

میکروفاسیس‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند تله‌زنگ در برش‌های کوه مانشت و چم‌بور (شمال و جنوب شرقی ایلام)

میررضا موسوی^۱، لیلی بسطامی^{۲*}، سیاوش ملکی^۳

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲- دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۳- کارشناس ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۲/۱۵

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۲/۱۱/۲۱

چکیده

سازند تله‌زنگ یک توالی کربناته به سن پالئوسن تا ائوسن میانی در حوضه زاگرس است. در این مطالعه سازند تله‌زنگ در برش‌های سطحی کوه مانشت و چم‌بور به منظور تعیین محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی مورد بررسی قرار گرفته است. مطالعات پتروگرافیکی منجر به شناسایی ۱۰ میکروفاسیس گردید که در ۴ کمربند رخساره‌ای شامل پهنه جزرومدی، لاگون، پشته و دریای باز نهشته شده‌اند. عدم وجود رسوبات توربیدایتی و رخساره‌های ریفی، تبدیل تدریجی رخساره‌ها به هم و گسترش رسوبات پهنه جزرومدی نشان دهنده این است که محیط رسوبی دیرینه سازند تله‌زنگ در برش‌های مورد مطالعه یک رمپ کربناته از نوع تک‌شیب است. بر اساس مطالعات صحرایی و تغییرات عمودی رخساره‌ها، سطوح اصلی سکانسی و سکانس-های رسوبی تعیین گردید. سازند تله‌زنگ در برش کوه مانشت از دو سکانس رسوبی درجه سوم و در برش چم‌بور از یک سکانس رسوبی درجه سوم تشکیل شده است. سیستم تراکت‌های پیشرونده (TSTs) عمدتاً شامل رخساره‌های وکستونی تا پکستونی می‌شوند که به سمت بالا افزایش تدریجی فرامینیفرهای با پوسته منفذدار را نشان می‌دهند و فسیل‌های لاگون در آنها کمتر یافت می‌شوند. سیستم تراکت‌های تراز بالا (HSTs) از رخساره‌های گرینستونی مربوط به پشته به همراه رخساره‌های وکستونی تا پکستونی محیط لاگون تشکیل شده‌اند و عمدتاً شامل فرامینیفرهای با پوسته بدون منفذ می‌شوند.

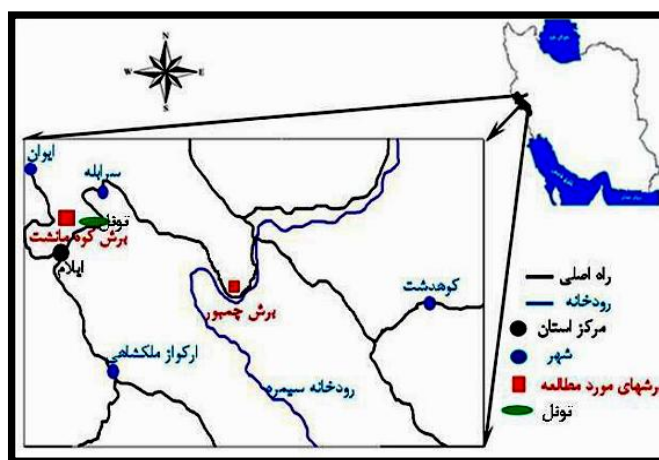
واژه‌های کلیدی: تله‌زنگ، سکانس رسوبی، محیط رسوبی، میکروفاسیس

مقدمه

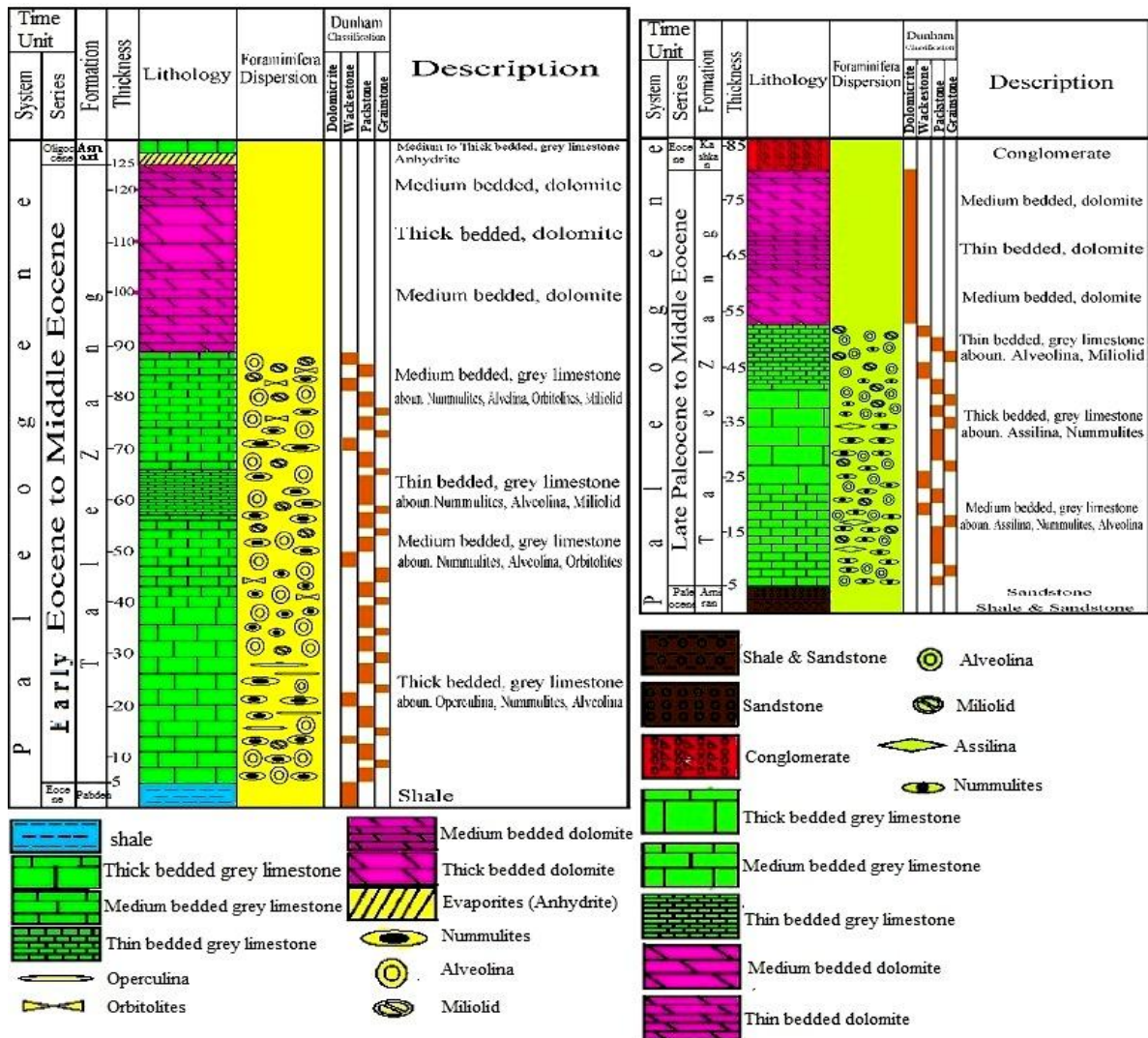
سازند تله‌زنگ واحد کربناته‌ای شامل آهک‌های صخره‌ساز و غنی از فرامینیفرهای بنتیک بزرگ به سن پالئوسن تا ائوسن میانی می‌باشد. این سازند بعد از فاز کوهزایی لارامید و به دنبال پیشروی آب دریا در اوایل ترشیری به صورت یک فاسیس محلی در منطقه لرستان در حوضه رسوبی زاگرس نهشته شده است و به صورت بارز در شمال‌شرق لرستان گسترش دارد. به طور معمول سازند تله‌زنگ بر روی سازند آواری امیران و در زیر سازند کشکان قرار گرفته است ولی گاهی به صورت جانبی و به تدریج با این دو سازند جانشین می‌شود. جدا از دو سازند امیران و کشکان، سازند تله‌زنگ می‌تواند با سازند پابده نیز پیوند جانبی داشته باشد (مطیعی، ۱۳۷۴). از آنجایی که تاکنون مطالعات چندانی بر روی سازند مزبور انجام نگردیده در این تحقیق دو برش کوه‌مانشت و برش چم‌بور با هدف شناسایی میکروفاسیس‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی آن جهت مطالعه انتخاب گردیدند. موقعیت جغرافیایی و شرایط سنگ‌چینه‌ای برش‌های مورد مطالعه مطابق زیر است:

برش کوه مانشت با ضخامت تقریبی ۱۲۰ متر در ۵ کیلومتری شمال ایلام و در کنار تونل آزادی، با مختصات $33^{\circ}39'44''$ عرض شمالی و $46^{\circ}27'36''$ طول شرقی قرار دارد. برای دسترسی به این برش می‌توان از جاده ایلام-سرابله استفاده نمود (شکل ۱). رسوبات سازند تله‌زنگ در این برش به‌طور عمده از سنگ‌آهکها و دولومیت‌های ضخیم، متوسط تا نازک لایه با فرامینیفرهای فراوان تشکیل گردیده است (شکل ۲). مرز پایینی با سازند پابده و مرز بالایی را سازند آسماری تشکیل می‌دهد (شکل ۳).

برش سطحی چم‌بور با ضخامت تقریبی ۷۶ متر در ۱۲۰ کیلومتری جنوب‌شرقی شهرستان ایلام و ۸۰ کیلومتری شهرستان سرابله با مختصات $33^{\circ}38'23''$ عرض شمالی و $47^{\circ}01'32''$ طول شرقی قرار دارد. برای دسترسی به این برش می‌توان از جاده ایلام-سرابله-کوه‌دشت استفاده نمود (شکل ۱). رسوبات سازند تله‌زنگ در این برش نیز از سنگ‌آهکها و دولومیت‌های ضخیم تا متوسط و نازک لایه با انواع فرامینیفرهای آسیلینا، نومولیت و آلوئولینا در بخش آهکی تشکیل گردیده است (شکل ۲). مرز پایینی با سازند امیران و مرز بالایی با سازند کشکان به صورت هم‌شیب است (شکل ۳). در مناطق مربوط به برش سطحی کوه مانشت و برش سطحی چم‌بور، سازندهای پابده، امیران، تله‌زنگ، کشکان، شهبازان، آسماری و گچساران رخنمون دارند.



شکل ۱: نقشه راه‌های دسترسی به برش‌های مورد نظر (نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰۰ راه‌های ایران)



شکل ۲: ستون چینه‌شناسی سازند تله‌زنگ در برش کوه مانشت (سمت چپ) و ستون چینه‌شناسی سازند تله‌زنگ در برش چم‌بور (سمت راست)

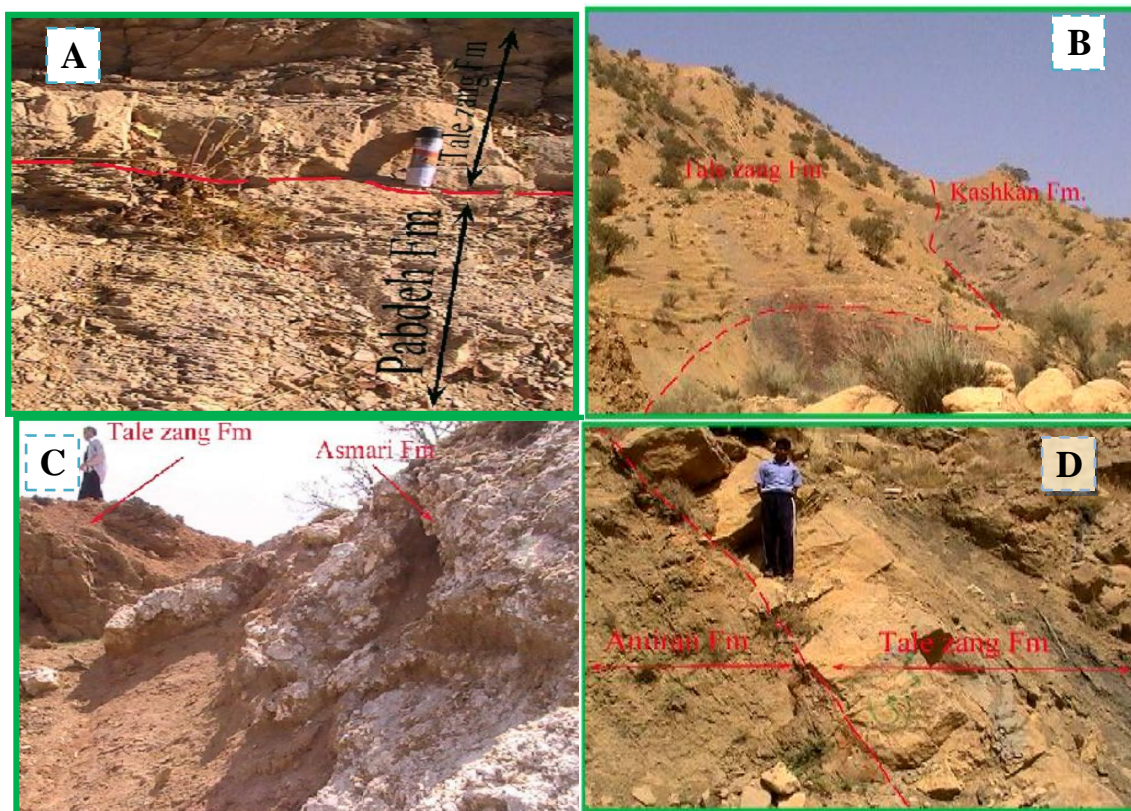
روش مطالعه

روش‌های مطالعه برای نیل به اهداف ذکر شده را می‌توان به دو بخش زیر تقسیم کرد:

- الف - مطالعات صحرایی
- ب - مطالعات پتروگرافی

الف- مطالعات صحرایی: برداشتها و مطالعات صحرایی در دو مقطع سطح‌الارضی (کوه مانشت و چم‌بور) در چندین مرحله به کمک نقشه‌ی زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ایلام و ۱:۲۵۰۰۰۰ ایلام- کوه‌دشت صورت گرفته است. نمونه‌برداری بر اساس تغییرات لیتولوژیکی و رخساره‌ای در جهت عمود بر امتداد لایه‌ها و در بیشتر موارد با فواصل یک‌ونیم متری صورت گرفته است. لازم به ذکر است که با اندازه‌گیری شیب، امتداد و ضخامت ظاهری هر لایه، ضخامت حقیقی لایه‌ها محاسبه گردیده است.

ب- مطالعات پتروگرافی: تعداد ۸۲ مقطع نازک از برش سطح‌الارضی کوه مانشت و ۶۸ مقطع نازک از برش سطح‌الارضی چمبرور جهت انجام مطالعات تهیه گردید. این مقاطع با محلول آلزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم جهت تشخیص مینرالوژی کلسیتی از دولومیتی و نیز آهن‌دار بودن آن‌ها به روش دیکسون (۱۹۶۵) رنگ آمیزی شدند. در مقاطع نازک مطالعه شده، رخساره‌های کربناته به روش دانهام (۱۹۶۲) نامگذاری شده‌اند. رخساره‌های شناخته شده، با کمر بند رخساره‌ای و میکروفاسیس‌های استاندارد (SMF) ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۰۴) مورد مقایسه قرار گرفته‌اند.



شکل ۳- A: مرز زیرین سازند تله‌زنگ در برش کوه مانشت با سازند پابده. B: مرز بالایی سازند تله‌زنگ در برش چمبرور با سازند کشکان. C: مرز بالایی سازند تله‌زنگ در برش کوه مانشت با سازند آسماری. D: مرز زیرین سازند تله‌زنگ در برش چمبرور با سازند امیران.

بحث و نتیجه‌گیری

تنوع رخساره‌ها

پس از بررسی و مطالعه ۱۵۰ مقطع نازک از سازند تله‌زنگ در برش‌های کوه مانشت و چمبرور و تعیین خصوصیات بافتی و فسیل‌شناسی نمونه‌ها، شامل تعیین محتوای فسیلی، نوع دانه‌ها، بافت و زمینه، تعداد ۱۰ رخساره شناسایی گردید که در ۴ کمر بند رخساره‌ای شامل: پهنه جزرومدی، لاگون، پشته^۲ و دریای باز^۳ نهشته شده‌اند.

- 2- Shoal
- 3- Open marine

گروه T: میکروفاسیس پهنه جزرومدی

دولومیکرایت: در این میکروفاسیس بلورهای دولومیت در اندازه ۷۰-۱۰ میکرون به صورت متراکم، بی شکل و تیره رنگ با خاموشی مستقیم مشاهده می شوند. وجود آثاری از برخی اینتراکلیست ها در زمینه دولومیکرایتی از ویژگیهای این میکروفاسیس می باشد (شکل ۴، A). با توجه به اندازه خیلی ریز بلورها، حضور ذرات پراکنده کوارتز در حد سیلت و آثاری از اجزاء بافت رسوبی اولیه و عدم حضور ذرات فسیلی، تهنشت این نوع دولومیت ها در شرایط سطحی، دمای پایین و محیط های جزرومدی صورت می گیرد (آدابی، ۱۳۸۳).

گروه L: میکروفاسیس های محیط لاگون

L₁ اربیتولیتس-میلیولید پکستون^۴: آلوکم های اصلی این میکروفاسیس شامل میلیولید با فراوانی ۳۰-۲۵ درصد و اربیتولیتس به میزان ۱۰-۵ درصد می باشند. آلوئولین، روتالیا و تکستولاریا از دیگر فرامینیفراهای همراه می باشند که به صورت پراکنده در مقاطع دیده می شوند. از ذرات غیراسکلتی می توان به پلوئید و مقادیر کم اینتراکلاست و کوارتز اشاره کرد. زمینه سنگ عمدتاً میکرایتی و در مواضعی اسپارایتی است (شکل ۴، B). حضور میلیولید و پلوئید از مشخصات محیط لاگون می باشد (فلوگل، ۲۰۰۴). از طرفی هوتینگر (۱۹۹۷) و گیل (۲۰۰۰) وجود میلیولیده را به عنوان شاخص آبهای آرام و کم عمق نیمه شور^۵ تا فوق العاده شور^۶ می دانند. از آنجائی که گونه های میلیولیده و روتالیا می توانند در شرایط با چرخش و جابه جایی بسیار کم آب، فراوان باشند، مجموعه ای از میلیولید و روتالیا را می توان شاخص محیط کم عمق و لاگونی در نظر گرفت (بیوینگتون پنی و رسی، ۲۰۰۴). اربیتولیتس نیز از فرامینیفراهای بنتیک پورسلانوز بوده و در مقایسه با دیگر فرامینیفراهای با پوسته پورسلانوز در اعماق کمتر و شوری بالاتر مشاهده می شود (آیشنزر و لوترباخ، ۱۹۹۲). بنابراین تجمع میلیولید به همراه دیگر معرف های آب های کم عمق (روتالیا، اربیتولیتس) بیانگر تشکیل این میکروفاسیس در محیط کم عمق لاگونی با چرخش و انرژی ملایم آب می باشند.

L₂ آلوئولینا وکستون^۷: فرامینیفر بنتیک آلوئولینا با فراوانی ۲۵-۲۰ درصد بیشترین حجم آلوکم ها را در این میکروفاسیس تشکیل می دهد که در یک زمینه میکرایتی قرار گرفته است. تکستولاریا و میلیولید از دیگر اجزاء این میکروفاسیس می باشند (شکل ۴، C).

آلوئولینا یکی از اجزاء اصلی در محیط های کم عمق کربناته در زمان ائوسن پیشین تا میانی می باشد و بیشتر در محیط های لاگونی و محافظت شده همراه با دیگر فرامینیفراهای بنتیک با پوسته بدون منفذ همانند میلیولید و اربیتولیتس مشاهده می شود (هوتینگر، ۱۹۸۳). با توجه به عدم وجود فرامینیفراهای بنتیک با دیواره هیالین نظیر نومولیت که عمدتاً در شرایط نرمال دریایی و بخش های دریای باز زندگی می کنند (گودال و همکاران، ۲۰۰۵). این میکروفاسیس مربوط به محیط لاگونی نزدیک به ساحل می باشد.

L₃ نومولیتس-آلوئولینا پکستون^۸: در این میکروفاسیس فرامینیفراهای بنتیک پورسلانوز و هیالین با هم مشاهده شده اند که انواع پورسلانوز غالب می باشند. آلوئولین ها با فراوانی ۲۰ درصد بیشترین حجم از فرامینیفراهای موجود در این میکروفاسیس را تشکیل می دهند. فرامینیفراهای بنتیک هیالین با فراوانی ۱۰

4- Orbitolites-Miliolid packstone

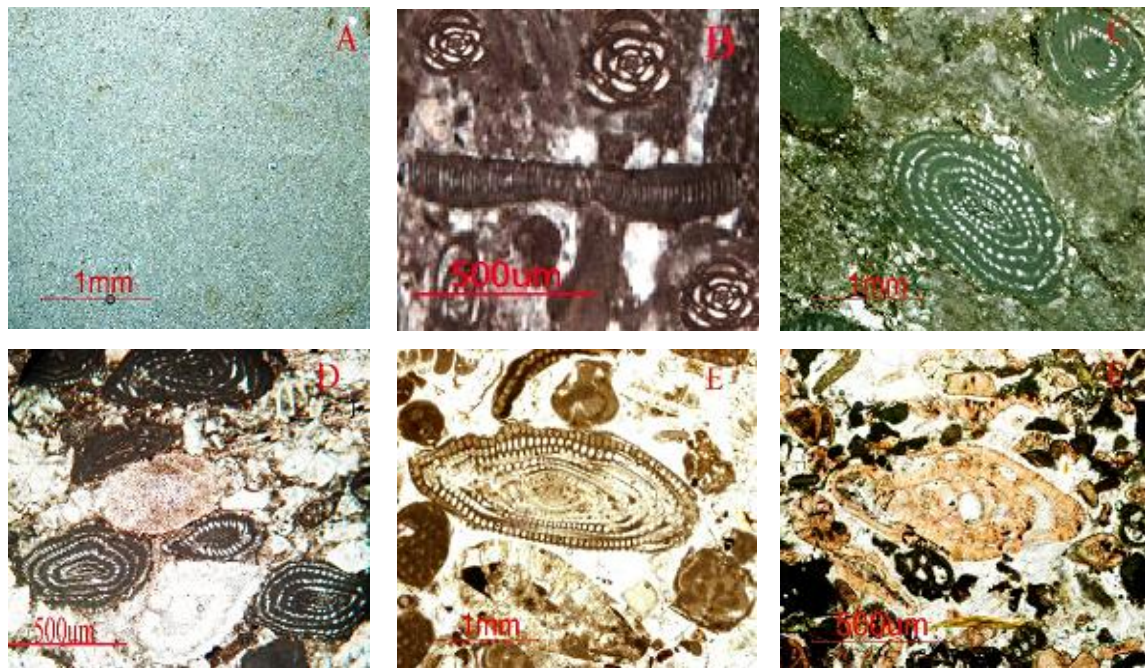
5- Subhaline

6- Superhaline

7- Alveolina wackestone

8- Nummulites-Alveolina packstone

درصد از دیگر تشکیل‌دهنده‌های این میکروفاسیس هستند. زمینه آن میکرایتی و به‌طور عمده از ذرات سیلت آهکی تشکیل شده است (شکل ۴، D). مطابق لاورباخر (۱۹۸۴) فرامینیفرهای بنتیک پورسلانوز از قبیل آلوئولینا و میلیولیده بیشترین گسترش را در محیط‌های لاگونی و نزدیک ساحل دارند. همچنین ته‌نشست اجتماعی از فرامینیفرهای پورسلانوز و هیالین (آلوئولین و نومولیتس) در محدوده زمانی پالتوسن-انوسن واقع در شمال تتیس بر روی بسترهای زیستی گلی و ماسه‌ای در محیط رمپ داخلی اتفاق افتاده است (زمگنی و همکاران، ۲۰۰۸). بنابراین این میکروفاسیس مربوط به محیط لاگون می‌باشد که البته با توجه به حضور فرامینیفرهای بنتیک هیالین از قبیل نومولیت احتمالاً در شرایط دور از ساحل و حالت نیمه‌محصور نهشته شده است.



شکل ۴- میکروفاسیس‌های گروه پهنه جذرومدی (T)، لاگون (L) و پشته‌های کربناته (S). A: دولومیکرایت، بلورهای بسیار ریز دولومیت، ذرات پراکنده کوارتز در حد سیلت و عدم وجود فسیل در این دولومیتها نشان‌دهنده تعلق آن به محیط جذرومدی است، نور پلاریزه B: اربیتولیتس- میلیولید پکستون (L₁)، فرامینیفرهای اربیتولیتس و میلیولید با پوسته پورسلانوز در زمینه میکرایتی، نور طبیعی C: آلوئولینا وکستون (L₂)، فرامینیفر آلوئولینا در زمینه میکرایتی، نور طبیعی D: نومولیتس-آلوئولینا پکستون (L₃)، آلوئولینا آلوکم اصلی به همراه فرامینیفر بنتیک هیالین از نوع نومولیتس در زیرمحیط لاگون نیمه‌محصور و دور از ساحل، نور طبیعی E: آلوئولینا اینتراکلاست گرینستون (S₁)، فراوانی بالای فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوز مانند آلوئولینا و میلیولید در زمینه اسپارایتی در بخش رو به لاگون پشته کربناته، نور طبیعی F: نومولیتس اینتراکلاست گرینستون (S₂)، فراوانی بالای نومولیت در زمینه اسپارایتی در بخش جلویی یا رو به دریای پشته، نور طبیعی.

گروه S: میکروفاسیس‌های پشته کربناته

S₁ آلئولینا اینتراکلاست گرینستون^۹: آلئولیناها با فراوانی ۱۵-۱۰ درصد، اکیئوئیدها با فراوانی ۵-۴ درصد و اینتراکلاستها با فراوانی ۲۵-۲۰ درصد در این میکروفاسیس مشاهده می‌شوند که در یک زمینه اسپارایتی قرار گرفته‌اند. از سیمان‌های مشاهده شده می‌توان به سیمان‌های هم‌محور و بلوکی اشاره کرد. استراکد و میلیولید هم در مقاطع مربوط به آن مشاهده می‌شوند (شکل ۴، E). درصد بالای اینتراکلاست به همراه زمینه اسپارایتی در این میکروفاسیس مؤید تشکیل آن در یک محیط پرانرژی می‌باشد. فراوانی بالای آلئولینا به همراه میلیولید نیز می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل این میکروفاسیس در بخش رو به لاگون پشته^{۱۰} - باشد (فارنیر و همکاران، ۲۰۰۴).

S₂ نومولیتس اینتراکلاست گرینستون^{۱۱}: در این میکروفاسیس نومولیتها با فراوانی ۱۵-۱۰ درصد و اینتراکلاستها با فراوانی ۲۵-۲۰ درصد حجم اصلی آلوکماها را تشکیل می‌دهند. از دیگر اجزاء سازنده آن می‌توان به اکیئوئید با فراوانی ۱۰-۵ درصد و آلئولینا، گاستروپود، بریوزوئر و استراکد با فراوانی کمتر از ۳ درصد اشاره کرد. زمینه سنگ در این میکروفاسیس از نوع اسپارایتی و خوب شسته شده است (شکل ۴، F). با توجه به درصد بالای اینتراکلاست و زمینه اسپارایتی، این میکروفاسیس می‌تواند مربوط به بخش پرانرژی رمپ داخلی باشد. وجود نومولیت و ذرات اکیئوئید نیز مؤید تشکیل آن در بخش جلویی یا بخش رو به دریای پشته^{۱۲} است (فارنیر و همکاران، ۲۰۰۴).

گروه O: میکروفاسیس‌های دریای باز

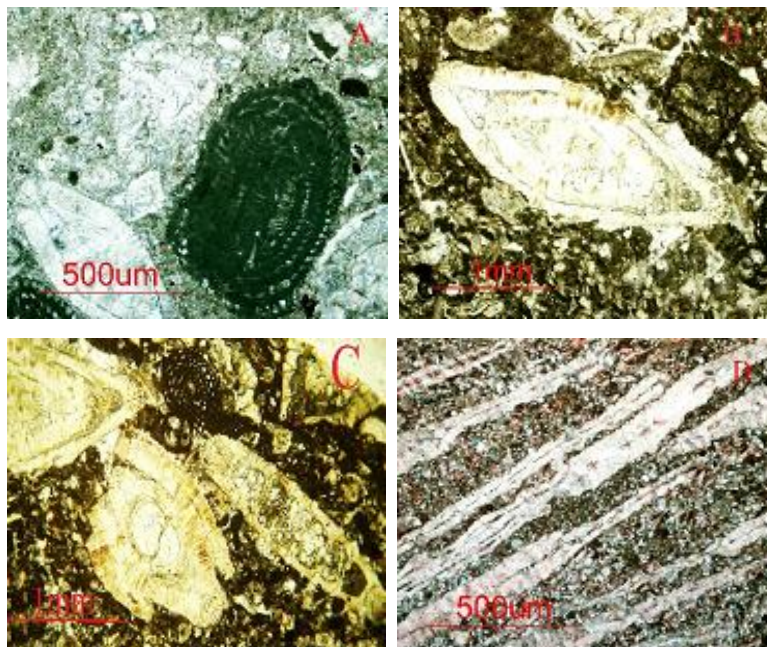
O₁ آلئولینا-نومولیتس پکستون^{۱۳}: در این میکروفاسیس نومولیت با فراوانی ۲۵-۲۰ درصد و آلئولینا با فراوانی ۱۵-۱۰ درصد حجم اصلی آلوکماها را تشکیل می‌دهند. از دیگر فرامینیفراهای بنتیک تشکیل‌دهنده آسلینا، تکستولاریا، روتالیا، میلیولید با فراوانی کمتر از ۵ درصد می‌باشد. دولومیتی‌شدن انتخابی که بر روی زمینه میکرایتی و فرامینیفراهای بنتیک تاثیرگذارده است، در این میکروفاسیس مشاهده می‌شود. (شکل ۵، A). فراوانی نومولیتها در این میکروفاسیس می‌تواند مؤید شرایط نرمال دریایی و وجود فرامینیفرا بنتیک آلئولینا نشان‌دهنده بخش رمپ داخلی^{۱۴} پلت فرم کریناته است. در نتیجه به دلیل فراوانی قابل توجه نومولیتها در مقایسه با آلئولینا و میلیولیدها این میکروفاسیس مربوط به بخش دریای باز رمپ داخلی می‌باشد (پاپازونی و همکاران، ۲۰۰۶).

O₂ نومولیتس وکستون^{۱۵}: در این میکروفاسیس فرامینیفرا بنتیک نومولیت با فراوانی ۲۰-۱۵ درصد حجم اصلی آلوکماها را تشکیل می‌دهد که به صورت پراکنده و در مواردی به صورت خرد شده در زمینه میکرایتی قرار گرفته است. قطعات اکیئوئید با فراوانی در حدود ۵ درصد در مقاطع مربوط به این میکروفاسیس مشاهده می‌شوند (شکل ۵، B).

وجود زمینه میکرایتی و خردشدگی بالای ذرات را می‌توان به برگشتگی بافتی نسبت داد که توسط یک محیط کم انرژی مشخص می‌شود که به صورت اتفاقی تحت تأثیر امواج شدید قرار گرفته است. انرژی امواج

-
- 9 - Alveolina intraclast
 - 10 - Leeward shoal
 - 11 - Nummulites intraclast grainstone
 - 12- Seaward shoal
 - 13- Alveolina-Nummulites packstone
 - 14 - Inner ramp
 - 15- Nummulites wackestone

در حدی است که نتوانسته اجزاء خرد شدهٔ آلوکم‌ها را منتقل کند و یا زمینهٔ میکرایتی را شسته و از بین ببرد. بر این اساس می‌توان نتیجه گرفت که این میکروفاسیس در زیر خط اثر امواج و در بخش میانی رمپ تشکیل شده است.



شکل ۵: میکروفاسیس‌های گروه دریای باز (O). A: آلوئولینا-نومولیتس پکستون (O₁)، مربوط به بخش دریای باز از رمپ داخلی، نور طبیعی B: نومولیتس وکستون (O₂)، وجود نومولیت و عدم حضور فرامینیفر بنتیک پورسلانوز بیانگر ته‌نشست این رخساره در بخش‌های کم‌عمق دریای باز است، نور طبیعی C: آسیلینا-نومولیتس پکستون (O₃) مربوط به رمپ میانی، نور طبیعی D: اپرکولینا پکستون (O₄)، فراوانی قابل توجه اپرکولیناهای کشیده و طویل در زمینهٔ میکرایتی در حال تبلور مجدد، نور طبیعی.

O₃ آسیلینا-نومولیتس پکستون^{۱۶}: در این میکروفاسیس نومولیت‌ها با فراوانی ۲۵-۲۰ درصد و آسیلینا با فراوانی ۱۰-۵ درصد بخش اصلی آلوکم‌ها را تشکیل می‌دهند. از دیگر اجزاء این میکروفاسیس جلبک‌های قرمز با فراوانی کمتر از ۵ درصد می‌باشد. فسیل‌ها در مواردی آثار خردشدگی نشان می‌دهند. زمینهٔ سنگ در این میکروفاسیس بیشتر میکرایتی است ولی در مواردی هم بخش‌های اسپارایتی در آن دیده می‌شود (شکل ۵، C). آسیلینا می‌تواند در بخش‌های مختلف پلت‌فرم کربناته (۸۰-۵۰ متری) به استثناء محیط‌های محدود شدهٔ لاگونی زندگی کند (بیوینگتون پنی و ریسی، ۲۰۰۴). آسیلینا همراه با فرامینیفر بنتیک دیسکوسیکیلینا حتی در بخش‌های عمیق‌تر حوضه (مانند رمپ خارجی) نیز مشاهده می‌شود (ریسر و همکاران، ۲۰۰۵). اما با توجه به اینکه در این میکروفاسیس درصد قابل توجهی نومولیت مشاهده می‌شود و فسیل‌ها در مواردی حالت جورشدگی را نشان می‌دهند می‌توان این میکروفاسیس را به بخش‌های رمپ میانی نسبت داد.

O4 اپرکولینا پکستون^{۱۷}: در این میکروفاسیس فرامینیفر بنتیک اپرکولینا با فراوانی ۲۵-۳۰ درصد حجم اصلی آلوکمها را تشکیل می‌دهد. علاوه بر اپرکولینا، فرامینیفرهای بنتیک نومولیت و دیسکوسیکیلینا نیز با فراوانی به ترتیب ۵ و ۳ درصد مشاهده می‌شوند که در برخی موارد حالت خردشده دارند. زمینه سنگ در این میکروفاسیس از نوع میکرایتی، اسپارایتی می‌باشد (شکل ۵، D). به طور کلی اپرکولینا آب‌های آرام با انرژی و نور کم و شوری نرمال را برای زیست ترجیح می‌دهد (هوهینگر، ۲۰۰۰). بر اساس الگوی پراکندگی فرامینیفرها در دریاچه‌های امروزی، حضور فرام‌های پهن و کشیده مانند اپرکولینا نشانگر رسوب‌گذاری این میکروفاسیس در بخش‌های پایینی منطقه آفوتیک در رمپ میانی است (رومرو و همکاران، ۲۰۰۲). با توجه به وجود بافت پکستون به همراه فسیل‌های سالم و خردشده که نشان‌دهنده انرژی متوسط تا پایین (آشفتگی نسبی) است و فراوانی فونای اسکلتی دریای باز، محیط تشکیل این میکروفاسیس محیط دریای باز با انرژی پایین تا متوسط است.

محیط رسوبی سازند تله‌زنگ در دو برش سطحی مورد مطالعه

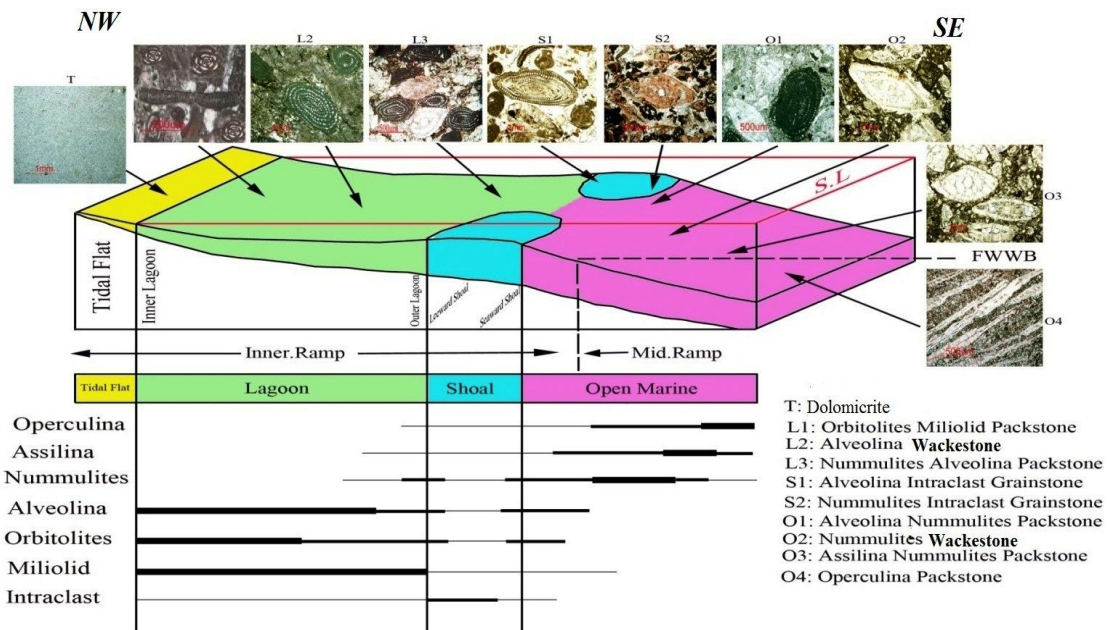
فرامینیفرهای بنتیک حدود ۸۶ درصد از آلوکم‌های موجود در سازند تله‌زنگ را تشکیل می‌دهند، بنابراین از این محتوای فسیلی با ارزش در تعیین میکروفاسیس‌ها و مدل محیط رسوبی این سازند استفاده می‌گردد. بر اساس بیوینگتون پنی و ریزی (۲۰۰۴) گسترش و تنوع فرامینیفرهای اربیتولیتس و میلیولید به همراه آلوئولینا در بخش‌های کم‌عمق حوضه و نومولیت، اپرکولینا و آسیلینا در بخش‌های عمیق‌تر حوضه در نظر گرفته می‌شود. در سازند تله‌زنگ نیز حداکثر فراوانی فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوز در زیرمحیط لاگون مشاهده می‌شود. فرامینیفرهای با پوسته آهکی هیالین نیز در زیرمحیط دریای باز از بیشترین فراوانی برخوردارند و با افزایش عمق اندازه نسبی آنها افزایش می‌یابد به‌طوری‌که در میکروفاسیس‌های مربوط به زیرمحیط لاگون میانگین بزرگترین قطر آنها ۱/۵ میلی‌متر، در زیرمحیط دریای باز از رمپ داخلی ۲ میلی-متر، در بخش‌های کم‌عمق‌تر از رمپ میانی ۲/۵ - ۲/۲ میلی‌متر و در میکروفاسیس‌های بخش‌های انتهایی رمپ میانی ۴/۵ - ۳/۵ میلی‌متر می‌باشد. با توجه به تنوع فسیل‌های شناسایی شده در سازند تله‌زنگ و انطباق آن با نتایج ارائه شده توسط بیوینگتون پنی و ریزی (۲۰۰۴) و همچنین با در نظر گرفتن نتایج بررسی تغییرات جانبی و عمودی رخساره‌ها، می‌توان محیط رسوب‌گذاری سازند تله‌زنگ در نواحی مورد مطالعه را بر اساس مدل ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۰۴) یک پلات‌فرم کربناته از نوع رمپ تک‌شیب^{۱۸} در نظر گرفت. عدم وجود ریف‌های سدی، رخساره‌های ریزشی و لغزشی، کربنات‌های دوباره نهشته شده^{۱۹}، کورتوئیدها، آنکوئیدها، پیژوئیدها و دانه‌های آگرگات که خاص شلف‌های حاشیه‌دار^{۲۰} هستند و به‌ندرت در رمپ‌های کربناته یافت می‌شوند (فلوگل، ۲۰۰۴)، تبدیل تدریجی رخساره‌ها به هم و گسترش پهنه‌های جزرومدی نیز تأییدکننده تنشست توالی کربناته سازند تله‌زنگ بر روی یک رمپ تک‌شیب می‌باشند (شکل ۶).

17 - Operculina packstone

18- Homocline

19- Calciturbidite

20- Rim-shelf



شکل ۶: مدل محیط رسوبی سازند تله‌زنگ بر اساس فرامینیفرهای بنتیک بزرگ در برش کوه مانشت و برش چم‌پور.

چینه‌نگاری سکانسی

در این پژوهش سعی گردیده با استفاده از مطالعات صحرایی و بررسی مقاطع نازک، سطوح لایه‌بندی و سیستم تراکت‌ها و همچنین سکانس‌های موجود در سازند تله‌زنگ شناسایی و توصیف شوند. برای تعیین مرز توالی، توالی‌های رسوبی، پاراسکانس‌ها، مجموعه پاراسکانس‌ها و دسته رخساره‌ها از مفاهیم ارائه شده توسط مؤلفان مختلف (ون و گنر و همکاران، ۱۹۸۸؛ امری و مایرز، ۱۹۶۶؛ کاتینو، ۲۰۰۶) استفاده شده است. مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده حاکی از آن است که توالی کربناته سازند تله‌زنگ در برش‌های مطالعه شده، در یک پلات‌فرم کربناته از نوع رمپ‌ته‌نشین شده‌اند و در چنین پلات‌فرم‌هایی دسته‌های رسوبی سیستم‌تراکت پیش‌رونده ^{۲۱}(TST) و نهشته‌های سیستم‌تراکت تراز بالا ^{۲۲}(HST) گسترش بیشتری داشته و مجموعه رخساره‌ای سیستم‌تراکت تراز پایین ^{۲۳}(LST) محدودتر می‌باشد (سارج، ۱۹۸۸). در این مطالعه سطوح چینه‌ای اصلی شامل مرزهای سکانسی ^{۲۴}(SB) و سطوح حداکثر غرقابی (mfs) هستند. مرزهای سکانسی بر اساس سطوح رخنمون‌یافته مانند رخداد دولومیکرایته‌های مربوط به محیط فراکشنندی و رسوبات تبخیری یا گسترش رخساره‌هایی که معادل حداکثر افت نسبی دریا بودند تعیین گردیدند و سطوح حداکثر غرقابی معادل عمیق‌ترین رخساره‌ها در طول هر سکانس می‌باشند (کاتینو، ۲۰۰۶). بر اساس نتایج حاصل از بررسی میکروفاسیس‌ها، مرز سکانس‌ها و الگوی انباشتگی سیکل‌ها و انطباق آنها با یکدیگر، سه مرز سکانسی، دو سطح حداکثر غرقابی، دو سکانس رسوبی رده سوم در برش کوه مانشت و دو مرز سکانسی، یک سطح

- 21- Transgressive system tract
- 22- Highstand system tract
- 23- Lowstand system tract
- 24 - Sequence boundary

حداکثر غرقابی، یک سکانس رسوبی رده سوم در برش چمبرور شناسایی شده است که مشخصات آنها به شرح زیر می‌باشد:

چینه‌نگاری سکانشی سازند تله‌زنگ در برش کوه مانشت

سکانس رسوبی اول: این سکانس (M_1) با ضخامتی در حدود ۴۵ متر دارای لیتولوژی کاملاً سنگ‌آهکی است. مرز زیرین و بالایی این سکانس به دلیل عدم وجود شواهد خروج از آب احتمالاً از نوع $(SB-2)^{25}$ می‌باشد. بخش سیستم تراکت پیش‌رونده (TST) با ضخامتی در حدود ۲۴ متر از پاراسکانس‌های رسوبی با الگوی پیش‌رونده تشکیل شده است که به سمت بالای سکانس با افزایش تدریجی فرامینیف‌های بنتیک مربوط به دریای باز از قبیل نومولیت و اپرکولینا همراه است. حداکثر پیشروی سطح آب دریا (mfs) در انتهای رخساره اپرکولینا پکستون، مربوط به دریای باز و بخش‌های انتهایی رمپ میانی، شناسایی شده است. سیستم تراکت تراز بالا (HST) با ضخامتی در حدود ۲۱ متر از پاراسکانس‌های رسوبی با الگوی پسرونده تشکیل شده است که در برگیرنده رخساره‌های کم‌عمق‌تر پشته و لاگون می‌باشد. مرز بالایی این سکانس بعد از رخساره آلوتولینا و کستون مربوط به لاگون داخلی مشخص می‌شود و بر روی این رخساره و در قاعده سکانس بالایی ظهور ناگهانی رخساره آلوتولینا-نومولیت پکستون مربوط به دریای باز اتفاق می‌افتد.

سکانس رسوبی دوم: این سکانس (M_2) با ضخامتی در حدود ۳۹ متر دارای لیتولوژی سنگ‌آهکی است. بخش سیستم تراکت پیش‌رونده (TST) با ضخامت تقریباً ۲۲ متر از پاراسکانس‌های رسوبی با الگوی پیش‌رونده که در برگیرنده رخساره‌های پکستونی، وکستونی و گرینستونی مربوط به دریای باز، پشته و بخش بیرونی لاگون می‌باشد، تشکیل شده است. به سمت بالای سکانس فرامینیف بنتیک نومولیت به‌طور تدریجی افزایش می‌یابد. حداکثر پیشروی سطح آب دریا (mfs) در انتهای رخساره نومولیت وکستون مربوط به دریای باز شناسایی شده است. در بالای این افق، بخش سیستم تراکت تراز بالا (HST) با ضخامتی در حدود ۱۷ متر از پاراسکانس‌های رسوبی با الگوی پسرونده تشکیل شده است که در برگیرنده رخساره‌های کم‌عمق‌تر پشته و لاگون می‌باشد. این سکانس در انتها از ۳۶ متر دولومیت تشکیل شده که این دولومیت‌ها در مواردی خصوصیات دولومیت‌های پهنه جزر و مدی را نشان می‌دهند. در بالای این سکانس نیز یک لایه تبخیری دیده می‌شود که در مجموع می‌تواند به عنوان یک مرز سکانشی از نوع $(SB-1)^{26}$ در نظر گرفته شود.

چینه‌نگاری سکانشی سازند تله‌زنگ در برش چمبرور: این سکانس (C_1) با ضخامت ۴۸ متر دارای لیتولوژی سنگ‌آهکی است. مرز زیرین این سکانس بر روی کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های سازند امیران قرار گرفته است. در مطالعات صحرایی شواهدی که نشان‌دهنده شرایط خروج از آب باشد مشاهده نشد، بنابراین مرز زیرین از نوع $(SB-2)$ می‌باشد. بخش سیستم تراکت پیش‌رونده (TST) با ضخامتی در حدود ۲۸ متر از پاراسکانس‌های رسوبی با الگوی پیش‌رونده که در برگیرنده رخساره‌های پکستونی، وکستونی و گرینستونی مربوط به دریای باز و پشته می‌باشد، تشکیل گردیده است که حاوی فرامینیف‌های بنتیک نومولیت و آسیلینا و به میزان کمتر آلوتولینا می‌باشد، به طوری که حداکثر پیشروی سطح آب دریا (mfs) در انتهای رخساره آسیلینا-نومولیت پکستون مربوط به رمپ میانی، شناسایی شده است. در بالای این افق، بخش سیستم تراکت

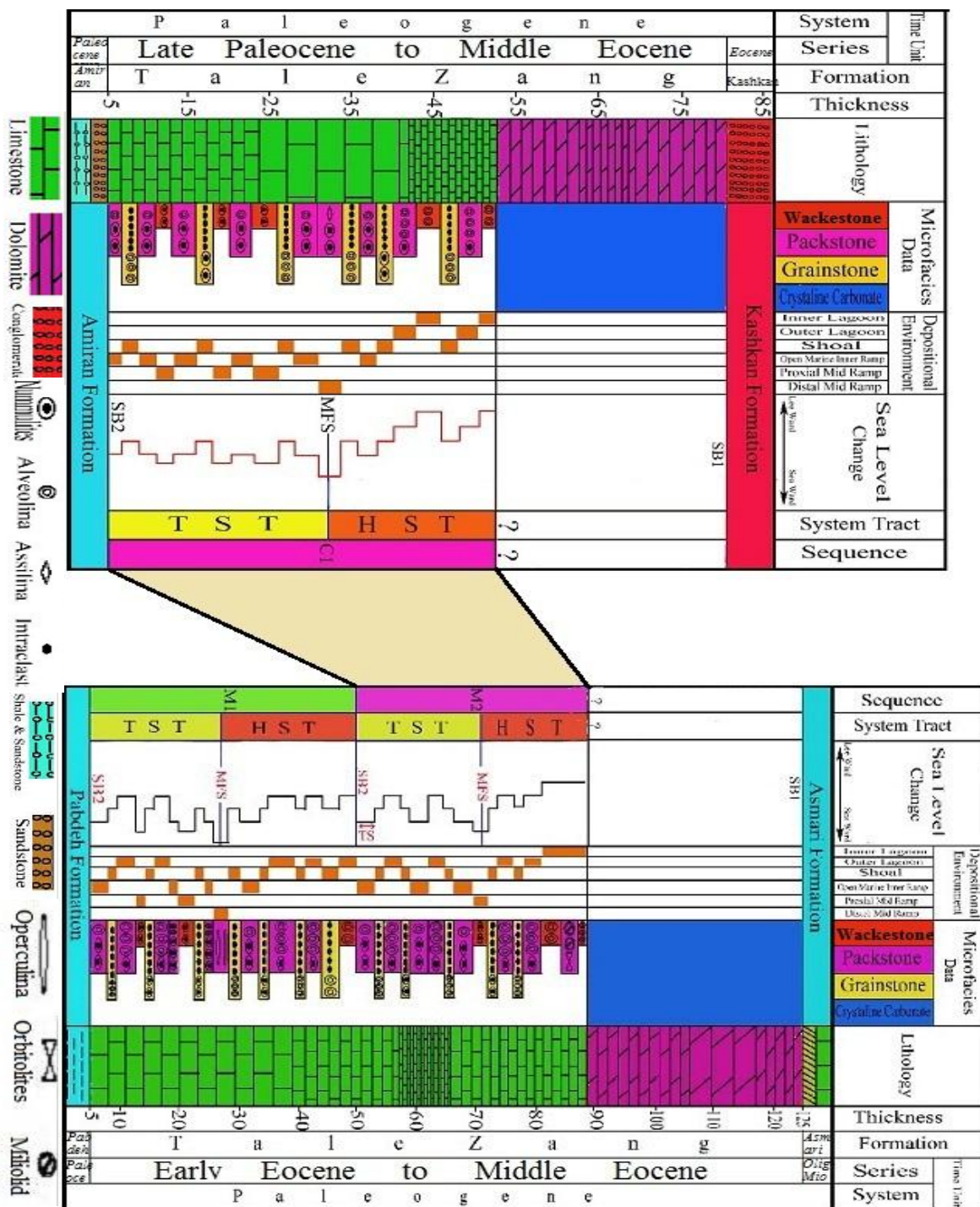
25-Type 2 sequence boundary

26-Type 1 sequence boundary

تراز بالا (HST) با ضخامتی در حدود ۲۰ متر از پاراسکانس‌های رسوبی با الگوی پسرونده تشکیل شده است که در برگزیده رخساره‌های کم‌عمق‌تر بخش‌های پشته و لاگون می‌باشد. این سکانس در انتها از ۳۸ متر دولومیت تشکیل شده که این دولومیت‌ها در مواردی خصوصیات دولومیت‌های پهنه جزرومدی را نشان می‌دهند. در بالای این بخش دولومیتی، کنگلومرای کشکان دیده می‌شود که می‌تواند به عنوان یک مرز سکانسی از نوع (SB-1) در نظر گرفته شود. علت اختلاف سیکل‌های رسوبی یاد شده مربوط به شرایط محیطی حاکم بر زمان تشکیل آنها است، بدین صورت که در زمان ته‌نشست سیکل اول سازند تله‌زنگ در برش کوه مانشت، در برش چم‌بور سازند امیران که سن قدیمی‌تری دارد نهشته شده و هم‌زمان با سیکل دوم آن در برش کوه - مانشت تنها سیکل موجود در برش چم‌بور تشکیل گردیده است. انجام تطابق دقیق‌تر لایه‌ها نیازمند داشتن سن‌های دقیق‌تر می‌باشد ولی تطابق سکانس‌ها بر اساس بیشترین احتمال (ضخامت تقریباً یکسان سکانس‌ها، لیتولوژی مشابه، نوع مرزهای بالا و پایین) امکان‌پذیر بوده که مطابق تصویر انجام گردیده است (شکل ۷).

نتیجه‌گیری

با مطالعه سازند تله‌زنگ به سن پالتوسن پسین - ائوسن میانی در مقطع کوه مانشت به ضخامت ۱۲۰ متر در شمال ایلام و مقطع چم‌بور به ضخامت ۷۶ متر در جنوب شرقی ایلام، تعداد ۱۰ میکروفاسیس مربوط به زیر محیط‌های پهنه جزرومدی، لاگون، پشته‌های ماسه‌ای و دریای باز در آن شناسایی شده است. بر این اساس محیط‌رسوبی سازند تله‌زنگ یک رمپ کربناته از نوع تک‌شیب تعیین گردید. فرامینیفیرهای بنتیک ۸۶ درصد از آلوکم‌های سازند تله‌زنگ در مناطق مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند و توزیع متفاوتی را در بخش‌های مختلف محیط‌رسوبی نشان می‌دهند. بیشترین فراوانی فرامینیفیرهای با پوسته پورسلانوز بدون منفذ مانند میلیولید، اربیتولیتس و آلوئولینا مربوط به محیط لاگون و بیشترین فراوانی فرامینیفیرهای با پوسته آهک هیالین منفذدار مانند نومولیت، آسیلینا و اپرکولینا مربوط به رمپ میانی می‌شود. حضور فرامینیفیرهای با پوسته آهکی بدون منفذ به‌همراه فرامینیفیرهای با پوسته آهکی منفذدار در لاگون، نشان دهنده وجود یک لاگون نیمه‌محصور در زمان نهشت رسوبات سازند تله‌زنگ در مناطق مورد مطالعه می‌باشد. با استفاده از مطالعات صحرایی و بررسی تغییرات عمودی رخساره‌ها در طول توالی دو برش، سطوح اصلی سکانسی تعیین و مشخص گردید که سکانس رسوبی سازند تله‌زنگ در برش کوه مانشت از دو سکانس رسوبی و در برش چم‌بور از یک سکانس رسوبی درجه سوم تشکیل شده است. این تفاوت مربوط به شرایط محیطی حاکم در زمان نهشت دو برش یاد شده می‌شود، بدین صورت که در زمان تشکیل سیکل اول سازند تله‌زنگ در کوه مانشت در محل برش چم‌بور سازند امیران که از نظر سنی قدیمی‌تر است نهشته می‌شده و هنگامی که سیکل دوم سازند یاد شده در برش کوه مانشت در حال ته‌نشست بوده تنها سیکل موجود در برش چم‌بور تشکیل گردیده است. سیستم‌تراکت پیشرونده (TST) در هر یک از سکانس‌های رسوبی دو برش عمدتاً شامل رخساره‌های وکستونی، پکستونی تا گرینستونی مربوط به دریای باز و پشته‌های آبی است که به سمت بالا افزایش تدریجی فرامینیفیرهای با پوسته منفذدار را نشان می‌دهد و فسیل‌های لاگون در آن کمتر یافت می‌شوند. بخش سیستم تراکت تراز بالای (HST) سکانس‌های یاد شده هم از رخساره‌های گرینستونی مربوط به پشته به همراه رخساره‌های وکستونی تا پکستونی محیط لاگون تشکیل شده است و عمدتاً شامل فرامینیفیرهای با پوسته بدون منفذ می‌باشد.



شکل ۷: تطابق چینهنگاری سکانسی سازند تله‌زنگ در برش‌های کوه مانشت (سمت راست) و چم‌بور (سمت چپ).

منابع

- آدابی، م. ح.، ۱۳۸۳. ژئوشیمی رسوبی، چاپ اول، انتشارات آرین زمین، تهران، ۴۴۸ ص.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۴. زمین‌شناسی نفت زاگرس، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ۹۵۹ ص.

- Beavington-Penneya, S.J., and Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis: *Earth-Science Reviews*, v.67, p. 219–265.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of sequence stratigraphy*: Elsevier, Amsterdam, 375 p.
- Corda, L., and Brandano, M., 2003. Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy: *Sedimentary Geology*, v. 61, p. 55–70.
- Cubaynes, R., Faure, P., Hantzpergue, P., Pellisle, T., and Rey, J., 1989. Le Jurassique du Quercy: Unites lithostratigraphiques, stratigraphie et organization sequentielle, evolution sedimentaire: *Geol France*, v. 3, p. 33-62.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section: *Nature*, v. 205, p. 578.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Amer. Ass: Petrol. Geol. Mem*, v. 1, p. 108-121.
- Embry, D., and Myers, K.J., 1996. *Sequence Stratigraphy*: Oxford, U. K., Blackwell, 297 p.
- Eichenseer, H., and Luterbacher, H., 1992. The marine Paleogene of the Tremp Region (NE Spain) depositional sequence, facies history, biostratigraphy and controlling factors. *Facies*, v.27, p. 119-152.
- Flügel, E., 2004. *Microfacies Analysis of Limestone: Analysis, Interpretation and Application*: Springer Verlag, Berlin, 976 p.
- Fournier, F., Montaggioia, L., and Borgomano, J., 2004. Paleoenvironments and high-frequency cyclicity from Cenozoic South-East Asian shallow water carbonates: a case study from the Oligo-Miocene buildups of Malampaya (offshore Palawan, Philippines): *Marine and Petroleum Geology*, v. 21, p. 1-21.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.155, p. 211–238.
- Goodall, J.G.S., Racey, A., al-Sayigh, A.R.S., and Hanna, S.S., 2005. Sequence stratigraphy and petroleum potential of the early-middle Eocene Rusay Formation of northern Oman, *International Association of sedimentologist, 24th meeting of sedimentology*, Sultan Qaboos University, Al Khod, Oman, 10-13 Janury.
- Hallock, P., and Glenn, E.C., 1986. Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic depositional facies, *Palaios*, v.1, p. 55-64.
- Hallok, P., Sheps., K., Chaproniere. G., and Howell, M., 2006. Larger benthic foraminifers of the Marion Plateau, northeastern Australia (OPD Leg 194), Comparison of faunas form bryozoan (sites 1193 and 1194) dominated carbonate platform, *Proceedings of the ocean drilling program: Scientific Result*, v.194, p.1-38.
- Hohenegger, J., 2000. Coenoclines of larger foraminifera. *Micropaleontology*, v. 46(1), p.127–151.
- Hottinger, L., 1983. Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time: *Utrecht Micropaleon. Bulletin*, v. 30, p. 239–253.
- Hottinger, L., 1997. Shallow benthic foraminifera assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations: *Bulletin de la Socie ´te ´ Ge ´ologique de France*, v. 4, p. 491–505.

- Luterbacher, H., 1984. Paleocology of Foraminifera in the Paleogene of the southern Pyrenees: Benthos '83, 2nd International Symposium Benthic Foraminifera, p 389–392.
- Papazzonic, C.A., and Trevisani, E., 2006. Facies analysis, paleoenvironmental reconstruction, and biostratigraphy of the perciara di bolca (Verona, northern Italy): An early Eocene Fossil-Lagerstätte: Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology, v. 242, p. 21-35.
- Posamentier, H.W., and Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II- sequence and system tract models. In: Wilgus C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Wagoner Van, J.C., (eds) Sea level changes, an approach: SEPM Spec Publ, v. 42, P. 125-154.
- Rasser, M.W., Scheibner, C., and Mutti, M., 2005. A paleoenvironmental standard section for Lower Eocene tropical carbonate factories (Corbieres, France, Pyrenees, Spain): Facies, v. 51, p. 217–232.
- Romero, J., Caus, E., and Rosell, J., 2002. A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 179, p. 43-56.
- Sarg, J.F., 1988. Carbonate sequence stratigraphy: SEPM Spec Publ, v. 42, p.155–188.
- Scheibner, C., Speijer, R.P., and Marzouk, A.M., 2005. Turnover of larger foraminifera during the Paleocene-Eocene Thermal-Maximum paleoclimatic control on the evolution of platform ecosystems: Geology, v. 33, p. 493-496.
- Scheibner, C., Rasser, M.W., and Mutti, M., 2007. Facies changes across the Paleocene –Eocene boundary: the Campo section (Pyrenees, Spain) revisited: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 248, p.145–168.
- Vail, P.R., Hardenbol, J., and Todd, R.J., 1984. Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy. In: Schlee, J.S., (ed) Interregional unconformities and hydrocarbon exploration: AAPG Mem, v. 33, p. 129-144.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M. Jr., Campion, K.M., and Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops, concepts for high-resolution correlation of time and facies: American Association Petroleum Geology, Methods in exploration series., v. 7, p. 1-55.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H. W., Mitchum, R.M. Jr., Vail, P.R., Loutit, T.S., and Hardenbol, J., 1998. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In : Sea Level Changes An Integrated Approach C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner, (Eds.), SEPM Special Volume, v.42, p.39-45.
- Wilson, J. L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History: Springer Verlag, Berlin, 471 p.
- Zamagni, J., Mutti, M., and Konir, A., 2008. Evolution of shallow benthic communities during the Late Paleocene–earliest Eocene transition in the Northern Tethys (SW Slovenia): Facies, v. 54, p. 25-43.