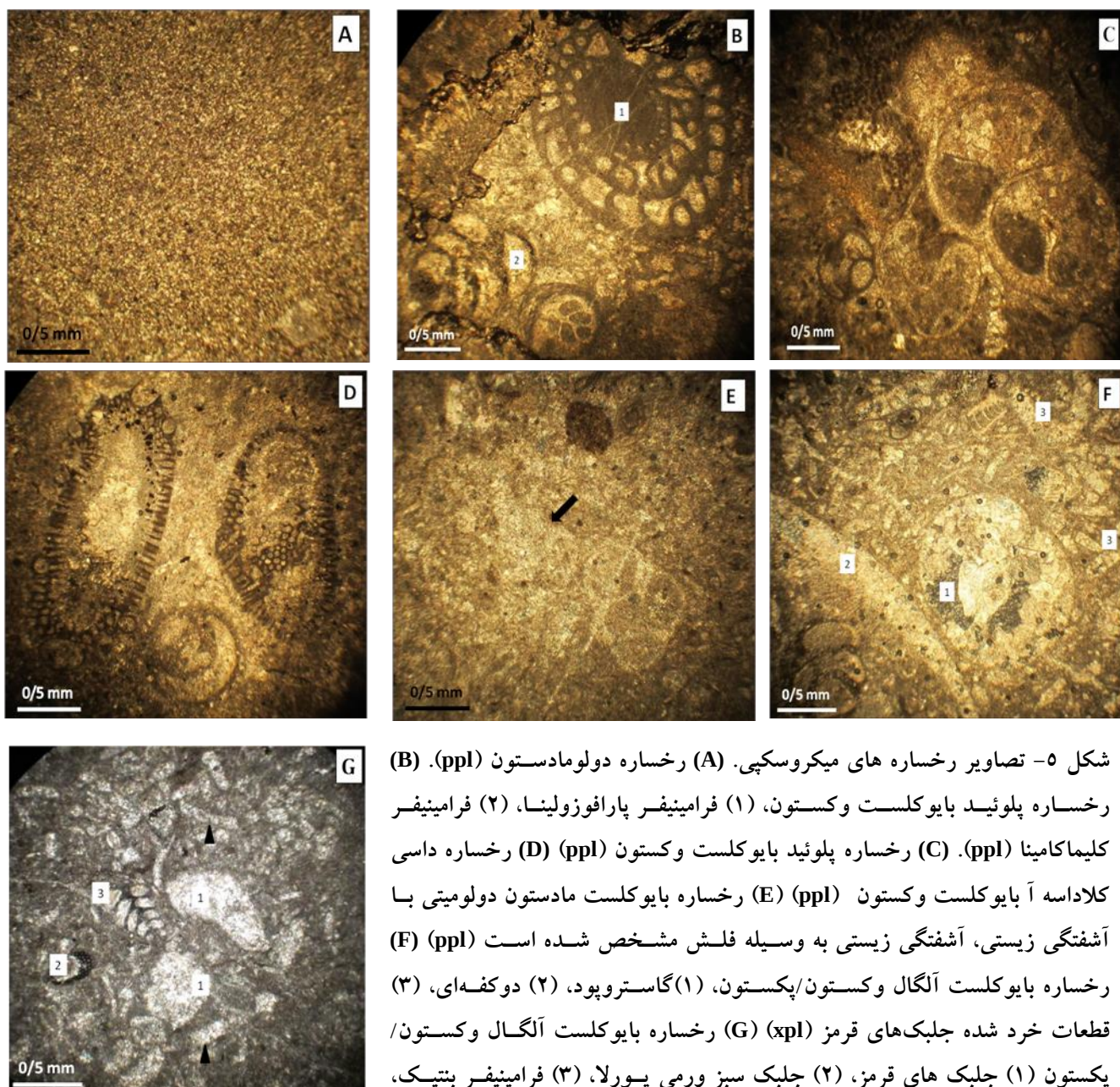
(B4) بایوکلست آنگال وکستون / پکستون

این رخساره دارای قطعات اسکلتی نظیر گاستروپودها، جلبک‌های سبز و قرمز، استراکدها، خرده‌های دوکفه‌ای، اکیونئید و فرامینیفرهای بتتیک می‌باشد (شکل ۵-F و G). در برخی از مقاطع قطعاتی از تریلوبیت‌ها نیز مشاهده شده است. استراکدها در نمونه‌های مورد مطالعه دارای پوسته ضخیم می‌باشند. از فرآیندهای دیاژنتیکی مهم در این رخساره سیلیسی شدن می‌باشد بطوری که در برخی از مقاطع آلوکم به طور کامل سیلیسی شده و ماهیت اصلی آن مشخص نمی‌باشد. پوسته آراگونیتی گاستروپودها و دو کفه‌ای‌ها در اکثر موارد انحلال یافته و توسط کلسیت جانشین شده است.

تفسیر محیط رسوبی

وجود خمیره میکریتی در رخساره گروه B بیانگر پائین بودن انرژی آب در زمان رسوبگذاری آنهاست (Flügel 2010) همچنین حضور پلوئید (Adachi et al. 2004; Cadjenovik et al. 2008)، گاستروپودها و فرامینفرهای بتتیک با دیواره تیره از دلایل انتساب این میکروفاسیس‌ها به محیط لاگون می‌باشد. تشخیص منشاء پلوئیدها در رخساره B1 چندان آسان نیست اما با توجه به حضور

فسیل گاستروپود و دوکفه‌ای بخشی از پلوئیدها می‌تواند منشاء دفعی داشته باشد. فراوانی جلبک‌های سبز از نوع داسی کلاداسه آ در رخساره B2 حاکی از تشکیل این رسوبات در محیط‌های کم انرژی و کم عمق نظیر لاگون است زیرا فلوگل (۲۰۱۰) اعتقاد دارد که جلبک‌های داسی کلاداسه آ در لاگون محافظت شده و در انرژی پائین و در آب‌های متعلق به نواحی استوایی تا نیمه استوایی گسترش دارند در نتیجه آب‌های گرم تالاب‌های محافظت شده و خلیج‌های ساحلی محیط‌های مناسبی برای زیست این جلبک‌ها می‌باشد. این جلبک‌ها در تمامی ادوار زمین شناسی در لاگون‌های پشت ریفی و خلیج‌های کم ژرفا می‌زیسته و به رخساره‌های آب‌های شفاف و گرم محدود بوده‌اند (Wray 1977). در رخساره B3، گردش نسبتاً کم آب در محیط لاگون و ارتباط محدود آن با دریای باز شرایط تقریباً نامساعدی را برای زیست موجودات فراهم کرده است که موجب تنوع زیستی کم آنها می‌شود در چنین محیطی در اثر انرژی کم و محدودتر بودن مواد غذایی فعالیت موجودات رسوب خوار بیشتر است که باعث ایجاد آشفته‌گی زیستی می‌شود. فرآیند دولومیتی شدن در رخساره B3 به دوره‌های طولانی بالا آمدن نسبی آب دریا نسبت داده می‌شود که منجر به پمپاژ آب دریا به داخل رسوبات کربناته شده و این حالت می‌تواند باعث گسترش سیمانی شدن دریایی و دولومیتی شدن شود (Tucker 2001). لذا با توجه به مطالعات پتروگرافی (فابریک و اندازه)، این دولومیت‌ها به صورت ثانویه و در اثر جانشینی سنگ‌های آهکی بوجود آمده‌اند. انواع بایوکلست‌های شاخص لاگونی در رخساره B4، تشکیل این رخساره را در محیط لاگون بازگو می‌کند اما با توجه به وجود جلبک‌های قرمز تصور می‌شود که رخساره مذکور در بخش‌های پر انرژی و کم عمق لاگون که در مجاورت با سد می‌باشد تشکیل شده باشد. این رسوبات در صحرا با لایه بندی متوسط تا ضخیم لایه به رنگ خاکستری تیره مشاهده می‌شوند.



شکل ۵- تصاویر رخساره‌های میکروسکوپی. (A) رخساره دولومادستون (ppl). (B) رخساره پلوتید بایوکلست و کستون، (۱) فرامینفر پارافوزولینا، (۲) فرامینفر کلیماکامینا (ppl). (C) رخساره پلوتید بایوکلست و کستون (ppl) (D) رخساره داسی کلاداسه آ بایوکلست و کستون (ppl) (E) رخساره بایوکلست مادستون دولومیتی با آشفنگی زیستی، آشفنگی زیستی به وسیله فلش مشخص شده است (ppl) (F) رخساره بایوکلست آگال و کستون/پکستون، (۱) گاستروپود، (۲) دوکفه‌ای، (۳) قطعات خرد شده جلبک‌های قرمز (G) (xpl) رخساره بایوکلست آگال و کستون/پکستون (۱) جلبک‌های قرمز، (۲) جلبک سبز ورمی پورلا، (۳) فرامینفر بتیک، خرده‌های جلبک قرمز به وسیله فلش مشخص شده است (ppl)

(C) مجموعه میکروفاسیس‌های سد

(C1) ائید ایتراکلست گرینستون

در این رخساره اجزاء اسکلتی بسیار ناچیز و تنها درصد کمی از خرده‌های دو کفه‌ای، اکتینوئیدها و فرامینفرهای

بتیک مشاهده می‌شود. از اجزاء غیر اسکلتی می‌توان به ائیدها و ایتراکلست‌ها اشاره کرد که در یک فابریک دانه افزون (grain supported) قرار دارند. درصد تراکم دانه‌ها بالاست و رسوب در یک محیط پر انرژی برجای

کرم تا خاکستری روشن مشاهده می شود. وجود لایه بندی های مورب از ویژگی های این رخساره می باشد که نشان دهنده انرژی بالا در زمان رسوبگذاری این رخساره می باشد.

(D) میکروفاسیس های دریای باز

(D1) اکتینوئید رد آگال و کستون / پکستون

مشخصه اصلی این رخساره وفور اجزاء اسکلتی جلبک های قرمز از خانواده ژیمنوکدیا سیه آ، جنس پرموکالکالوس و ژیمنوکودیوم و خرده های اکتینوئید می باشد که گاه در رخساره پکستونی به میزان بیش از ۵۰ درصد می رسد. خرده های اسکلتی براکیوپود، بریوزوئرها، اکتینودرم و فرامینیفرهای بنتیک نیز به مقدار کمتر در این رخساره قابل رویت است (شکل ۶- C و D). اغلب اسکلت جلبک های قرمز تحت تأثیر نئومورفیسم واقع شده اند و ترکیب کلسیت پر منیزیم (HMC) این جلبک ها طی فرآیند دیازنتیکی، به ترکیب پایدار دیازنتیکی (dLMC) تبدیل شده است. از مهمترین فرآیندهای دیازنتیکی در این رخساره می توان به دولومیتی شدن و سیلیسی شدن و فشردگی فیزیکی و شیمیایی اشاره کرد. رومبوئدرهای دولومیت به طور مشخص در این رخساره قابل مشاهده هستند.

(D2) بایوکلست و کستون

مقادیر قابل توجهی از فرامینیفرهای بنتیک شامل لانجلا (Langella)، پکی فولویا (Pchyphloia)، به همراه قطعات اکتینوئید، براکیوپد و بریوزوئرها و استراکدها بخش عمده اجزاء اسکلتی این رخساره را به خود اختصاص داده است. مقادیر جلبک در این رخساره بسیار ناچیز می باشد که در زمینه با ماتریکس میکریتی قرار گرفته است (شکل ۶- E و F). تشکیل رگه های کلسیتی همراه با سیمان کلسیتی صفحه ای از مهمترین ویژگی های

گذاشته شده است (شکل ۶- A). در نمونه های مورد مطالعه ائیدها ساختمان داخلی خود را از دست داده اند و به صورت امولد (oomold) مشاهده می شوند و در برخی از نمونه ها ائیدها به صورت کامل میکریتی شده اند. اینتراکست ها در این رخساره دارای اندازه کوچکتر از ۰/۵ میلیمتر می باشند. از ویژگی های دیازنتیکی این رخساره می توان به فرآیند دولومیتی شدن و تشکیل رگه های کلسیتی اشاره کرد.

(C2) بایوکلست آگال پکستون / گرینستون

مشخصه اصلی این رخساره وفور اجزاء اسکلتی جلبک های سبز و قرمز می باشد. از دیگر جلبک های مشاهده شده در این رخساره می توان به جلبک تیوبی فیتس اشاره کرد که فلوگل (۲۰۱۰) این ارگانیسرها را مربوط به رخساره های بخش سدی و جلوی سدی می داند. خرده های اسکلتی دو کفه ای، استراکد، اکتینودرم و فرامینیفرهای بنتیک نیز در این رخساره قابل رویت است (شکل ۶- B). از اجزاء غیر اسکلتی می توان به اینتراکست ها، پلوئیدها و ائیدها اشاره کرد که ائیدها در اغلب موارد میکریتی شده و ساختمان داخلی خود را از دست داده اند. از مهمترین فرآیندهای دیازنتیکی در این رخساره می توان به دولومیتی شدن، سیمانی شدن به صورت سیمان هم بعد و تشکیل استیلولیت اشاره کرد.

تفسیر محیط رسوبی

حضور انواع گرینستون ها (Mass et al. 2003) و نبود گل، وجود خرده های اسکلتی دریای باز مانند بریوزوئرها، اکتینوئید و جلبک های قرمز و همچنین فراوانی آئید ها و اینتراکست ها در رخساره های مورد مطالعه نشان دهنده تشکیل مجموعه رخساره ای C در یک محیط پر انرژی و تحت اثر امواج می باشد. این رخساره در صحرا با لایه بندی نازک تا متوسط به رنگ

دیاژنتیکی این رخساره می‌باشد.

به دولومیتی شدن اشاره کرد به طوری که بلورهای رومبوئداری دولومیت را می‌توان به راحتی تشخیص داد.

(D3) اکیئوئید مادتون / وکستون دولومیتی

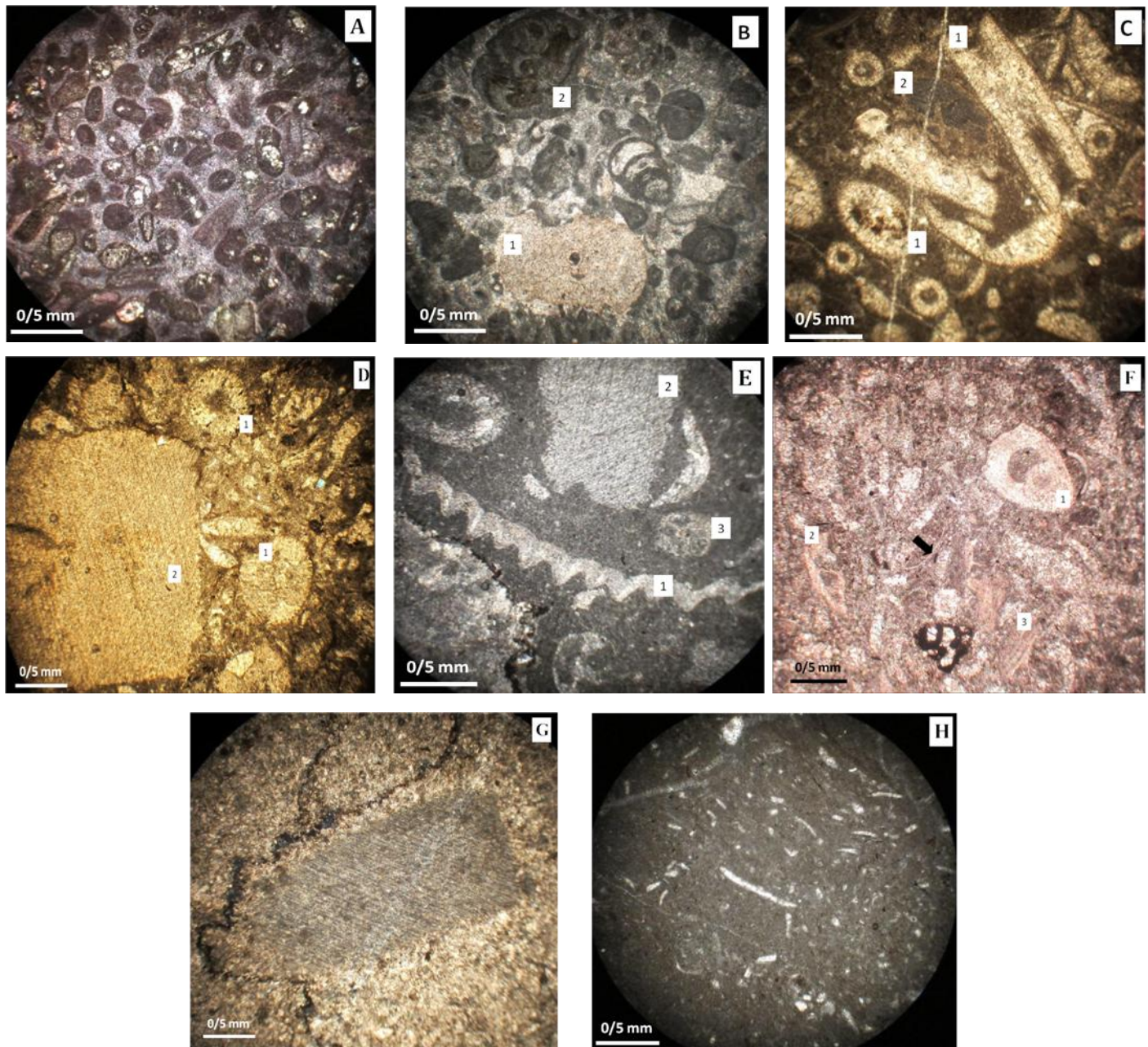
این رخساره اغلب از خرده‌های اسکلتی دریای باز شامل اکیئوئید، بریوزوئر و به مقدار کمتر خرده‌های براکیوپود و فرامینفرهای بتیک و مقادیر کمتری سوزن اسفنج تشکیل شده است. مقادیر جلبک در نمونه‌های مورد مطالعه بسیار ناچیز و حدود ۱ درصد می‌باشد. آلوکم‌ها در بین یک متن میکربیتی به صورت شناور (mud supported) قرار دارند (شکل ۶-G). از رخداد‌های دیاژنتزی در این محدوده می‌توان از پدیده تجدید تبلور ماتریکس گلی و تبدیل آن به میکرواسپار، سیلیسی شدن و تشکیل استیلولیت‌ها اشاره کرد. همچنین در برخی از نمونه‌ها زمینه به طور کامل دولومیتی شده است ولیکن آلوکم‌ها تحت تأثیر دیاژنتز قرار نگرفته و به طور کامل حفظ شده‌اند. تشکیل سیمان سین تکسیال و استیلولیت از دیگر فرایندهای دیاژنتیکی در این رخساره می‌باشد. در بعضی از موارد آلوکم به طور کامل انحلال یافته سپس توسط کلسیت پر شده است.

(D4) بایوکلست مادتون

در این میکروفاسیس‌ها آلوکم‌ها به میزان ناچیز (شامل خرده‌های اسکلتی اکیئوئید و فرامینفر از نوع پکی فولویا و سوزن اسفنج) به میزان کمتر از ۸ درصد می‌باشد که یک متن میکربیتی تیره قرار گرفته‌اند (شکل ۶-H). از مهمترین ویژگی‌های دیاژنتیکی در این رخساره می‌توان به تشکیل رگه‌های کلسیتی فراوان اشاره کرد به طوری که در برخی از نمونه‌ها می‌توان سه نسل رگه کلسیتی (بر اساس ارتباط قطع شدگی) تشخیص داد. کلسیت‌های رگه‌ای نسل اول پرکننده رگه‌های بسیار ریزی هستند که توسط رگه‌های بزرگتر قطع می‌شوند و کلسیت‌های رگه‌ای نسل دوم نیز توسط رگه‌های نسل سوم که از بلورهای درشت تر کلسیت و دولومیت‌های بسیار درشت تشکیل شده است. از دیگر فرایندهای دیاژنتیکی می‌توان

تفسیر محیط رسوبی

وجود زمینه گلی در بین دانه‌ها (Adachi et al. 2004)، حضور فراوان جلبک قرمز (Flugel 2010, Thomas et al. 2008) در بخش‌های کم عمق و جلوی سدی و همچنین حضور فرامینفرهای بتیک با دیواره هیالین مانند لانیجلا و پکی فولویا و وجود مقادیر فراوان از موجودات استنوهالین نظیر اکیئودرم و بریوزوئر و براکیوپود (Flugel 2010) نشانگر تشکیل رسوبات در محیط کم انرژی و آرام نظیربخش کم عمق دریای باز است. جلبک‌های قرمز در رخساره D1 فراوانی قابل توجهی دارد. ترکیب مینرالوژی این نوع جلبک‌ها کلسیت پر منیزیم (HMC) می‌باشد که اغلب تحت تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی به ترکیبات پایدار دیاژنتیکی (dLMC) تبدیل شده‌اند. فلوگل (۲۰۱۰) معتقد است که حداکثر فراوانی ژیمنوکودیاسه آ نظیر ژیمنوکدیوم و پرموکالکالوس در محیط‌های عادی، آبهای گرم نیمه استوایی تا استوایی و انرژی پائین می‌باشد. میزان کم دانه‌های اسکلتی و فراوانی گل‌سنگ آهکی (رخساره D4) حاکی از محیط کم انرژی، دور از ساحل و زیر سطح امواج طوفانی دریا است. این رخساره در صحرا با لایه بندی ضخیم و توده‌ای به رنگ کرم تا خاکستری مشخص می‌شود، به طوری که مرزهای لایه بندی و تغییرات رخساره‌ای این تناوب‌ها در صحرا به سختی قابل تشخیص است. از طرفی شکستگی‌های حاوی رگه‌های کلسیتی در این رسوبات به فراوانی مشاهده می‌شود. علاوه بر این اجزاء اسکلتی مانند براکیوپد، اکیئودرم و بریوزوئر به راحتی در نمونه‌های دستی قابل مشاهده می‌باشد.

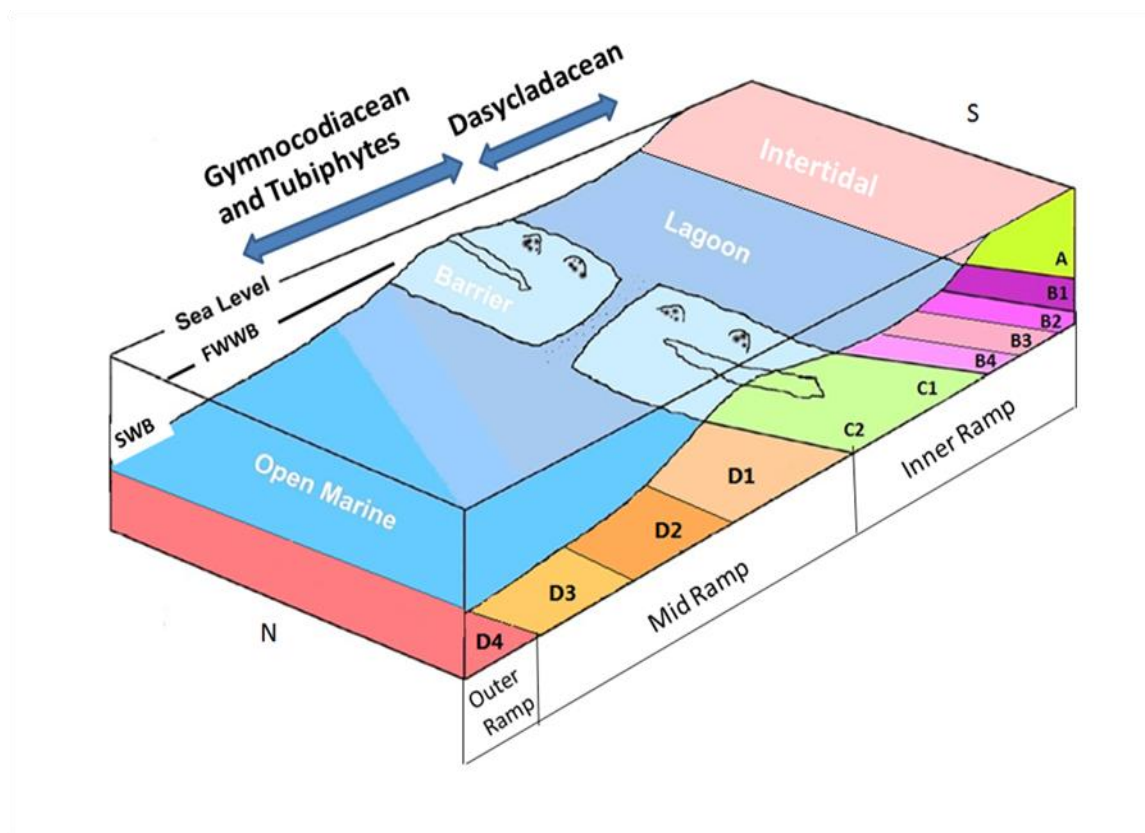


شکل ۶- تصاویر رخساره‌های میکروسکوپی. (A) رخساره انید ایتراکلیست گرینستون (ppl) (B) رخساره بایوکلست آلگال پکستون/گرینستون (۱) جلبک تیوبی فیتس، (۲) جلبک ورمی پورلا (ppl) (C) رخساره اکیئوئیدردآلگال وکستون/ پکستون (۱) جلبک ژیمنوکودیوم، (۲) اکیئوئید. خرده‌های جلبک قرمز به رنگ سفید در شکل مشاهده می‌شود (D) (xpl) رخساره اکیئوئیدردآلگال وکستون/ پکستون (۱) جلبک پرموکالکالوس، (۲) اکیئوئید (ppl) (E) رخساره بایوکلست وکستون (۱) قطعات براکیوپود، (۲) اکیئوئید، (۳) مقطعی از بروزوئر (ppl) (F) رخساره بایوکلست وکستون، (۱) فرامینفر لانجلا، (۲) مقطعی از بریزوئر، (۳) اکیئوئید، استراکد با دیواره نازک به وسیله فلش مشخص شده است (ppl) (G) رخساره اکیئوئید مادستون/ وکستون دولومیتی (xpl) (H) رخساره بایوکلست مادستون (ppl).

مدل رخساره‌ای

با توجه به خصوصیات رخساره‌ها و مطالعه تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها در توالی رخساره‌ای و با توجه به نبود رخساره‌های بسیار عمیق و نیز تغییر تدریجی رخساره‌های آب‌های کم عمق و عدم تجمع ارگانسیم‌های ریف ساز (Burchette and Wright 1992)

و همچنین فقدان علائم تغییر ناگهانی شیب، نظیر رسوبات ریزشی و برشی، یک پلاتفرم کربناته رمپ هوموکلینال برای حوضه رسوبی مذکور تفسیر می‌شود (شکل ۷). توزیع کم ریف‌ها در پلتفرم‌های کربناته نوع رمپ نسبت به پلت فرم‌های کربناته حاشیه دار از خصوصیات رمپ‌هاست (Einsle 2000).



شکل ۷- مدل شماتیک محیط رسوبگذاری سازند روته در منطقه مورد مطالعه در یک رمپ کربناتی.

چینه‌شناسی سکansı

به منظور مطالعه چینه‌نگاری سکansı رسوبات سازند روته از تغییرات رخساره‌های رسوبی و چگونگی گسترش آنها استفاده شده است. بررسی توالی‌های رخساره‌ای و الگوی برانبارش رخساره‌ها در این مطالعه، شکل‌گیری ۲ سکانس رسوبی درجه سوم را در برش

مورد مطالعه نشان می‌دهد. عمده‌ترین سیستم تراکت‌های تشکیل شده در این سکانس‌ها شامل سیستم تراکت پیشرونده (TST) و سیستم تراکت‌تراز بالا (HST) می‌باشد. سطوح چینه‌ای شاخص شامل مرزهای سکansı (SB) و سطوح حداکثر غرقابی (mfs) هستند. در این مطالعه مرزهای سکansı بر اساس سطوح رخنمون یافته

رخساره‌های عمیق دریای باز به عنوان بیشینه پیشروی در نظر گرفته شده است. مرحله HST شامل پاراسکانس‌های کم عمق شونده می‌باشد. ظهور مجدد جلبک‌های قرمز نشان دهنده پسروی آب دریا می‌باشد که در ادامه، با پیدایش رخساره‌های سدی (رخساره C2) و لاگونی (رخساره B4 و B1) متعلق به بخش بالایی سیستم تراکت تراز بالا به مرز سکansı ختم می‌گردند.

سکانس رسوبی دوم

مرز زیرین این با پیشروی دریای باز بر روی رخساره‌های لاگونی مشخص می‌شود. در این سکانس مرحله TST با رخساره D2 آغاز می‌شود که نشان دهنده افزایش عمق نسبت به رخساره‌های لاگونی می‌باشد. این رخساره به طور تدریجی به رخساره D3 تبدیل می‌شود که نشان دهنده سطح حداکثر غرقابی (mfs) می‌باشد. ظهور رخساره‌های سدی و جزر و مدی نشان دهنده پاراسکانس پسرونده مرحله HST می‌باشد. مرز فوقانی این سکانس از نوع اول (SB1) بوده و به واسطه افق بوکسیت و لاتریت که نشان دهنده تغییر شرایط محیطی ناشی از رخنمون تحت‌الجوی می‌باشد، مشخص می‌شود و مرز فوقانی سازند روته را مشخص می‌کند.

مطالعات چینه‌نگاری سکansı سازند روته در برش مورد مطالعه نشان داده است که این مجموعه هم ارز ابر سکانس آزاروکای میانی است. مقایسه منحنی‌های سطح آب دریا با منحنی جهانی زمان پرمین نشان می‌دهد که مرزهای سکansı در ناحیه مورد مطالعه با مرزهای منحنی جهانی قابل انطباق است (شکل ۴). مطالعه سازند روته توسط لنگرانی (۱۳۸۶) منجر به تشخیص ۴ سکانس رسوبی درجه سوم در برش گدوک (البرز مرکزی) و ۲ سکانس رسوبی در برش لب نثار (البرز شرقی) شده است. تفاوت سکانس‌های رسوبی در منطقه

و یا گسترش رخساره‌هایی که معادل با حداکثر افت نسبی دریا بودند تعیین گردیدند و سطوح حداکثر غرقابی معادل عمیق‌ترین رخساره‌های گسترش یافته در طی هر سکانس می‌باشند. از آنجائیکه جلبک‌های آهکی از مهمترین شاخصه‌های عمق سنجی در رخساره‌های کربناته به شمار می‌روند (Agurre and Riding 2005)، فراوانی و نحوه توزیع آنها به عنوان معیاری در شناسایی سیستم تراکت‌ها و تحلیل نوسانات نسبی سطح آب دریا مورد استفاده قرار گرفته است.

سکانس‌های رسوبی

تلفیق نتایج به دست آمده از مطالعات صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی و تکیه بر معیارهای ذکر شده امکان تشخیص دو سکانس رسوبی رده سوم را میسر نمود (شکل ۴) که این سکانس‌ها از قاعده به سمت راس مورد بررسی قرار گرفته‌اند:

سکانس رسوبی اول

مرز زیرین این سکانس رسوبی که با ظهور رخساره‌های جزر و مدی شناخته می‌شود یک مرز سکansı نوع اول (SB1) و مرز فوقانی آن با ظهور رخساره‌های لاگونی غنی از جلبک‌های سبز آهکی مشخص می‌شود. دسته رخساره پیشروی (TST) سکانس اول با پاراسکانس‌های عمیق شونده مشخص می‌شود که با رخساره جزر و مدی آغاز و سپس توسط رخساره دریای باز ادامه پیدا می‌کند. رخساره دریای باز با ظهور جلبک‌های قرمز ژیمنوکودیوم و پرموکالکالوس نمایان می‌شود که نشان دهنده بخش‌های جلوی سدی و کم عمق ترین بخش دریای باز می‌باشد. در ادامه این سکانس رخساره D2 تشکیل می‌شود که رخساره‌های مناطق کم عمق را به رخساره‌های عمیق‌تر متصل می‌کند. قسمت فوقانی

گدوک را می‌توان بیشتر ناشی از فعالیت‌های محلی (فرونشینی حاصل از بار رسوبی و فعالیت‌های زمین ساختی) دانست که باعث شده است تا در حین رسوبگذاری، مرتباً شرایط محیط تغییر کرده و به تبع آن رخساره‌های رسوبی متفاوت ایجاد شود که خود عاملی در تشکیل سکانس‌های رسوبی محسوب می‌گردد. لطف‌پور و همکاران (۱۳۸۴) ۶ سکانس رسوبی را در سازند دالان (برش کوه دنا و کوه سورمه) معرفی کرده‌اند که دو سکانس ابتدایی آن معرف بخش زیرین سازند دالان و معادل با سازند روته در منطقه البرز می‌باشد. وجود یک افق لاتریتی در بخش فوقانی سکانس دوم (واحد نار) نشانگر آن است که سازند دالان همانند سازند روته با یک خروج از آب بزرگ مواجه شده است. با توجه به انطباق میان منحنی تغییرات نسبی سطح آب دریا در حوضه البرز با منحنی جهانی نوسانات ائوستازی پرمین، گمان می‌رود که تحولات رسوبگذاری در حاشیه جنوبی اقیانوس پالئوتتیس در دوره پرمین عمدتاً متأثر از نوسانات جهانی سطح آب دریاها (ائوستازی) بوده است.

نتیجه‌گیری

سازند روته (پرمین بالایی) در منطقه سیستان به ضخامت ۱۹۶/۵ متر از آهک‌های نازک لایه تا توده‌های خاکستری رنگ تشکیل شده است. بر اساس مطالعات صورت گرفته ۱۲ میکروفاسیس شناسایی شده است که در ۴ کمربند رخساره‌ای دریای باز، سد، لاگون و پهنه جزر و مدی وابسته به یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال نهشته شده‌اند. جلبک‌های آهکی از مهمترین سازنده‌های زیستی نهشته‌های پرمین برش سیستان در البرز مرکزی به شمار می‌روند. بررسی انواع جلبکی، میزان فراوانی و نحوه پراکندگی آنها در رخساره‌های

کربناتی این برش، وجود ارتباط میان این جلبک‌ها و رخساره‌های وابسته به بخش‌های مختلف سکوی کربناتی را اثبات می‌کند. مطالعات پتروگرافی صورت گرفته در این توالی رسوبی به شناسایی گونه‌های مختلفی از جلبک‌های سبز داسی کلاداسه و ژیمنوکودیاسه و جلبک‌های تیوبی فیتس انجامیده است. از جلبک‌های سبز داسی کلاداسه به طور عمده با رخساره‌های وابسته به بخش کم ژرفا و لاگون رمپ به چشم می‌خورند در حالی که جلبک‌های ژیمنوکودیاسه و تیوبی فیتس در اعماق بیشتر و در محیط‌های سد و جلوی سد پراکندگی بیشتری دارند. مطالعات چینه نگاری سکانشی سازند روته در برش مورد مطالعه نشان داده است که سنگ‌های رسوبی این برش در طی دو سکانس رسوبی رده سوم تشکیل شده‌اند. دسته رخساره پیشروی (TST) سکانس اول با پاراسکانس‌های عمیق شونده مشخص می‌شود که قسمت فوقانی رخساره عمیق دریای باز به عنوان بیشینه پیشروی در نظر گرفته شده است. مرحله HST شامل پاراسکانس‌های پسرونده می‌باشد و با ظهور جلبک‌های سبز رخساره لاگونی خاتمه می‌یابد. سکانس دوم نیز از دسته رخساره‌های پیشروی (TST) و بالاآمدگی (HST) تشکیل شده است. مرز زیرین این سکانس با پیشروی دریای باز بر روی رخساره لاگونی و مرز فوقانی آن به وسیله افق بوکسیت - لاتریت که نشان دهنده تغییر شرایط محیطی ناشی از رخنمون تحت الجوی می‌باشد، مشخص می‌شود.

منابع

آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران: انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص. حقیقت، ن.، ۱۳۷۶، بیواستراتیگرافی رسوبات پرمین و قاعده تریاس بر اساس روزن بران و کنودونت‌ها

- Geology, v. 24, p. 1- 17.
- Catuneanu, O., 2006, Principles of Sequence Stratigraphy: Elsevier, Amsterdam, 375 p.
- Chen, Z.Q., Y. Yin, G.R. Shi, 1998, Permian transgression-regression sequences and sea-level changes of South China: Proceedings of the Royal Society of Victoria, v. 10, p.345-367.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed), Classification of carbonate rocks: Sympo. American Association of Petroleum Geologists Memoir, p.108-121.
- Einsele, G., 2000, Sedimentary Basin, Evolution, Facies and Sediment Budget. (2nd edition): Springer- Verlag, 292p.
- Folk, R.L, 1962, Spectral subdivision of limestone types. in : W.E, Ham (Ed.) , Classification of carbonate rock : a Symposium, American Association of Petroleum Geologists Mem, no.1, p. 62-84.
- Flügel, E., 2010, Microfacies of Carbonate Rocks: analysis, interpretation and application (2nd edition): Springer – Verlag, 976 p.
- Meyer, S.P., 1967, Die Geologie des Gebietes Velian- kechire (Zentral-Elbourz), Iran. Inaugural-Dissertation zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde vorgelegt der Philosophischen Fakultät II der Universität Zürich, 1-127.
- Ross, C.A., and J.R.P., Ross, 1995, Permian sequence stratigraphy. In: , P.A. Scholle, T.M. Peryt, D.S. Ulmer-Scholle (Eds.), The Permian of Northern Pangea, vol. 1: Paleogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology, p. 98-123.
- Thomas, S., H. Loser, and R. Salos, 2008, Low-light and nutrient - rich coral assemblages in an Upper Aptian carbonate platform of در برش سیستان واقع در شمال باختری تهران: پایان نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین ، ۱۷۳ ص.
- لنکرانی، م.، ۱۳۸۶، محیط رسوب گذاری و چینه نگاری سکانسی نهشته های پرمین در البرز شرقی و مرکزی: پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۲۹ ص.
- لطف پور، م.، م ح. آدابی، ع. صادقی، ع. معلمی، ۱۳۸۴، بررسی محیط های رسوبی و چینه شناسی سکانسی سازند دالان در ناحیه زاگرس (نواحی کوه دنا و کوه سورمه): مجله علوم دانشگاه تهران، ج. ۳۱، ش. ۱، ص. ۱۹۹-۲۲۸.
- Adabi., M. H , 2009, Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh Basin, N.E.Iran: Carbonates and Evaporites, v.24, Issue: 1, p.16-32
- Adachi, N., Y. Ezaki, and J. Liu, 2004, The origin of peloids immediately after the end Permian extinction, Guizhou Province, South China: Sedimentary Geology, v. 146, p. 161- 178.
- Annells, R.N., R.S. Arthurton, R.A. Bazley, and R.G. Davies, 1975, Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangle map: Geological Survey of Iran, Tehran, Iran, p. 94.
- Assereto, R., 1963, The Paleozoic formation in central Elborz (Iran), Preliminary note: Rivista Italiana di Paleontologie Stratigrafia, v.69, p. 503-543.
- Burchette, T.P., and V.P. Wright, 1992, Carbonate ramp depositional systems: Sedimentary Geology, v. 79, p. 3-57.
- Cadjovic, D., Z. Kilibarda, and N. Radulovic, 2008, Triassic to Late Jurassic evolution of the Adriatic carbonate platform and Budva Basin, Southern Montenegro: Sedimentary

- the fundamentals of the sequence stratigraphy and key definitions. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, and J.C. Van Wagoner (Eds.), sea-level changes, An integrated approach: SEPM Special Publication, v.42, p.39-45.
- Wray, J.L., 1977, *Calcareous Algae*: Elsevier, Amsterdam, 185p.
- the Southern Maestrat Basin (Iberian Chain, eastern Spain): *Cretaceous Research*, p. 1-26.
- Tucker, M.E., 2001, *Sedimentary Petrology : An introduction to the origin of sedimentary rocks*: Blackwell, Scientific Publication., Oxford. 272p.
- Van Wagoner, J.C, H.W. Posamentier, R.M. Mitchum, P.R.Vail, J.F. Sarg, T.S. Loutit, and J. Hardenbol, 1988. An overview of