

محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های سیلیسی آواری-کربناته سازند شیرگشت، شواهد تکتونیک محلی و تغییرات جهانی سطح آب دریا در روند رسوب گذاری در بلوک کلمرد، ایران مرکزی

نارام بایت گل، دانشجوی دکتری، زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، ایران*

رضا موسوی حرمی، استاد، گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

اسدالله محبوبی، استاد، گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

چکیده

سازند شیرگشت در بلوک کلمرد در ایران مرکزی به طور غالب از نهشته‌های کربناته و سیلیسی آواری تشکیل و در محیط‌های رسوبی متنوعی از پهنه‌های جزر و مدی، لاگون، حاشیه ساحلی - سد، دور از ساحل - شلف و رمپ کربناته ته‌نشین شده است. با توجه به خصوصیات رخساره‌ای، طرح برانبارش، شکل هندسی لایه‌ها، توالی آواری موجود به ۵ مجموعه آواری شامل پهنه‌های جزر و مدی (FA1)، لاگون/مخروط‌های شسته شده (FA2)، حاشیه ساحلی بالایی - پیش ساحل (FA3)، حاشیه ساحلی میانی - پایینی (FA4) و دور از ساحل شلف (FA5) و ۴ کمربند رخساره‌ای کربناته شامل کمربند رخساره‌ای پهنه‌ای جزر و مدی (FA)، لاگون (FB)، سدی (FC) و دریای باز (FD) تفکیک می‌شود. چهار سکانس رسوبی در نهشته‌های رسوبی سازند شیرگشت بر اساس طرح برانبارش رخساره‌ای و سطوح اصلی چینه‌نگاری شناسایی شده است. طرح برانبارش رخساره‌ها در این سازند حاصل ارتباط متقابل بین تکتونیک ناحیه حاصل از گسل پی سنگ کلمرد و تغییرات جهانی سطح آب دریا در طول اردوئیسین است. سازند شیرگشت از دسته رخساره‌های گستره تراز پیشرونده و پسرونده تشکیل شده است که در نتیجه تأثیرات تکتونیکی حاصل از گسل پی سنگ کلمرد ایجاد شده است. فعالیت گسل کلمرد در این سازند به صورت تغییر در دسته رخساره‌ها، طرح برانبارش رخساره‌ای و سطوح چینه‌شناسی سکانسی نشان داده شده است.

کلید واژه‌ها: محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکانسی، سازند شیرگشت، اردوئیسین، گسل کلمرد.

مقدمه

در شکل‌گیری سکناس‌ها عوامل درون حوضه‌ای و برون حوضه‌ای نقش دارند و سکناس‌ها همانند پاراسکناس‌ها بر اثر تغییرات جهانی در سطح دریا، فرایندهای تکتونیکی (فرونشینی/بالا آمدگی) و تغییرات در تأمین رسوب حاصل شده‌اند (Osleger and Read 1991; Catuneanu 2006; Carpentier et al. 2007; Bosence et al. 2009; Lee and Chough 2011; Bayet-Goll et al. 2014). تأمین رسوب و تغییر نسبی سطح دریا به‌طور شاخص توسط تأثیرات اقلیمی-مداری گردش زمین (عوامل آب و هوایی) و فرایندهای تکتونیکی کنترل می‌شوند. فرایندهای تکتونیکی و آب و هوایی بر تغییر نسبی سطح دریا و تولید رسوب در انواع مختلف مقیاس‌های زمانی و در اندازه‌های مختلف اثر می‌گذارد (Catuneanu 2006; Carpentier et al. 2007; Badenas et al. 2010; Bosence et al. 2009). در این رابطه فرایندهای آب و هوایی نیز توسط یوستازی، انبساط حرارتی و انقباض اقیانوس‌ها، تأمین رسوب و منشأ رسوب کنترل می‌گردد (Di Celma and Cantalamessa 2007). فرایندهای تکتونیکی که اکثراً فضای مورد نیاز برای رسوب‌گذاری تحت تأثیر قرار دهند، توسط تنش‌های درون صفحه‌ای، ناهمگنی در گوشته و گسلش فعال کنترل می‌شوند (Bosence et al. 2009). تأثیر همزمان فرایندهای تکتونیکی و تغییرات سطح آب دریا در حوضه‌های تکتونیکی فعال موجب ایجاد تغییرات گسترده‌ای از لحاظ الگوهای انباشتگی چینه‌ای، موقعیت در سکناس و نوع سطوح چینه‌نگاری سکناسی به‌ویژه مرزهای سکناسی می‌شود (Pascucci et al. 2006; Carpentier et al. 2007). در این مطالعه تأثیرات تکتونیکی گسل کلمرد با توجه به فعالیت یا عدم فعالیت گسل کلمرد بر روی الگوهای انباشتگی چینه‌ای و نوع سطوح چینه‌نگاری سکناسی به‌ویژه مرزهای سکناسی رسوبات اردوئین سازند شیرگشت مورد بررسی قرار گرفته است. بررسی تأثیرات تکتونیکی گسل کلمرد بر روی نهشته‌های رسوبی پالئوزوئیک زیرین می‌تواند کمک قابل توجهی جهت فهم تاریخچه

حوضه‌های رسوبی ایران مرکزی به‌ویژه بلوک کلمرد در طول پالئوزوئیک زیرین باشد.

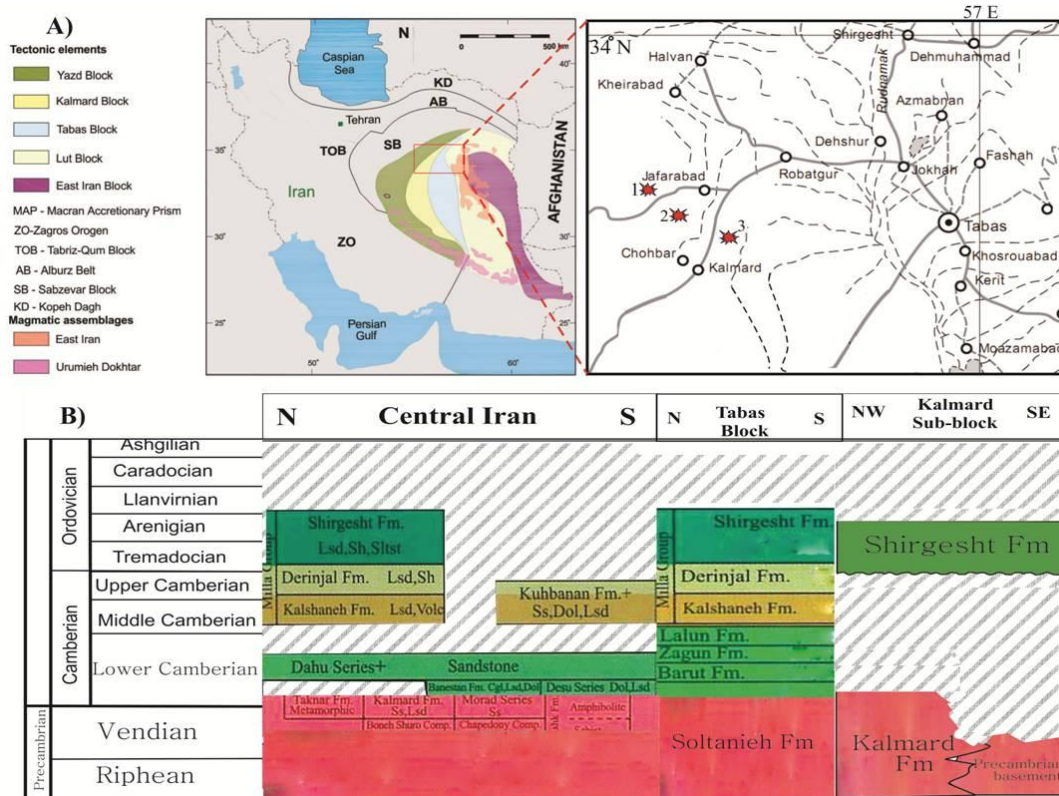
زمین‌شناسی عمومی منطقه

سنگ‌های اردوئین در ایران گسترش محدود دارند و به استثنای ناحیه شیرگشت گذر کامبرین به اردوئین در آن ظاهراً، پیوسته دانسته شده است (آقابات ۱۳۸۳). توالی رسوبات کامبرین- اردوئین در ایران مرکزی دارای ضخامتی بیش از ۲۰۰۰ متر است به همین دلیل روتنر و همکاران (Ruttner et al. 1968) توالی مورد نظر را به نام گروه میلا معرفی می‌کنند و این گروه را به سه سازند کالشانه (کامبرین میانی) در نجال (کامبرین بالایی) و شیرگشت (کامبرین بالایی؟- اردوئین) تقسیم می‌کنند (شکل ۱). در این مطالعه، نهشته‌های سازند شیرگشت با سن اردوئین مورد بررسی قرار می‌گیرد.

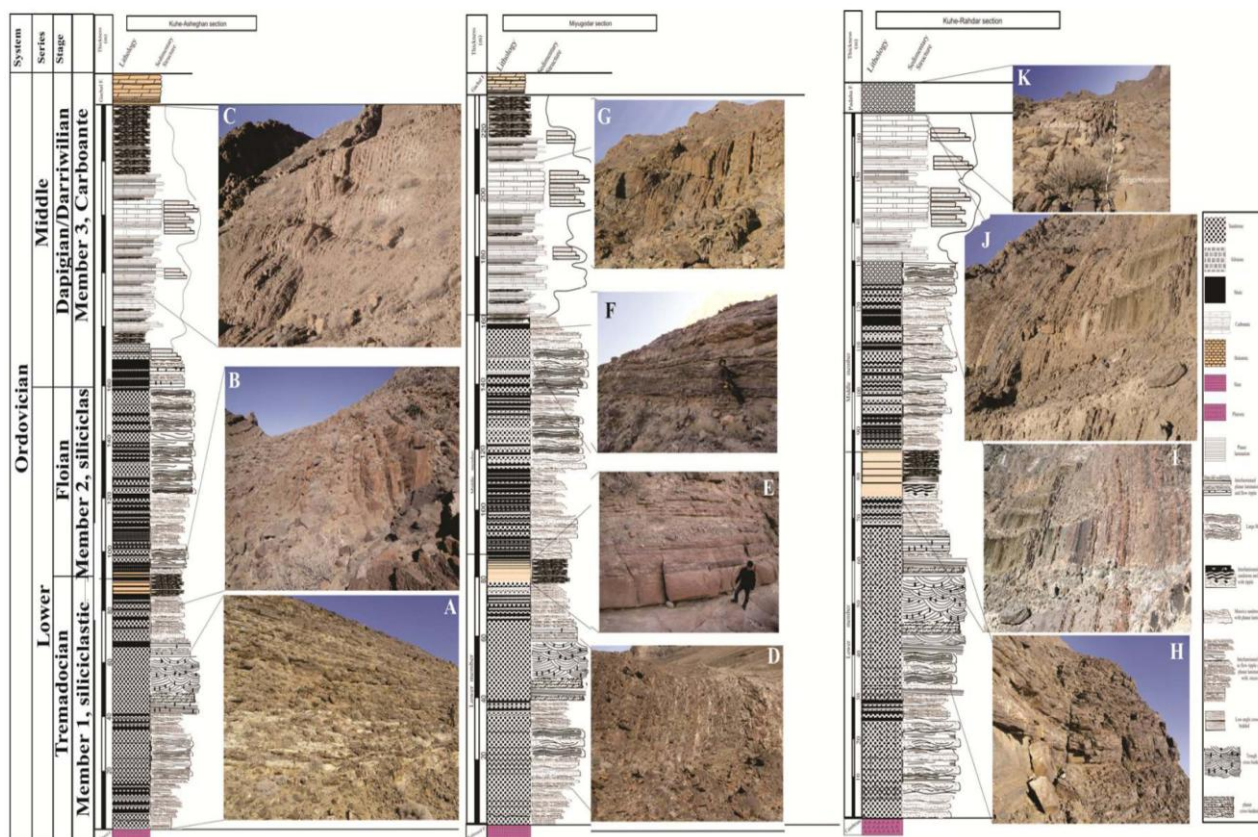
رسوبات اردوئین سازند شیرگشت در ناحیه کلمرد (غرب طبس) با ضخامتی در حدود ۲۰۰ متر، عمدتاً از واحدهای شیلی، ماسه‌سنگی و ماسه‌سنگ آهکی، دولومیت و آهک با یک قاعده کوارتزیتی تشکیل شده است (شکل ۲) و همبری آنها با سنگ‌های منتسب به پرکامبرین (سازند کلمرد) از نوع دگرشیبی زاویه‌دار و با گرانودیوریت‌های این زمان (پرکامبرین) از نوع دگرشیبی آذرین پی است. مرز بالایی سازند شیرگشت در این نواحی با ناپیوستگی فرسایشی در برش کوه عاشقان و میوگدار در زیر دولومیت‌های سازند گچال (کربونفر) یا در برش کوه راهدار زیر کوارتزیت‌های سفید تا قهوه‌ای رنگ سازند راهدار (دونین) قرار می‌گیرد. سازند شیرگشت بر اساس مطالعات بایواستراتیگرافی صورت گرفته بر روی این سازند (Ruttner et al. 1968; Hamed et al. 2009; Ghaderi et al. 2004; Bassett et al. 1999; 1997) به سه بخش پایینی (member 1) با سن Tremadocian، بخش میانی (member 2) با سن Floian و بخش بالایی (member 3) با سن Dapinagian/Darriwilian تقسیم شده است (شکل ۲).

بالآمدگی کلمرد، بلوک پشت‌بادام، فروافتادگی بیاضه - بردسیر و بلوک یزد تقسیم شده است (Alavi 1991) (شکل ۱). در محدوده خرد قاره‌های ایران مرکزی، بلوک کلمرد به صورت بخش کوچکی با روند شمال شرقی - جنوب غرب است و در میان گسل کلمرد در شرق و گسل پوشیده نائینی در غرب قرار دارد (شکل ۱). داده‌های زمین‌شناسی حاصل از این بلوک بالآمده نشان‌دهنده دو فاز خشکی زایی مهم وابسته به دو رخداد کوهزایی کاتانگایی و سیمین میانی است (آقابانی ۱۳۸۳).

سازند شیرگشت در منطقه مورد مطالعه در پهنه رسوبی - ساختاری ایران مرکزی قرار دارد که با توجه به غالب بودن زمین‌ساخت قطعه‌ای، بلوکی، جدایش در نتیجه فعالیت گسل‌های پی سنگی این پهنه رسوبی - ساختاری را با عنوان خرده قاره‌های ایران مرکزی معرفی نموده‌اند (Berberian and King 1981; Alavi 1991). خرد قاره ایران مرکزی بخشی از ایران مرکزی است که با زمین‌درزهای افیولیتی سیستم، نائین، بافت، گسل دورونه و افیولیت‌های کاشمر - سبزواری احاطه شده و توسط گسل‌های طویلی که به سمت غرب خمیدگی دارند به بلوک لوت، بالآمدگی شتری، فرونشست طبس،



شکل ۱- A) موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه در زون ایران مرکزی، بلوک کلمرد (علامت قرمز رنگ). ۱: برش کوه عاشقان، ۲: برش میوگدار، ۳: برش کوه راهدار. B- تغییرات چینه‌شناسی نهشته‌های کامبرین اردوئین ایران مرکزی (اقتباس از چارت چینه‌شناسی ایران با تغییرات).



شکل ۲- ستون سنگ چینه‌ای نهشته‌های سیلیسی آواری (Members 1, 2) و کربناته (Member 3) سازند شیرگشت در بلوک کلمرد ایران مرکزی. A- بخش پایینی سازند شیرگشت از توالی ضخیم شونده ماسه‌سنگی حاشیه ساحلی- سد. (برش کوه عاشقان). B- توالی‌های پهنه‌های جزر و مدی از دولومیت و دولومیت‌های ماسه‌ای (برش کوه عاشقان). C- نهشته‌های کربناته بخش بالایی سازند شیرگشت (برش کوه عاشقان). D- بخش پایینی سازند شیرگشت از توالی ضخیم شونده ماسه سنگی حاشیه ساحلی- سد. (برش میوگدار). E- توالی‌های پهنه‌های جزر و مدی از دولومیت و دولومیت‌های ماسه‌ای (برش میوگدار). F- توالی‌های ماسه سنگی حاشیه ساحلی بخش میانی سازند شیرگشت (برش میوگدار). G- نهشته‌های کربناته بخش بالایی سازند شیرگشت (برش میوگدار). H- نهشته‌های پیش ساحل و سد سازند شیرگشت (برش کوه راهدار). I- توالی‌های پهنه‌های جزر و مدی از دولومیت و دولومیت‌های ماسه‌ای تبدیل به سمت بالا به نهشته‌های شیلی و ماسه‌سنگی دور از ساحل - شلف بخش میانی سازند شیرگشت (برش کوه راهدار). J- نهشته‌های کربناته بخش بالایی سازند شیرگشت (برش کوه راهدار). K- مرز بالایی سازند شیرگشت در برش کوه راهدار در زیر ماسه‌سنگ‌های سازند راهدار به سن دوفین.

موقعیت جغرافیایی و روش مطالعه

در این مطالعه رسوبات سازند شیرگشت در بلوک کلمرد، غرب طبس در ۳ برش کوه راهدار در ۶۰ کیلومتری غرب طبس ($33^{\circ}37'23''$ N و $56^{\circ}21'53''$ E)، کوه عاشقان در ۷۰ کیلومتری غرب طبس ($33^{\circ}40'1''$ N و $56^{\circ}12'54''$ E) و میوگدار در ۶۵ کیلومتری غرب طبس ($33^{\circ}38'45''$ N و $56^{\circ}16'24''$ E) مورد مطالعه قرار گرفته‌اند (شکل ۱).

جهت استنتاج محیط رسوبی توالی‌های آواری در برداشت‌های صحرایی ضخامت نهشته‌ها، سطوح لایه‌بندی، ساختارهای رسوبی، اثرات فسیلی، میزان زیست‌آشفستگی، تغییرات اندازه دانه‌ها و همچنین ارتباط لایه‌ها مورد بررسی قرار گرفتند. همچنین با توجه به مشاهدات پتروگرافی بر روی بخش کربناته، که شامل اجزای اسکلتی و غیراسکلتی می‌باشد ریزرخساره‌های سازند شیرگشت در بخش کربناته معرفی

شرایط محیطی اینرتایدال بالایی تا سوپراتایدال می‌باشد. در مقابل اندازه دانه ریز رخساره C (جدول ۱) حاکی از ته‌نشینی این رخساره در محیط‌های لاگون با سطح انرژی پایین است. لاگون در سیستم جزایر سدی ناحیه‌ای با سطح انرژی پایین می‌باشد و ذرات دانه ریز سیلت و رس در نتیجه انرژی پایین از حالت معلق ته‌نشین می‌شوند و تشکیل رسوبات دانه ریز را می‌دهند (حسینی‌برزی و بایت گل ۱۳۸۹). از طرف دیگر در نهشته‌های رخساره D (جدول ۱) وجود طبقه‌بندی مورب مسطح همراه با طبقات دارای دانه‌بندی تدریجی نرمال و همراهی با نهشته‌های لاگون (رخساره C) و تغییرات اندازه ذرات و ساختارهای رسوبی با الگوی به سمت بالا درشت شونده در این رخساره حاکی از ته‌نشینی این رخساره به‌عنوان مخروط‌های شسته شده با تأمین ماسه بوسیله جریانات امواج و جریانات ورودی از کانالی جزر و مدی است.

وجود شواهدی از کوارتز آرنایت‌های خوب جورشده با لامیناسیون‌های موازی نازک و طبقه‌بندی مورب تراف، و طبقه‌بندی مسطح با زاویه کم، عدم حضور رسوبات دانه ریز گلی و آشفته‌گی زیستی و همچنین نبود ساختمان‌های هوموکی (HCS, SCS) در رخساره‌های E و F (جدول ۱) نشان‌دهنده محیط‌های پرانرژی مربوط به منطقه پیش ساحل و حاشیه ساحلی است (Hampson and Storms 2003; Hampson et al. 2008). این ماسه سنگ‌ها احتمالاً بر روی سواحل با شیبی ملایم و با نرخ بالای تأمین رسوب طی جریان‌های رفت و برگشتی در زون سواش (Swash Zone) برجای گذاشته شده‌اند (Hampson and Storms 2003; Hampson et al. 2008). وجود شواهدی از قبیل قاعده فرسایشی، طبقه‌بندی‌های مورب تراف در دسته‌های به سمت بالا نازک شونده، لامیناسیون‌های موازی، طبقه‌بندی‌های مورب مسطح در دسته‌های گوه‌ای شکل (Wedge Sets) و ساختمان‌های جناغی در رخساره G (جدول ۱) نشان‌دهنده رسوب‌گذاری این رخساره در بخش دهانه کانال‌های قطع‌کننده سدهای ماسه‌ای است که تحت اثر جریان‌های ریپ و جزر و مدی

گردیدند. این ریزرخساره‌ها بر اساس طبقه‌بندی دانهام (Dunham 1962)، نام‌گذاری گردیدند و با ریزرخساره‌های استاندارد معرفی شده بوسیله فلوگل (Flügel 2010) مطابقت داده شده است. در نهایت با ادغام داده‌های رسوب‌شناسی و ایکنولوژیکی از مطالعات صحرایی همراه با داده‌های پتروفاسیسی، سطوح چینه‌نگاری سکانسی، سیستم تراکت‌ها و سکانس‌های موجود در نهشته‌های سازند شیرگشت شناسایی و بررسی شده‌اند. در این راستا بر اساس توالی رخساره‌ای در طول یک پاراسکانس، سطوح محصور‌کننده و محیط رسوبی انواع مختلف پاراسکانس‌ها در نهشته‌های مورد مطالعه شناسایی شده است. همچنین دسته رخساره‌ها در نهشته‌های سازند شیرگشت براساس الگوهای انباشتگی پاراسکانس‌ها، موقعیت در سکانس و نوع سطوح مرزی مشخص شده است.

رخساره‌ها و محیط رسوبی

بر اساس شواهد صحرایی و آزمایشگاهی ۶ مجموعه رخساره‌ای در توالی‌های آواری بخش زیرین و میانی سازند شیرگشت شناسایی شده است (جدول ۱ و شکل ۳) که عبارتند از: ۱) مجموعه رخساره‌های پهنه جزر و مدی (رخساره‌های A-B)، ۲) مجموعه رخساره‌های لاگون-مخروط‌های شسته شده (رخساره‌های C-D)، ۳) مجموعه رخساره‌های حاشیه ساحلی بالایی و پیش ساحل (رخساره‌های E-F)، ۴) مجموعه رخساره دهانه کانال قطع‌کننده سدهای ماسه‌ای (رخساره G)، ۵) مجموعه رخساره‌های حاشیه ساحلی میانی و پایینی (رخساره‌های H-I)، و ۶) مجموعه رخساره‌های دور از ساحل-شلف (رخساره‌های J, K-L) است (جدول ۱).

شواهدی از قبیل گسترش دولومیت‌های ریزیلور، وجود کانی‌های تبخیری نظیر انیدریت، ترک‌های گلی پر شده، فقدان آلومک و تخلخل چشم‌پرنده‌ای و حفره‌ای، غالب بودن میکرایت و وجود ساختارهای جریانی و طبقه‌بندی موجی، فلیزر و عدسی در رخساره‌های A و B (جدول ۱) بیانگر

بوده‌اند (Hampson and Storms 2003).

بررسی ساختارهای رسوبی موجود در رخساره H (جدول ۱) حاکی از تشکیل در محیط‌های حاشیه ساحلی میانی در بالای موجسار هوای آرام تحت تأثیر جریانات لانگ شور با جهت SW-NE و امواج طوفانی است. طبقات موجود در رخساره H، در شرایط پرنرژی تحت تأثیر جریانات لانگ شور به صورت توالی‌های برهم افزاینده ضخیم لایه با طبقه‌بندی مورب مسطح و کم زاویه و سطح تماس قاعده‌ای فرسایشی تند ایجاد می‌شوند. طبقه‌بندی مورب هوموکی در این رخساره‌ها تحت تأثیر جریانات مرکب حاصل از برخورد امواج طوفانی و جریانات لانگ شور ایجاد می‌شوند (Hampson et al. 2008). در مقابل حضور سطح فرسایشی، ساخت‌های گاترکست، لامیناسیون‌های موازی، طبقه‌بندی مورب هوموکی و لامیناسیون رپیلی موجی و آثار آشفستگی زیستی در رخساره I (جدول ۱)، جملگی بیانگر رخساره‌های توفانی پروکسیمال در بخش پایینی حاشیه ساحلی (Lower Shoreface) و دور از ساحل حد واسط (offshore transition) در اعماقی بین ۵ تا ۲۰ متر می‌باشند (Dumas et al. 2005).

بررسی خصوصیات اکتولوژیکی و رسوب‌شناسی نهشته‌های مجموعه گروه توالی رخساره‌ای دور از ساحل- شلف (رخساره‌های J, K-L) حاکی از رسوب‌گذاری در بخش‌های پایینی و بالایی دور از ساحل در مجاورت با شلف کم انرژی زیر موجسار هوای طوفانی است. این رخساره‌ها به

طور غالب در زیر موجسار هوای طوفانی (SWB) که به طور دوره‌ای و موقتی تحت تأثیر آن قرار می‌گیرد تشکیل می‌شود. نوسانات دوره‌ای در میزان انرژی که حاصل نوسانات موجسار هوای طوفانی است موجب ایجاد تغییرات زیادی در خصوصیات ساختارهای رسوبی فیزیکی و زیستی می‌شود. وجود لایه‌های اندک از ماسه سنگ با طبقه‌بندی مورب هوموکی کوچک مقیاس و لامیناسیون رپیلی موجی در رخساره‌های J, K-L (جدول ۱) حاکی از نوسانات دوره‌ای کوتاه مدت امواج در زیر موجسار هوای طوفانی است. طبقات ماسه‌سنگی در این رخساره به عنوان تمپستایت‌های دیستال نام برده می‌شوند. پتانسل حفظ شدگی دیستال تمپستایت‌ها بالا می‌باشد که چنین خصوصیتی مدیون قرار گرفتن آنها در زیر موجسار هوای طوفانی است (Hampson and Storms 2003; Bayet-Goll et al. 2015).

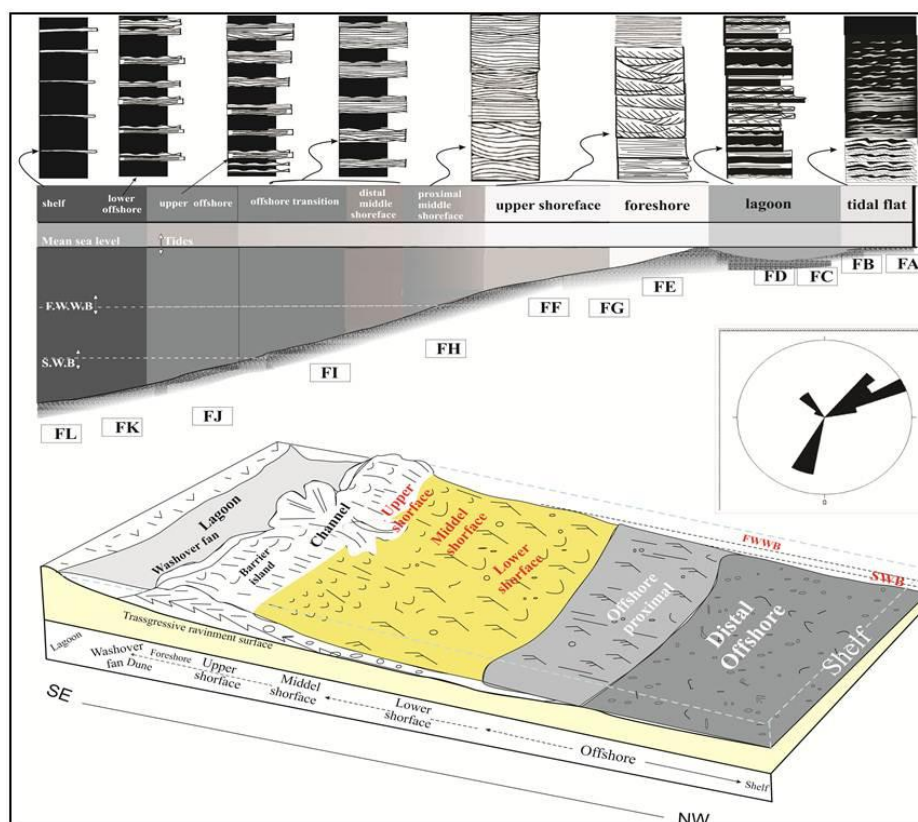
در نهایت بر پایه شواهد صحرایی و بررسی تغییرات جانبی و عمودی رخساره‌های رسوبی، نهشته‌های سیلیسی-آواری سازند شیرگشت (members 1-2) در محیط سدی-ساحلی-لاگونی تحت تأثیر جریان‌های امواج تشکیل شده‌اند (شکل ۳). در سیستم‌های سدی-ساحلی، با افزایش نرخ ورود مواد سیلیسی-آواری، جابجایی زیاد در سدهای ماسه‌ای رخ داده و سبب تغییرات رخساره‌ای عمودی، از حاشیه ساحل- دور از ساحل تا منطقه پیش ساحل و کانال‌های قطع‌کننده سدی می‌شوند (بایت گل و همکاران ۱۳۸۹).

جدول ۱- رخساره‌ها و توالی‌های رخساره‌ای شناسایی شده در نهشته‌های سازند شیرگشت.

محیط رسوبی	توصیف	توالی رخساره‌ای	مجموعه رخساره‌ای
پهنه‌های جزر و مدی سوپراتایدال	شامل ماتریکس دولومیکریتی در بردارنده بلورهای ریز و بی‌شکل اولیه دولومیت ریز، خیلی ریز بلور با ذرات کوارتزی به طور پراکنده، فاقد آثار زیست آشفستگی می‌باشند. فابریک‌های فنسترال یا تخلخل چشم پرنده‌ای، دولومیت‌های اولیه و زمینه میکرایتی، فاقد آلوکم و آثار حفر زیستی.	رخساره A	
پهنه‌های جزرومدی یا ایترتایدال	شامل تناوب لایه‌های دولومیت ماسه‌ای و مادستون دولومیتی، لایه‌های رسوبی به صورت توده‌ای یا به ندرت با لامیناسیون موازی و ساختارهای طبقه‌بندی موجی، فلاسر و عدسی می‌باشد، با لئزهای ماسه سنگی با قاعده فرسایشی در این رخساره به صورت کانالی در پهنه‌های جزر و مدی به فراوانی دیده می‌شوند.	رخساره B	
لاگون (lagoon)	شامل شیل، سیلستون و ماسه‌سنگ سیلتی، لایه‌های ماسه‌سنگی به صورت توده‌ای با سطح قاعده فرسایشی یا با لامیناسیون موازی، سطح بالایی طبقات با ریپل‌های موجی متقارن یا نامتقارن جریانی، لایه‌های شیل با لامیناسیون موازی و گسترش جانبی محدود یا هموزن و یکنواخت.	رخساره C	
مخروط‌های شسته شده (washover fan)	به صورت بین انگشتی با گسترش جانبی محدود همراه با رخساره‌های لاگون از تناوب لایه‌های، ماسه‌سنگی، سیلستونی و شیلی با الگوی به سمت بالا درشت شوند. در همراهی نزدیکی با رخساره‌های بالایی حاشیه ساحلی و پیش ساحل. طبقات با سطح قاعده فرسایشی با ساختارهای رسوبی شامل طبقه‌بندی مورب تراف، مسطح، لامیناسیون موازی و ریپلی جریانی با الگوی به سمت بالا ریز شونده در توده‌های عدسی شکل با سطح قاعده‌ای حاوی پیل‌های چرت.	رخساره D	
پیش ساحل (foreshore)	ماسه‌سنگ‌های کوارتزآرنایتی با لامیناسیون‌های موازی با ضخامتی برابر ۱ تا ۲ میلیمتر، بدون ساخت‌های طوفانی، سطح بالایی طبقات موجود در این رخساره حاوی ساخت‌های ریپلی جریانی. این رخساره بر روی رخساره‌های حاشیه ساحلی با طبقه‌بندی مورب تراف و مسطح قرار گرفته است.	رخساره E	
حاشیه ساحلی بالایی (upper shoreface)	شامل ماسه‌سنگ‌های با طبقه‌بندی مورب تراف، با مرزی واضح (Sharp) و طبقه‌بندی مورب مسطح با قاعده فرسایشی و قطعات کنده شده (Rip-up Clast) از جنس کوارتزی. در همراهی نزدیکی با بخش‌های لاگونی و کانال جزر و مدی. جهت جریان دیرینه به صورت چند جهته (polymodal).	رخساره F	
دهانه کانال قطع کننده سد‌های ماسه‌ای (Inlet)	از ماسه سنگ‌های لئزی شکل با طبقه‌بندی مورب تراف بایمدال در دسته‌های به سمت بالا نازک شونده، طبقه‌بندی مورب مسطح به صورت دسته‌های گوه‌ای شکل، لامیناسیون‌های موازی و طبقه‌بندی موجی، فلاسر و عدسی در همراهی نزدیکی با رخساره‌های حاشیه ساحلی بالایی و حاشیه ساحلی میانی.	رخساره G	
حاشیه ساحلی میانی (middle shoreface)	از توالی‌های بر افزاینده ضخیم لایه ماسه‌سنگی با HCS, SCS، طبقه‌بندی مورب مسطح، کم زاویه و افقی موازی. سطح قاعده‌ای طبقات حاوی رسوبات باقی‌مانده قاعده‌ای از چرت به صورت عدسی شکل یا مسطح با دانه‌بندی تدریجی نرمال است.	رخساره H	
حاشیه ساحلی پایینی - دور از ساحل حدواسط (offshore transition)	از تناوب لایه‌های ماسه‌سنگی - شیلی و سیلستونی در الگوی به سمت بالا ضخیم شونده. شامل لامیناسیون ریپلی موجی و جریانی، لامیناسیون موازی، HCS، طبقه‌بندی مورب مسطح کم زاویه، افقی موازی با لاگ‌های قاعده‌ای و سطح فرسایشی مشخص. نسبت ضخامت ساختارهای رسوبی همزمان با کاهش نسبت شیل به ماسه‌سنگ به سمت بالای توالی کاهش می‌یابد.	رخساره I	

رخساره J	از مجموعه لایه‌های به سمت بالا درشت شونده و یا ریز شونده شامل شیل و شیل سیلتی و لایه‌های نازک تا ضخیم ماسه‌سنگی (۵-۲۰ سانتی‌متر) با سطح قاعده فرسایشی تشکیل شده‌اند. لایه‌های ماسه سنگی در این رخساره حاوی HCS، لامیناسیون موازی، رپیلی موجی و رپیل‌های موجی در سطح لایه می‌باشند.	دور از ساحل بالایی (upper offshore)
رخساره K	در توالی‌های ریز شونده به سمت بالا، شامل طبقات ماسه سنگی (۵ تا ۱۵ cm) با قاعده فرسایشی و بین لایه‌هایی از شیل سیلتی که به سمت بالا با افزایش شیل و کاهش ضخامت لایه‌های ماسه سنگی به کمتر از ۵ cm همراه است. با لامیناسیون رپیلی موجی و موازی و به ندرت HCS کوچک مقیاس.	دور از ساحل پایینی (lower offshore)
رخساره L	از شیل سبز کمرنگ و میان لایه‌های دولومیت ماسه‌ای زرد رنگ. لایه‌های شیل در گاهی موارد دارای لامیناسیون موازی و دارای گسترش جانبی قابل ملاحظه هستند. در بیشتر موارد این رخساره به صورت شیل‌های توده‌ای بدون هیچ گونه ساخت رسوبی دیده می‌شود	شلف (shelf)
A1	وکستون بیوکلاستی دولومیتی: دارای بیش از ۲۵ درصد بیوکلاستو کمی پلت تا حدود ۱۰ درصد می‌باشد. زمینه از میکرایت دولومیتی شده با زیست آشفته‌گی تا بیش از ۱۰ درصد کوارتز در اندازه سیلت‌دار. با قالب‌های تبخیری که بعد از انحلال توسط سیمان اسپارایتی پر شده‌اند قابل مشاهده است	سوپراتایدال
A2	مادستون: از رسوبات میکرایتی فاقد آلومک. بدون زیست آشفته‌گی. میکرات‌ها دولومیتی شده و یا تحت تأثیر نئومورفیسم افزایشی با تخلخل چشم پرنده‌ای	سوپراتایدال
A3	دولومادستون: جانشینی کلسیت به جای کانی‌های تبخیری، تخلخل چشم پرنده‌ای، دولومیت‌های اولیه، زمینه میکرایتی و مقدار کمی پوشش جلبکی قابل مشاهده می‌باشند. فاقد آلومک و آثار حفر زیستی است	اینترتایدال بالایی - سوپراتایدال
A4	باندستون استروماتولیتی دولومیتی: از رسوبات میکرایتی فاقد آلومک با آثار زیستی در آن جلبک‌های آبی- سبز (استروماتولیت) است. عمدتاً دولومیتی شده	اینترتایدال بالایی
A5	گرینستون/ پکستون اینتراکلاستی - بیوکلاستی دارای کوارتز: قطعات اینتراکلاستی به صورت میکریتی و گرد شده به میزان ۲۰ تا ۲۵ درصد. دانه‌های پلوئیدی ۵ درصد و قطعات گاستروپود، براکیوپود و به میزان ۱۰ درصد. با جورشدگی کم و در زمینه‌ای از سیمان اسپارایتی یا میکریتی.	اینترتایدال پایینی
B1	پکستون/ وکستون پلوئیدی - ماسه‌ای: دانه‌های پلوئیدی (در اندازه کمتر از ۰.۲ میلی متر) (۲۵٪) و همچنین خرده‌های براکیوپود و گاستروپود به مقدار کمی (تا ۱۰٪) با جورشدگی کم در زمینه‌ای از سیمان اسپارایتی یا میکریتی.	لاگون کم انرژی
B2	وکستون - پکستون پلوئیدی - اینتراکلاستی: پلوئیدها و اینتراکلاست‌ها در اندازه کمتر از ۰.۵ میلی‌متر (۵۰٪) و به مقدار کمی خرده‌ها بایوکلاستی (کمتر از ۱۰ درصد). جورشدگی و گردشدگی خوب نیست. دانه‌های ماسه کوارتزی نیز به میزان ۵ تا ۱۰ درصد.	لاگون کم انرژی
B3	مادستون - وکستون کوارتزی خرده فسیل‌دار: با اجزای اسکلتی در اندازه کمتر از یک میلی‌متر و کمتر از ۵ درصد از خرده‌های دوکفه‌ای‌ها و گاستروپود.	مرکز لagoon
B4	گرینستون - پکستون دارای پلوئید/ اینتراکلاست - بیوکلاست: شامل دوکفه‌ای‌های با حاشیه میکریتی، پلوئید، اینتراکلاستو به مقدار کمتر خرده‌های اسکلتی (گاستروپود، استراکودا و براکیوپودها) در زمینه‌ای از سیمان اسپارایتی. جورشدگی و گردشدگی دانه‌ها خوب نیست.	لاگون نزدیک به سد
C1	گرینستون آلییدی ماسه‌دار: از آلیید با فابریک متحدالمرکز و هسته کوارتز با فراوانی بیش از ۵۰ درصد در زمینه اسپارایتی با دانه‌های کوارتز در اندازه سیلت.	سد

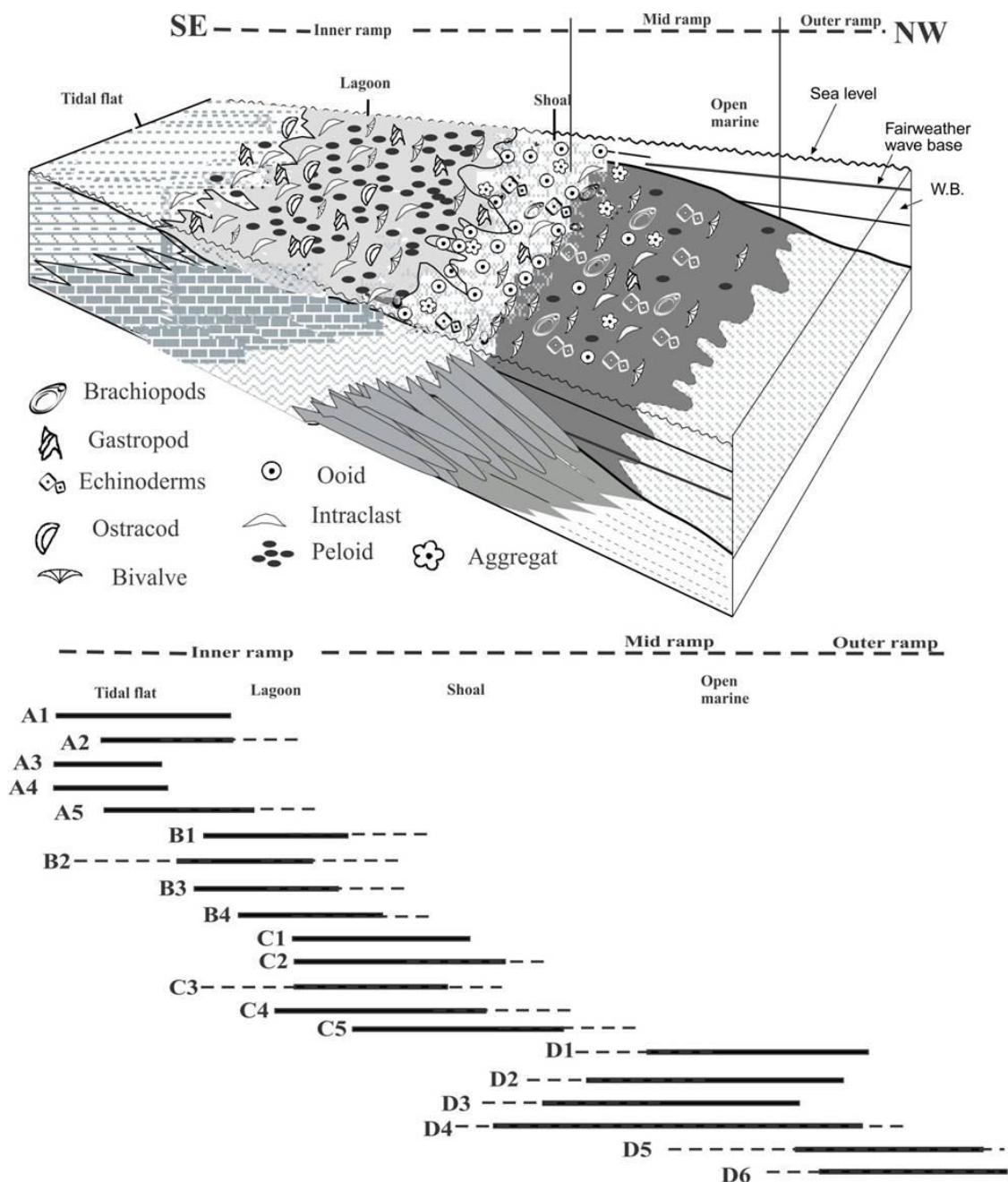
C2	سد در سمت رو به دریای باز	گرینستون آئیدی: از آئید (در اندازه ۰/۵ میلیمتر، فابریک متحدالمرکز و هسته میکریتی شده بیوکلاست و کوارتز) با فراوانی بیش از ۷۰ درصد و به مقدار کمتر خرده‌های اسکلتی (۱۰ درصد) (دوکفه‌ای‌ها، گاستروپودا، براکیوپودها و بریوزوئرها) و آگرگات و اینتراکلاست (۱۰ درصد). با طبقه بندی مسطح موازی.
C3	سد	گرینستون بیوکلاستی-اینتراکلاستی: از قطعات بایوکلاست و اینتراکلاست‌های تقریباً جور شده با مقدار کمی پلئوید در یک زمینه اسپاریتی. دانه‌های بایوکلاستی از انواع دوکفه‌ای با حاشیه میکریتی، گاستروپودا، براکیوپودا، اکتینودرم‌ها و به میزان ۴۰-۶۰ درصد. جورشدگی و گردشگی دانه‌ها خوب است.
C4	سد در سمت رو به دریای باز	گرینستون دارای آگرگات: آگرگات‌ها (۴۰٪) و به مقدار کمی خرده‌های اسکلتی گاستروپودا، دوکفه‌ای با حاشیه میکریتی، براکیوپودا، اکتینودرم‌ها (کمتر از ۱۰ درصد)، ذرات کوارتز آواری (در حدود ۲ درصد). جورشدگی و گردشگی دانه‌ها خوب است.
C5	سد	گرینستون-پکستون بیوکلاستی: با خرده‌های بیوکلاستی (عمدتاً شامل اکتینودرم، گاستروپودا و براکیوپودا) در زمینه اسپاریتی (۴۰٪). جورشدگی ذرات مناسب. دانه‌های غیراسکلتی شامل آئیدها، پلئوئیدها و اینتراکلاست‌ها به میزان ۱۰-۲۵ درصد، کوارتز (۴ درصد). در همراهی نزدیکی با رخساره‌های C1, C2 دارد
D1	دریای باز	بایوکلاست رودستون-فلوتستون: خرده‌های اسکلتی از دوکفه‌ای‌ها، اکتینودرم‌ها، براکیوپودا و گاستروپودا در اندازه بین ۱ تا ۲ میلی‌متر همراه با مقدار کمتر بریوزوئرها (۴۰٪). خرده‌های غیر اسکلتی پلئوید، آئید و اینتراکلاست به مقدار کمتر (۱۰٪). گل پشتیبان با جورشدگی و گردشگی خوبی دانه‌ها.
D2	دریای باز	رودستون-گرینستون بیوکلاستی: خرده‌های بیوکلاستی با فراوانی بین ۴۰ تا ۶۰ درصد (دوکفه‌ای‌ها، اکتینودرم‌ها، براکیوپودا و گاستروپودا در اندازه بین ۰,۵ تا ۲ میلی‌متر) و اینتراکلاست، آئید و پلئوئید (۵ تا ۲۰ درصد) بدون میکرایت. دانه‌ها در زمینه سیمان اسپاریتی با حالت جریانی حاکی از جریان‌های توفانی باشد
D3	دریای باز	گرینستون-پکستون کریئوئیدی: از قطعات درشت کریئوئیدی (بین ۰,۵ تا ۱ میلی‌متر) به صورت متراکم (تا ۵۰٪) و دیگر ذرات شامل پوسته‌های براکیوپودی و خرده‌های دوکفه‌ای‌ها به میزان ۱۰ درصد و ذرات کوارتز در اندازه سیلت تا ۵ درصد. ذرات از جورشدگی ضعیف تا متوسطی برخوردارند
D4	دریای باز	گرینستون-پکستون اینتراکلاستی-بیوکلاستی: از دانه‌های اینتراکلاست میکریتی، پلئوئیدها، آئیدها و آگرگات‌های حمل شده (تا ۵۰٪) همراه با دانه‌های بایوکلاستی (دوکفه‌ای‌ها، گاستروپودا و براکیوپودا) به میزان کمتر تا ۲۰٪. با جورشدگی ضعیفی. این رخساره همراهی نزدیکی با رخساره مادستونی-شیلی دارد
D5	دریای باز	مادستون-وکستون: از میکرایت که گاهی دولومیتی شده و یا تحت تأثیر نئومورفیسم افزایشی. همراه با ذرات کوارتزی و خرده‌های بایوکلاستی به طور پراکنده
D6	دریای باز	شیل آهکی و مارن: از شیل‌های آهکی تا مارل سبز رنگ تشکیل شده است. این رخساره همراهی نزدیکی با D4, D5 دارد و در بیشتر موارد نیز رخساره‌های طوفانی D1, D2 به صورت بین لایه‌ای با این رخساره دیده می‌شوند.



شکل ۳- مدل رسوبی واحدهای سیلیسی-آواری سازند شیرگشت در ناحیه مورد مطالعه همراه با رخساره‌های رسوبی.

همزمان با بالا آمدن سطح آب دریاها و افزایش تولید کربنات (حسینی برزی و بایت گل ۱۳۸۹)، سنگ‌های آهکی بخش بالایی این سازند به صورت متوسط تا ضخیم لایه بر روی واحدهای سیلیسی آواری سازند شیرگشت ته‌نشست یافته‌اند. نتایج حاصل از مطالعات صورت گرفته بر روی رخساره‌های کربناته سازند شیرگشت مشخص کرد که رسوبات کربناته این سازند از ۱۹ رخساره رسوبی تشکیل شده است که در ۴ مجموعه رخساره‌ای پراکنده هستند (شکل ۴). این مجموعه‌های رخساره‌ای از خشکی به سمت دریا عبارتند از (۱) مجموعه رخساره‌های پهنه جزر و مدی شامل وکستون بیوکلاستی دولومیتی (A1)، مادستون (A2)، دولومادستون (A3)، باندستون استروماتولیتی دولومیتی شده (A4)، گرینستون/پکستون اینتراکلاستی-بیوکلاستی دارای کوارتز (A5). (۲) مجموعه رخساره‌های لاگون شامل پکستون/وکستون پلوئیدی-ماسه‌ای (B1)، وکستون-پکستون

پلوئیدی-اینتراکلاستی (B2)، مادستون-وکستون کوارتزی خرده فسیل‌دار (B3). (۳) مجموعه رخساره‌های سدی شامل گرینستون آلییدی ماسه‌دار (C1)، گرینستون آلییدی (C2)، گرینستون بیوکلاستی-اینتراکلاستی (C3)، گرینستون دارای آگرگات (C4)، گرینستون-پکستون بیوکلاستی (C5). (۴) مجموعه رخساره‌های دریای باز شامل بایوکلاست رودستون-فلوتستون (D1)، رودستون-گرینستون بیوکلاستی (D2)، گرینستون-پکستون کرینوئیدی (D3)، گرینستون-پکستون اینتراکلاستی-بیوکلاستی (D4)، مادستون-وکستون (D5)، شیل آهکی و مارن (D6) (جدول ۱). بر اساس مطالعات بایت گل (۱۳۸۸ و ۱۳۹۳) و حسینی برزی و بایت گل (۱۳۸۹) بر روی رسوبات سازند شیرگشت توالی‌های رخساره‌ای در بخش کربناته سازند شیرگشت در مناطق مورد مطالعه در پلت فورم کربناته از نوع رمپ ته‌نشین شده است.



شکل ۴- مدل رسوبی نهشته‌های کربناته سازند شیرگشت در برش‌های مورد مطالعه که توزیع رخساره‌ها نشان داده شده است

جزر و مدی (intertidal) و مناطق بالای جزر و مدی (Supratidal) نهشته شده‌اند. از طرفی دیگر وجود فراوانی بالا از پلوئیدها، اینترکلاست‌های میکرایتی، فابریک گل‌پشتیان همراه با مقدار اندک خرده‌های بایوکلاستی و همراهی با رخساره‌های پهنه جزر و مدی و مدی در رخساره‌های B1 تا

با توجه به موقعیت قرارگیری رخساره‌های A1 تا A5 در توالی رسوبی که بر روی رخساره‌های تالابی و از طرفی کاهش درصد آلوکم‌ها، افزایش زمینه میکرایتی، وجود دولومیت‌های اولیه، وجود قالب‌های تبخیری پرشده با سیمان اسپارایتی، وجود پوشش‌های جلبکی و تخلخل چشم پرنده‌ای می‌توان نتیجه گرفت که رخساره‌های A1 تا A5 در پهنه‌های

B3 حاکی از کم عمق‌تر و محدودتر شدن محیط با شرایط انرژی کم در محیط‌های لاگونی است.

از طرفی دیگر فراوانی الئید، وجود خرده‌های اسکلتی نظیر بریوزوئر، گاستروپودا، براکیوپودا، اکینودرم‌ها، عدم وجود گل آهکی و نیز وجود طبقه‌بندی مورب در رخساره‌های C1 تا C5 به همراه موقعیت قرارگیری این رخساره‌ها، بر روی رخساره‌های مربوط به دریای باز در توالی رسوبی، حاکی از تشکیل آنها در شرایط پر انرژی پشته‌های سدی و بالای خط اثر امواج تشکیل شده است.

در نهایت مجموعه رخساره شامل ریزرخساره‌های D1 تا D6 همراه با آثار و شواهد فراوان از نهشته‌های ساب تایدال کم عمق و عمیق (جدول ۱) می‌باشد. مجموعه ریزرخساره‌های موجود در این گروه رخساره‌ای تحت تأثیر نوسانات موجسار هوای آرام و موجسار هوای طوفانی قرار گرفته‌اند. وجود گل آهکی و فراوانی بالای لایه‌های شیلی به صورت محصور کننده دیگر رخساره‌های دریایی باز، از مشخصات بارز این مجموعه رخساره‌ای است. زمینه میکریتی و فراوانی بالای لایه‌های شیلی نشان‌دهنده شرایط کم انرژی محیط رسوبی می‌باشد. فقدان ساختمان‌های رسوبی حاصل از اثر امواج و جریان‌ها در این مجموعه رخساره‌ای نیز حاکی از محیط رسوب‌گذاری کم انرژی در منطقه ساب تایدال منطبق بر رمپ میانی و رمپ خارجی می‌باشد.

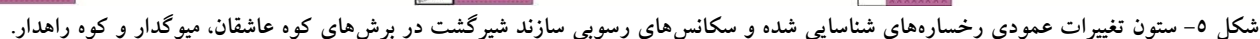
عدم رشد ریف‌های سدی، شیب کم حوضه، وسیع بودن رخساره‌های پهنه‌های جزر و مدی (عمدتاً مادستونی)، عدم وجود رسوبات توربیدایتی یا آهک‌های حاوی قطعات ریزشی (سنگ آهک‌های آلوداپیک) محیط رسوبی سازند شیرگشت در منطقه مورد مطالعه یک پلتفورم کربناته از نوع رمپ هموکلاین می‌باشد که مدل رسوبی مذکور دارای چهار بخش دریای باز، سد، تالاب و پهنه جزر و مدی می‌باشد (بایت گل ۱۳۸۸ و ۱۳۹۳).

سکانس‌های رسوبی سازند شیرگشت

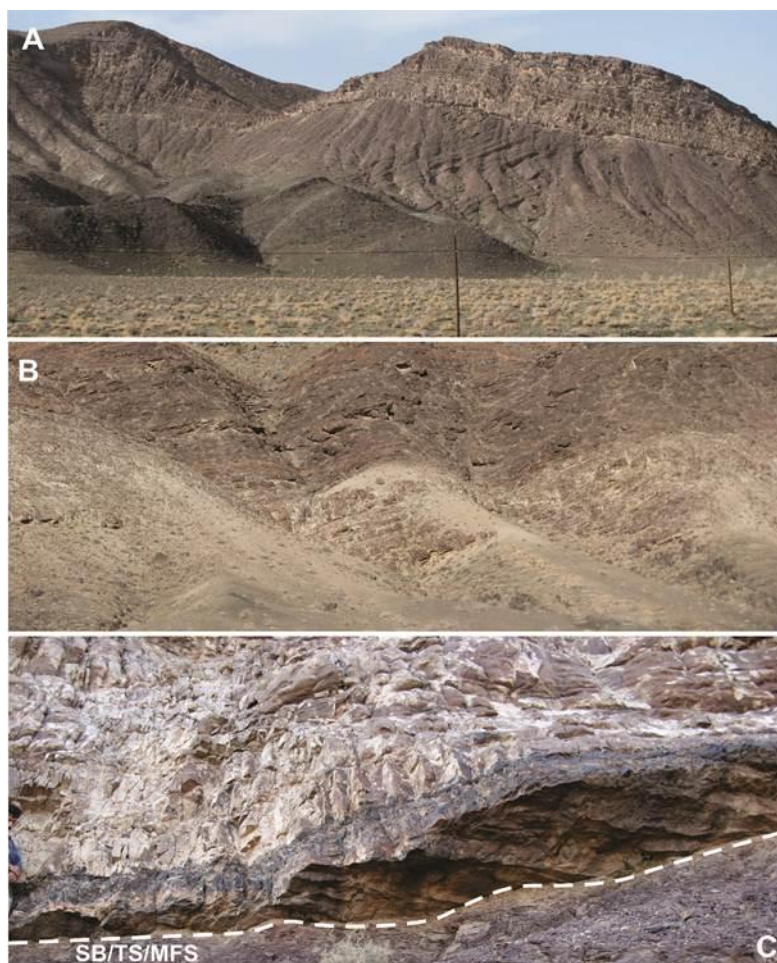
با توجه به موقعیت هر یک از رخساره‌ها (جدول ۱) و تغییرات آنها در توالی عمودی (شکل ۵)، سازند شیرگشت در برش مورد مطالعه کوه عاشقان و میوگدار از ۴ سکانس رسوبی رده سوم و در برش کوه راهدار از ۳ سکانس رسوبی رده سوم تشکیل گردیده است. بر اساس اطلاعات حاصل از بررسی مقاطع نازک و داده‌های صحرایی و پردازش آنها، جمعاً ۵ مرز سکانسی (SB)، ۴ سطح حداکثر پیشروی آب دریا (MFS) و ۴ سکانس (Sequence) اصلی در این سازند شناسایی شده است.

سکانس ۱ (DS1)

سکانس شماره ۱ سازند شیرگشت تشکیل‌دهنده بخش پایینی سازند شیرگشت (member 1) با سن Tremadocian، فقط از گستره تراز بالا (HST) تشکیل شده است. مرز پایینی این سکانس (SB1) منطبق بر مرز سکانسی نوع اول است. این مرز در برش‌های کوه عاشقان و میوگدار با ناپیوستگی فرسایشی بر روی نهشته‌های پرکامبرین سازند کلمرد یا ناپیوستگی آذرین پی مربوط به گرانودیوریت‌های پرکامبرین نفوذی در سازند کلمرد مشخص می‌شود (شکل ۶). عدم وجود نهشته‌های گستره تراز پایین و پیشرونده این سازند موجب شده است که سطح سکانسی مرکب از TS/MFS/SB1 در قاعده سکانس ۱ سازند شیرگشت ایجاد گردد (شکل ۶).



توالی‌های رخساره‌ای حاشیه ساحلی پایینی، حاشیه ساحلی میانی / بالایی، پیش ساحل و لاگون همراه با توالی‌های رخساره‌ای مخروط‌های شسته شده و پهنه‌های جزر و مدی با الگوی پیشرونده به سمت دریا و توالی‌های به سمت بالا کم عمق شونده در HST سکانس یک سازند شیرگشت تشکیل می‌شوند. نرخ بالای ورود مواد آواری به حوضه همزمان با بالا آمدن آهسته سطح آب دریا نزدیک به حالت سکون (standstill) موجب کاهش فضای تجمع در طول HST شده و تشکیل توالی‌های پیشرونده به سمت دریا می‌شود.



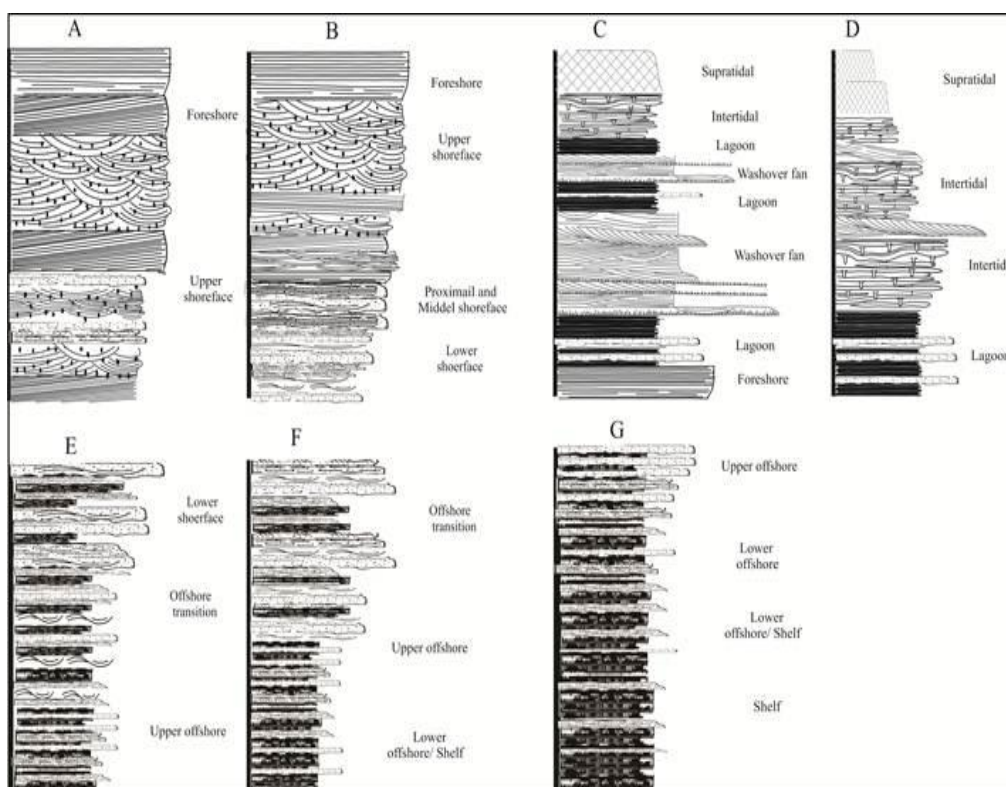
شکل ۶- A- تصویری صحرایی از مرز پایینی سازند شیرگشت به صورت ناپوستگی زاویه‌دار با سازند کلمرد، برش کوه عاشقان (دید به سمت شمال غرب). B- مرز پایینی سازند شیرگشت به صورت ناپوستگی آذرین پی با توده‌های نفوذی بخش بالایی سازند کلمرد، برش کوه راهدار (دید به سمت شمال شرق). C- سطح سکانسی مرکب از TS/MFS/SB1 در قاعده سکانس ۱ سازند شیرگشت، برش کوه عاشقان.

سمت بالا تشکیل می‌شوند (شکل‌های ۷ و ۸، پاراسکانس a, b). پاراسکانس‌های (a, b) سیستم سدی- حاشیه ساحلی، با افزایش نرخ ورود مواد سیلیسی- آواری، جابجایی زیاد در سدهای ماسه‌ای رخ داده و سبب تغییرات رخساره‌ای عمودی، از حاشیه ساحل تا منطقه پیش ساحل و کانال‌های قطع کننده سدی دیده می‌شود (بایت گل ۱۳۹۳). در مقابل در محیط‌های لاگونی بخش پایینی سازند شیرگشت فعالیت امواج و جریانات جزر و مدی باعث ورود مقادیری از ماسه تیره به عنوان رسوبات مخروط‌های شسته شده به این محیط

زون‌های رخساره‌ای حاشیه ساحلی (Shoreface) بخش پایینی سازند شیرگشت به خاطر تغییرات سریع در انرژی جریان‌های حاکم در محیط رسوب‌گذاری به طور مداوم به سمت خشکی و یا دریا در حال جابجایی می‌باشند و در نتیجه دسته پاراسکانس‌های پس‌رونده یا پیش‌رونده را ثبت می‌کنند. پاراسکانس‌های نهشته‌های توالی رخساره‌ای حاشیه ساحلی- پیش ساحل در بخش‌های کم عمق شونده امواج (shoaling and breaking waves) در شرایط پراثری همراه با جریانات لانگ شور به صورت پاراسکانس‌های کم عمق شونده به

پاراسکانس‌های کم عمق و نازک شونده به سمت بالا دیده می‌شوند. در این پاراسکانس‌ها تناوبی از لایه‌های دولومیت ماسه‌ای و مادستون دولومیتی با ساختارهای طبقه‌بندی موجی، فلیزر و عدسی در پهنه‌های جزر و مدی اینترتایدال به لایه‌های دولومیت ریز بلور پهنه‌های جزر و مدی سوپراتایدال تبدیل می‌شوند (شکل‌های ۷ و ۸، پاراسکانس d).

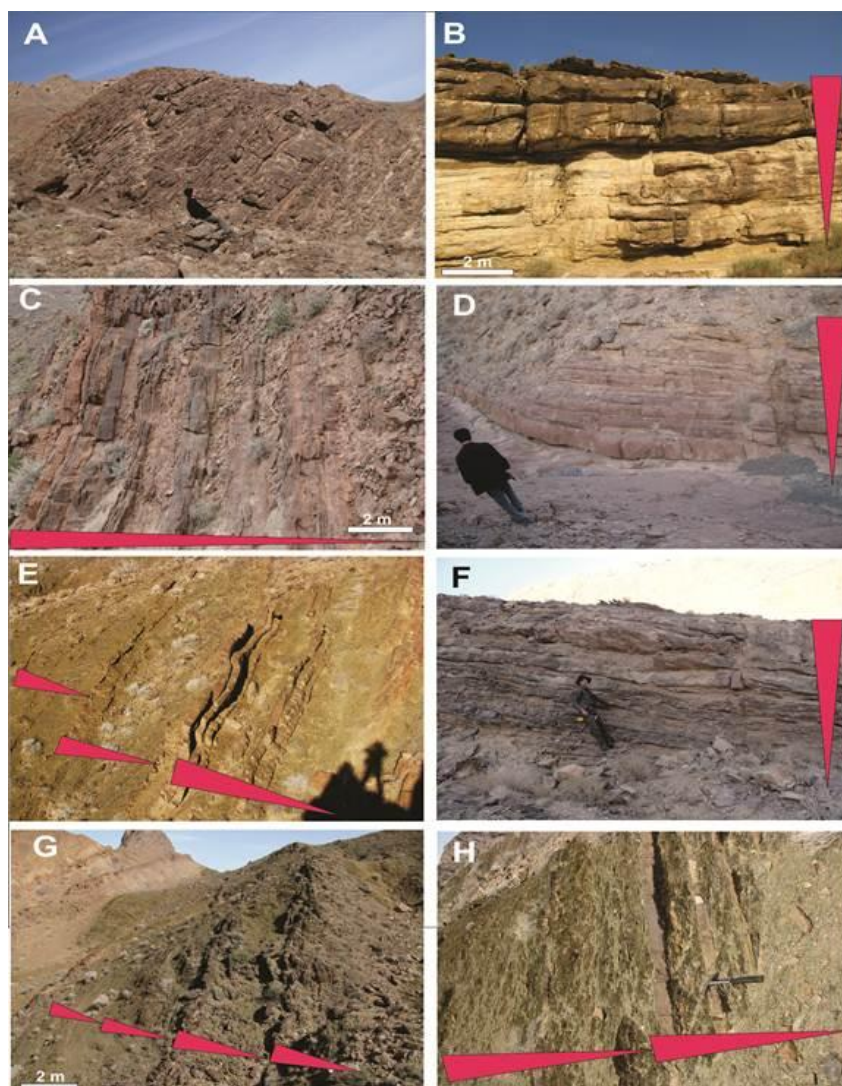
می‌شود که با شیل‌ها حالت بین لایه‌ای دارند و جهت شیب آنها به سمت لاگون در الگوی پاراسکانس‌های ضخیم و کم عمق شونده به سمت بالا دیده می‌شوند در گاهی موارد گروه رخساره‌های پهنه جزر و مدی در بخش بالایی این پاراسکانس‌ها دیده می‌شود (شکل‌های ۷ و ۸، پاراسکانس c). بهرحال در بیشتر موارد بخش پهنه‌های جزر و مدی کمپلکس های سدی- لاگونی سازند شیرگشت به صورت توالی‌های از



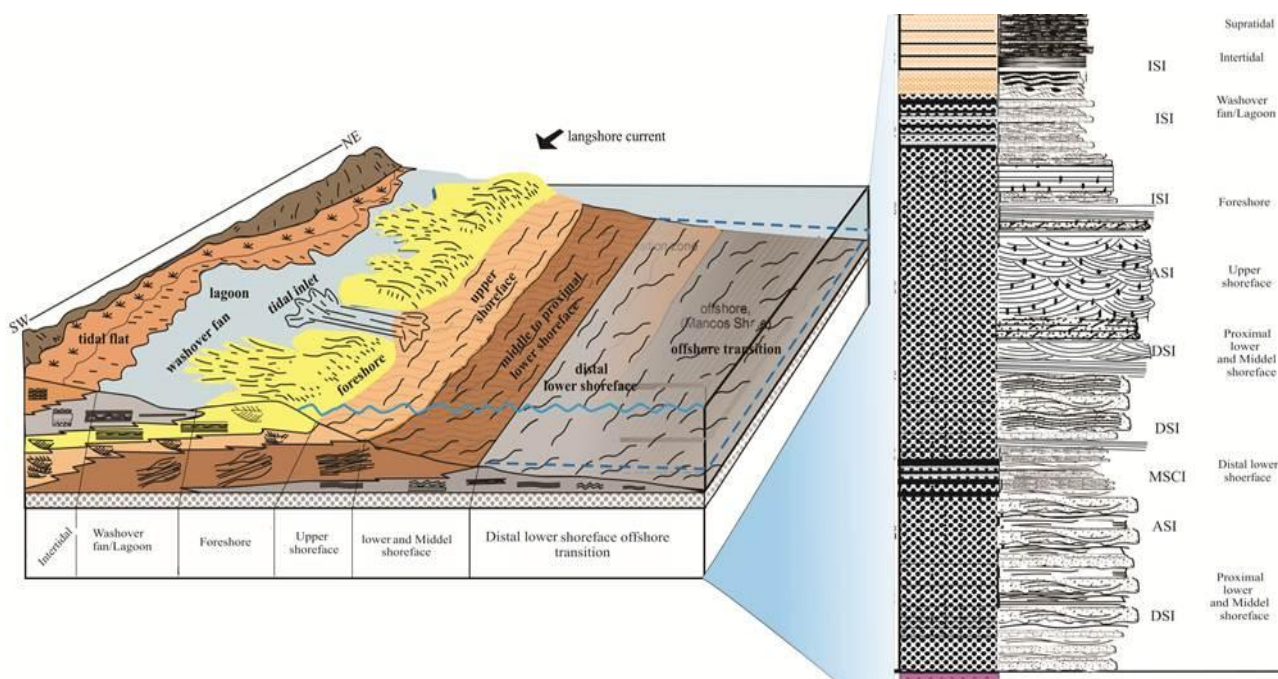
شکل ۷- انواع پاراسکانس‌ها در سازند شیرگشت

شسته شده در بالای موجسار هوای آرام، با رخساره‌های پهنه جزر و مدی در بالا (شکل c۷) و پهنه‌های جزر و مدی با رخساره‌های اینترتایدال در پایین و رخساره‌های سوپراتایدال در بالا (شکل d۸) می‌باشد. این مجموعه پاراسکانس در الگوی پیشرونده به سمت دریا تشکیل شده‌اند (شکل ۹).

توالی‌های پیشرونده سیستم سدی- لاگونی تشکیل شده در طول HST سکانس یک شامل پاراسکانس‌های بخش حاشیه ساحلی بالایی- پیش ساحل (شکل a, b۸)، حاشیه ساحلی میانی و حاشیه ساحلی بالایی- پیش ساحل (upper shoreface-foreshore) (شکل a۸)، لاگونی- مخروط‌های



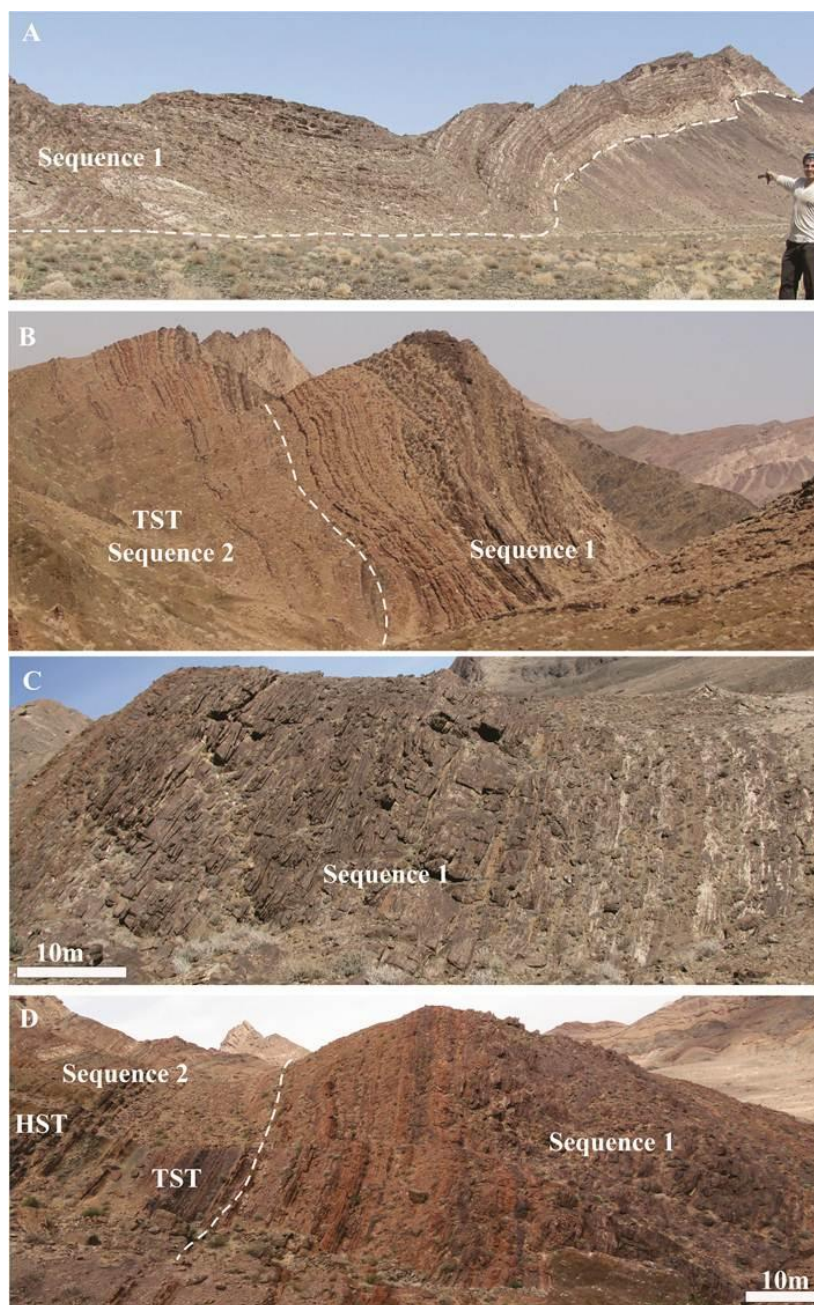
شکل ۸- A- پاراسکانس‌های بخش حاشیه ساحلی بالایی-پیش ساحل شامل پاراسکانس‌های که در بالای موجسار هوای آرام، منطبق بر شکل B۶، A، برش کوه راهدار. B- پاراسکانس‌های بخش حاشیه ساحلی-پیش ساحل در بالای موجسار هوای آرام، شامل، حاشیه ساحلی میانی و حاشیه ساحلی بالایی-پیش ساحل (upper shoreface-foreshore) برش کوه عاشقان. منطبق بر شکل A۶. C- پاراسکانس‌های بخش لاگونی- مخروط‌های شسته شده در بالای موجسار هوای آرام، با رخساره‌های پهنه جزر و مدی در بالا، برش کوه راهدار، منطبق بر شکل C۶. D- پاراسکانس‌های بخش پهنه‌های جزر و مدی با رخساره‌های ایترایدال در پایین، به سمت بالا تبدیل به رخساره‌های سوپراتایدال، برش میوگدار منطبق بر شکل D۶. E- پاراسکانس‌های بخش حاشیه ساحلی پایینی-دور از ساحل در زیر موجسار هوای آرام، شامل حاشیه ساحلی پایینی و دور از ساحل میانی یا offshore transition و دور از ساحل بالایی منطبق بر شکل E۶، به سمت بالا تبدیل به پاراسکانس‌های دور از ساحل پایینی- شلف منطبق بر شکل G۶، برش کوه عاشقان. F- پاراسکانس‌های بخش حاشیه ساحلی پایینی- دور از ساحل در زیر موجسار هوای آرام، شامل حاشیه ساحلی پایینی و دور از ساحل میانی و دور از ساحل بالایی منطبق بر شکل E۶، برش میوگدار. G- پاراسکانس‌های بخش دور از ساحل- شلف (offshore) کم انرژی در بین موجسار هوای طوفانی و آرام، شامل رخساره‌های شلف (shelf)، دور از ساحل پایینی (lower offshore) و دور از ساحل بالایی (upper offshore) و دور از ساحل میانی. منطبق بر شکل‌های F۶ و G۶، برش کوه عاشقان. H- پاراسکانس‌های بخش دور از ساحل- شلف در زیر موجسار هوای طوفانی، شامل رخساره‌های شلف دور از ساحل پایینی. منطبق بر شکل G۶.



شکل ۹- مدل تکامل حوضه رسوبی سازند شیرگشت برای اختصاصات سکانس رسوبی یک.

لاگونی سازند شیرگشت در طول HST است. در ابتدای ته‌نشینی سکانس یک تأمین بالای مواد آواری از گرانودیوریت‌های پرکامبرین یا شیل و سیلتستون‌های سازند کلمرد تأثیر زیادی را بر روی تشکیل توالی پیشرونده به سمت دریا از HST سکانس یک سازند شیرگشت داشته است. تشکیل سیستم سدی-لاگونی در نتیجه ورود مواد آواری حمل شده به سمت شلف سیلیسی کلاستیک باز در طول Tremadocian همزمان با پایین آمدن سطح آب دریا صورت گرفته است (Stapor and Stone 2004). پایین افتادن جهانی سطح آب دریا در ابتدای اردوئین زیرین که به پسروی جهانی اردوئین زیرین (eustatic regression earliest Ordovician) معروف است (Kown et al. 2006) موجب ایجاد توالی پیشرونده به سمت دریا از سیستم سدی-لاگونی HST سکانس یک شده است (شکل ۱۰).

وجود نهشته‌های سدی-لاگونی هم در جهت خشکی (landward) و هم در جهت دریایی (seaward) HST سکانس یک سازند شیرگشت حاکی از وجود نهشته‌های لاگونی-مخروط‌های شسته شده است که محیط رسوبی بخش ساحلی کم عمق را از دریایی باز جدا می‌کند. بهر حال نتایج این مطالعه در تناقض با دیگر مدل‌های سکانسی ارائه شده برای سیستم‌های سدی-لاگونی است به طوری که بر اساس مطالعات بسیاری از محققین سیستم‌های سدی-لاگونی در طول گستره‌های تراز پیشرونده ایجاد می‌شوند (Cattaneo and Steel 2003; Zecchin et al. 2003; 2004). بهر حال عدم وجود توالی‌های پیشرونده به سمت خشکی در طول توالی سکانس یک و کاهش ضخامت لایه‌های ماسه‌ای همراه با کاهش تأمین رسوب به سمت بخش‌های لاگونی و وجود توالی پیشرونده به سمت دریا در این سکانس حاکی از تشکیل سیستم سدی-



شکل ۱۰- تصاویر صحرایی از سکانس‌های تشکیل‌دهنده توالی‌های آواری سازند شیرگشت A- توالی‌های سکانس یک تشکیل شده از سیستم سدی- لاگونی پیشرونده به سمت دریا در برش کوه عاشقان (دید به سمت جنوب شرق). B- توالی‌های سکانس یک تشکیل شده از سیستم سدی- لاگونی پیشرونده به سمت دریا به سمت بالا تبدیل به توالی دریایی عمیق دور از ساحل شلف پسرونده به سمت خشکی سکانس ۲، در برش کوه عاشقان (دید به سمت جنوب شرق). C- توالی‌های سکانس یک تشکیل شده از سیستم سدی- لاگونی پیشرونده به سمت دریا در برش کوه راهدار (دید به سمت شرق). D- توالی‌های سکانس یک تشکیل شده از سیستم سدی- لاگونی پیشرونده به سمت دریا به سمت بالا تبدیل به توالی دریایی عمیق دور از ساحل شلف پسرونده به سمت خشکی و توالی دریایی حاشیه ساحلی- دور از ساحل پیشرونده به سمت دریا سکانس ۲، در برش کوه راهدار (دید به سمت شرق).

سازند شیرگشت سطح پیشرونده همراه با فسفاتی شدن در ترکیب با مرز سکانسی است (TS/SB).

گستره تراز پیشرونده (TST): همزمان با بالا آمدن سطح آب دریا پیشروی و روند رخساره‌های عمیق شونده از توالی‌های پسرونده (Retrogradational) در گستره تراز پیشرونده (TST) سکانس ۲ سازند شیرگشت (همزمان با افزایش فضای تجمع) ایجاد می‌شود. با بالا آمدن سطح آب دریا غالب پاراسکانس‌ها تولید شده در سکانس قبلی به پاراسکانس‌های دریایی عمیق دور از ساحل- شلف (پاراسکانس‌های نوع E, F, G) تغییر مکان می‌یابد (شکل ۸). پاراسکانس‌های نوع E، با رخساره‌های از بخش‌های بالایی دور از ساحل شروع می‌شود و به سمت بالا به توالی‌های رخساره‌ای حاشیه ساحلی پایینی- دور از ساحل حدواسط تبدیل می‌شود، دیده می‌شود. این پاراسکانس‌ها به طور غالب در محدوده بین موجسار هوای طوفانی و آرام تشکیل می‌شوند. در مقابل در پاراسکانس‌های نوع F, G با رخساره‌های از بخش‌های پایینی و بالایی دور از ساحل در مجاورت با رخساره شلف کم انرژی به صورت پاراسکانس‌های کم عمق شونده به سمت بالا است. این پاراسکانس‌ها به طور غالب در زیر و محدوده نزدیک به موجسار هوای طوفانی (SWB) که به طور دوره‌ای و موقتی تحت تأثیر آن قرار می‌گیرد تشکیل می‌شود (بایت گل ۱۳۹۳).

توالی‌های پسرونده دور از ساحل- شلف تشکیل شده در طول TST سکانس دو شامل پاراسکانس‌های بخش دور از ساحل- شلف کم انرژی در بین موجسار هوای طوفانی و آرام و زیر آن، شامل رخساره‌های شلف، دور از ساحل پایینی و دور از ساحل بالایی (شکل‌های f۷ و g۸)، می‌باشد. این مجموعه پاراسکانس در الگوی پسرونده به سمت خشکی تشکیل شده‌اند. در نهایت نهشته‌های TST به سطح حداکثر غرقابی (MFS) ختم می‌شوند. در برش‌های مورد مطالعه این بخش منطبق بر عمیق‌ترین بخش محیط رسوبی در پاراسکانس‌های نوع G در بالای بالاترین بخش لایه شیلی قرار می‌گیرد.

گستره تراز بالا (HST): توالی‌های رخساره ای دور از

در بررسی توالی‌های مورد مطالعه سکانس یک در برش‌های مختلف مشخص گردید که در برش کوه راهدار که در موقعیت نزدیکی به گسل کلمرد قرار دارد، غالب پاراسکانس‌های پیشرونده تشکیل دهنده سکانس یک در این برش از پاراسکانس‌های کم عمق‌تری با فراوانی بالا از رخساره‌های حاشیه ساحلی بالایی- پیش ساحل تشکیل شده‌اند (شکل ۸، پاراسکانس نوع A). در مقایسه به سمت بخش‌های دورتر از گسل کلمرد در دو برش کوه عاشقان و میوگدار، پاراسکانس‌های عمق بیشتری را نشان می‌دهند (شکل ۸، پاراسکانس نوع A, B).

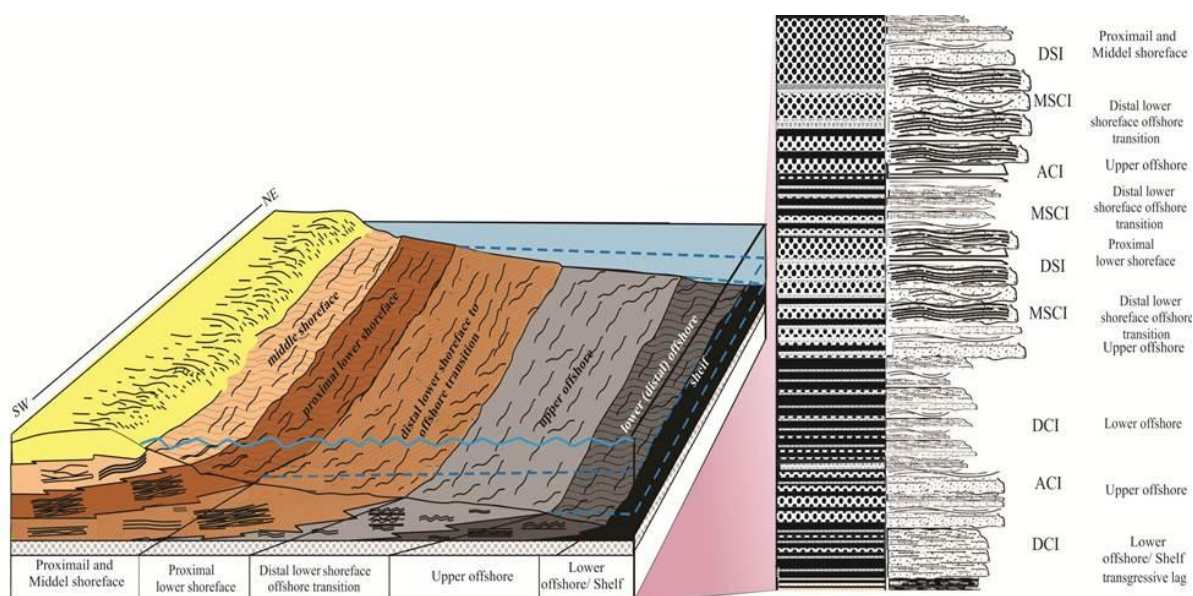
سکانس ۲ (DS2)

سکانس شماره ۲ سازند شیرگشت تشکیل دهنده بخش میانی سازند شیرگشت (Member 2) با سن Floian، از گستره تراز پیشرونده (TST) و گستره تراز بالا (HST) تشکیل شده است. مرز بین سکانس یک و دو با وجود تغییر ناگهانی رخساره‌ای از توالی‌های پیشرونده (Prograding architecture) سیستم سدی- لاگونی HST سکانس یک به شیل‌های دریایی عمیق رخساره شلف پیشرونده سکانس ۲ مشخص می‌شود. بخش پایینی سکانس ۲ سازند شیرگشت در همه برش‌ها همراه با وجود لایه نازک میکروکنگلومرای فسفاتی شده همراه است (بایت گل ۱۳۹۳). همزمان با بالا آمدن جهانی سطح آب دریاها در طول Floian، این بالاآمدگی در نهشته‌های سازند شیرگشت همراه با شواهدی از افزایش در فضای قابل رسوب‌گذاری می‌باشد و در نواحی ساحلی به صورت رسوب‌گذاری رسوبات کم‌عمق دریایی بر روی نواحی بیرون زده و در مناطق دور از ساحل- شلف به صورت کاهش در ورود رسوبات قابل مشاهده است (Catuneanu 2003, 2006).

لایه‌های فسفاتی منطبق بر سطح پیشرونده (TS) است (شکل ۱۱). بر اساس مطالعات منگ و همکاران (Meng et al. 1997) تولید رسوبات فسفاتی حاکی از بالا آمدن سریع آب دریا و کاهش رسوب‌گذاری (sediment starvation) با دوره‌های از حمل مجدد شدید قطعات فسفاتی شده است. در نتیجه عدم وجود نهشته‌های گستره تراز پایین در سکانس ۲

رخساره‌های شلف، دور از ساحل پایینی و دور از ساحل بالایی و دور از ساحل میانی تشکیل شده‌اند. این مجموعه پاراسکانس در الگوی پیشرونده به سمت دریا تشکیل شده‌اند. در نتیجه عدم تشکیل کمپلکس‌های جزایر سدی، محیط رسوبی ایجاد شده مورفولوژی کم شیب دارد که بیشتر تحت تأثیر نوسانات امواج قرار می‌گیرد. بهرحال گستره تراز بالا (HST) سکانس دوم نیز در طول حوضه از برش‌های عمیق‌تر می‌گذرد و کوه عاشقان به سمت برش کم عمق‌تر و نزدیک‌تر به گسل کوه راهدار تغییراتی را نشان می‌دهد به طوری که به سمت برش کوه راهدار نسبت فراوانی رخساره‌های عمیق‌تر دور از ساحل کاهش می‌یابد و به همان نسبت توالی‌های رخساره‌ای حاشیه ساحلی پایینی و در موارد نادری حاشیه ساحلی میانی افزایش می‌یابد. بنابراین این تغییرات در مقابل تغییرات HST سکانس یک، به نسبت کمتر است. چنین شواهدی نشان می‌دهد که فعالیت گسل کلمرد در طول تهنشینی سکانس دوم و تغییر توپوگرافی حاصل از ایجاد هورست و گرابن‌ها کمتر می‌باشد.

ساحل پایینی/بالایی، دور از ساحل حدواسط و حاشیه ساحلی پایینی به‌طور غالب از لایه‌های طوفانی متناوب شیل-سیلتستون و ماسه‌سنگ با الگوی پیشرونده به سمت دریا و توالی‌های به سمت بالا کم عمق و ضخیم شونده در HST سکانس ۲ سازند شیرگشت تشکیل می‌شوند (شکل ۱۱). MFS به عنوان یک تغییر شارپ رخساره‌ای از شیل‌های TST به ماسه سنگ‌های توالی‌های رخساره‌ای حاشیه ساحلی پایینی تا دور از ساحل حد واسط در نظر گرفته می‌شود. در نتیجه عدم تشکیل نهشته‌های جزایر سدی در سکانس ۲ سازند شیرگشت، توالی‌های رخساره‌ای لاگون، مخروط‌های شسته شده و کمربندهای گسترده پهنه‌های جزر و مدی تشکیل نمی‌شود. در مغایرت غالب نهشته‌های HST سکانس دوم از پاراسکانس‌های بخش حاشیه ساحلی پایینی-دور از ساحل در زیر موجسار هوای آرام، شامل حاشیه ساحلی پایینی و دور از ساحل میانی یا offshore transition و دور از ساحل بالایی منطبق بر شکل ۸e، و دور از ساحل-شلف کم انرژی در بین موجسار هوای طوفانی و آرام، شامل



شکل ۱۱- مدل تکامل حوضه رسوبی سازند شیرگشت برای اختصاصات سکانس رسوبی دو.

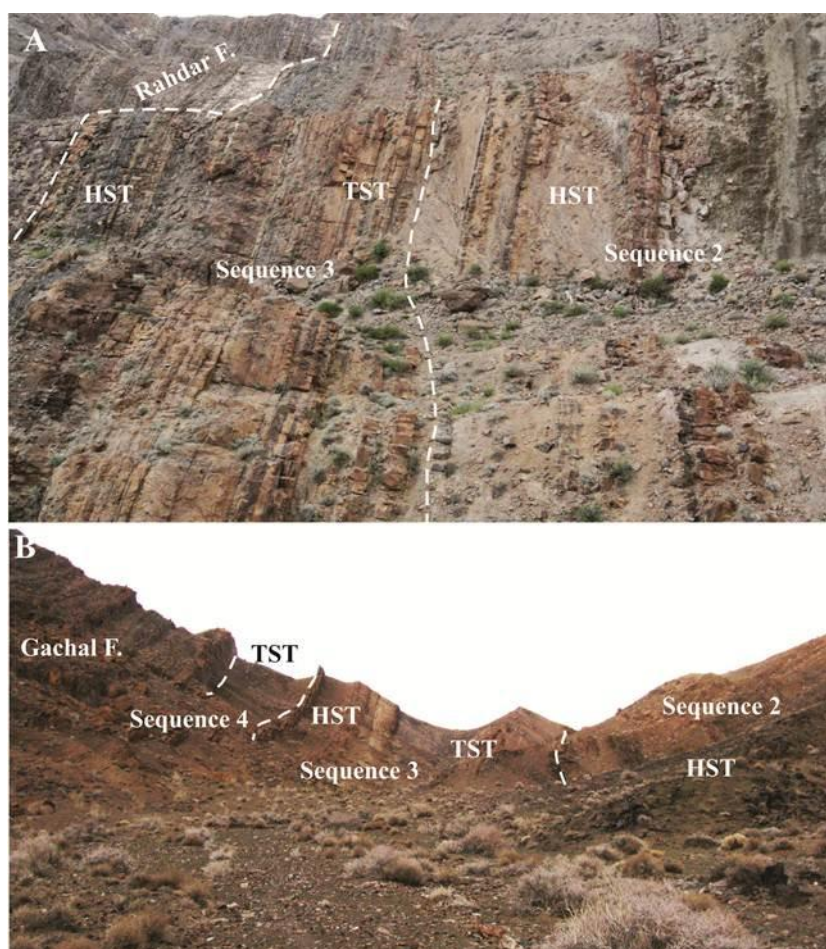
سکانس ۳ (DS3)

سکانس شماره ۳ سازند شیرگشت تشکیل‌دهنده بخش بالایی سازند شیرگشت (3 member) با سن Dapinigian/Darriwilian، از گستره تراز پیشرونده (TST) و گستره تراز بالا (HST) تشکیل شده است و برخلاف سکانس ۱ و ۲ این سکانس از نهشته‌های کربناته تشکیل شده است. مرز بین سکانس ۲ و ۳ با وجود تغییر ناگهانی رخساره‌ای از توالی‌های پیشرونده (Prograding architecture) سیستم توالی رخساره‌های حاشیه ساحلی HST سکانس ۲ به شیل‌های آهکی دریایی عمیق رخساره ساب تایدال عمیق سکانس ۳ مشخص می‌شود. این سکانس تفاوت زیادی از لحاظ الگوی برانبارش رخساره‌ها، نوع توالی‌های رخساره‌ای در برش کوه راهدار و نزدیکتر به گسل با برش‌های کوه عاشقان و میوگدار دور از گسل دارد. تأثیرات فعالیت گسل کلمرد موجب ایجاد توالی‌های رخساره‌ای متفاوت در این سکانس در طول گستره تراز پیشرونده (TST) و گستره تراز بالا (HST) سکانس سوم دارد.

گستره تراز پیشرونده (TST): همزمان با بالا آمدن سطح آب دریا پیشروی و روند رخساره‌های عمیق شونده از توالی‌های پسرونده (Retrogradational) در گستره تراز پیشرونده (TST) سکانس سوم سازند شیرگشت، از توالی‌های رخساره‌ای رمپ خارجی و رمپ میانی ایجاد می‌شود. این توالی‌های پسرونده به سمت خشکی بر روی سطح ترکیبی SB/TS قرار می‌گیرند. در گستره تراز پیشرونده (TST) این سکانس در برش‌های عمیق تر یا دور از گسل (کوه عاشقان و میوگدار)، توالی‌های رخساره‌ای عمیق شونده به سمت بالا با رخساره‌های گرینستون-پکستون اینتراکستی-بیوکلاستی، رودستون-گرینستون بیوکلاستی، مادستون-وکستون، مارل تا شیل آهکی، سیلتستون مسقیماً بر روی سطح مرز سکانسی

قرار می‌گیرند. عدم تشکیل نهشته‌های دسته رخساره تراز پایین LST، و با توجه به وجود رخساره‌های اینترا-بیوکلاست گرینستون-پکستون، بیوکلاست رودستون-گرینستون همراه با شیل با شواهدی از فرسایش، حمل مجدد و طوفان، موجب می‌شود این مرز را به صورت یک مرز ترکیبی TS/SB در نظر گرفته شود. گستره تراز پیشرونده (TST) به طور غالب از رخساره‌های رمپ خارجی و رمپ میانی با الگوی عمیق شونده به سمت بالا تشکیل شده است (شکل ۱۲).

از طرفی دیگر بر اساس توالی رخساره‌ای، سطوح محصورکننده و محیط رسوبی غالب دسته رخساره TST سکانس ۳ از چرخه‌های ساب تایدال کم عمق (shallow subtidal) و ساب تایدال عمیق (deep subtidal cycles) تشکیل شده است (شکل‌های ۱۳ و ۱۴). این نوع چرخه‌ها در قاعده حاوی تناوبی از لایه‌های شیلی-مارلی با مادستون-وکستون ته‌نشین شده در زیر موجسار هوای طوفانی شروع می‌شود که به سمت بالا تبدیل به تناوب از لایه‌های شیلی مارلی با میان لایه‌های از رخساره‌های با قطعات اسکلتی و غیر اسکلتی حمل شده (بیوکلاست رودستون-گرینستون، بیوکلاست رودستون-فلوتستون و اینترا-بیوکلاست گرینستون-پکستون) طوفانی تبدیل می‌شود. به سمت بالای این چرخه‌ها ضخامت لایه‌های اسکلتی افزایش می‌یابد و به همان میزان فراوانی لایه‌های شیلی و مادستونی-وکستونی کاهش می‌یابد. در بالاترین بخش این چرخه‌ها رخساره‌های سد شامل بیوکلاست-ایترکلاستیک گرینستون و آئید گرینستون ماسه‌دار وجود دارد. در گاهی موارد به ندرت رخساره‌های بخش لاگونی در بالاترین بخش این چرخه‌ها مشاهده می‌شود.



شکل ۱۲- تصاویر صحرایی سکانس‌های ۲ و ۳ سازند شیرگشت. A- سکانس سوم و چهارم سازند شیرگشت با توالی دریایی عمیق رمپ خارجی و میانی بدون توالی‌های رمپ داخلی، برش کوه عاشقان (دید به سمت شرق). B- سکانس سوم سازند شیرگشت در برش کوه راهدار، همراه با توالی‌های دریایی کم عمق رمپ داخلی و رمپ میانی بدون توالی‌های رمپ خارجی، همراه با حذف سکانس چهارم سازند شیرگشت (دید به سمت جنوب شرق).

چرخه‌های دریایی باز بین موجسار هوای آرام و طوفانی منطبق بر رمپ میانی (شکل ۱۳e) و چرخه‌های دریایی باز زیر موجسار هوای طوفانی منطبق بر رمپ خارجی (شکل ۱۳f)، به صورت چرخه‌های پشرونده به سمت دریا در گستره تراز پیشرونده (TST) این سکانس در برش‌های عمیق‌تر یا دور از گسل کوه عاشقان و میوگدار مشاهده می‌شوند. بالاترین بخش توالی‌های شیلی به عنوان بعنوان سطح حداکثر غرقابی MFS در نظر گرفته می‌شود.

در مقابل گستره تراز پیشرونده (TST) در برش کم عمق‌تر و نزدیک‌تر به گسل کلرمد در برش کوه راهدار از چرخه‌های کم عمق‌تر و رخساره‌های بخش رمپ میانی و رمپ داخلی

تشکیل شده است. SB در قاعده گستره تراز پیشرونده (TST) این سکانس در برش کوه راهدار با تغییر ناگهانی رخساره‌های ماسه‌سنگی حاشیه ساحلی در بالاترین بخش سکانس پایینی به شیل‌های آهکی و کرینات‌های سدی با رخساره‌های بایوکلاست گرینستون-پکستون و کرینوئید گرینستون-پکستون بخش میانی رمپ سکانس ۳ مشخص می‌شود. دسته رخساره TST در این سکانس با روند چرخه‌های کم عمق شونده به سمت بالا با الگوی پشرونده کلی مشخص می‌شود. چرخه‌های سدی-دریایی باز با الگوی به سمت بالا کم عمیق شونده از رخساره‌های دریایی باز به رخساره‌های سدی، منطبق بر شکل ۱۳d و چرخه‌های دریایی باز بین موجسار

هوای آرام و طوفانی منطبق بر رمپ میانی، منطبق بر شکل e۱۳، از چرخه‌های تشکیل دهنده گستره تراز پیشرونده (TST) در برش کم عمق‌تر و نزدیک‌تر به گسل کلمرد در برش کوه راهدار می‌باشند (شکل ۱۲). مادستون-وکستون بخش ساب سابتایدال عمیق در بالاترین بخش چرخه‌های منطبق بر سطح حداکثر غرقابی (MFS) می‌باشد.

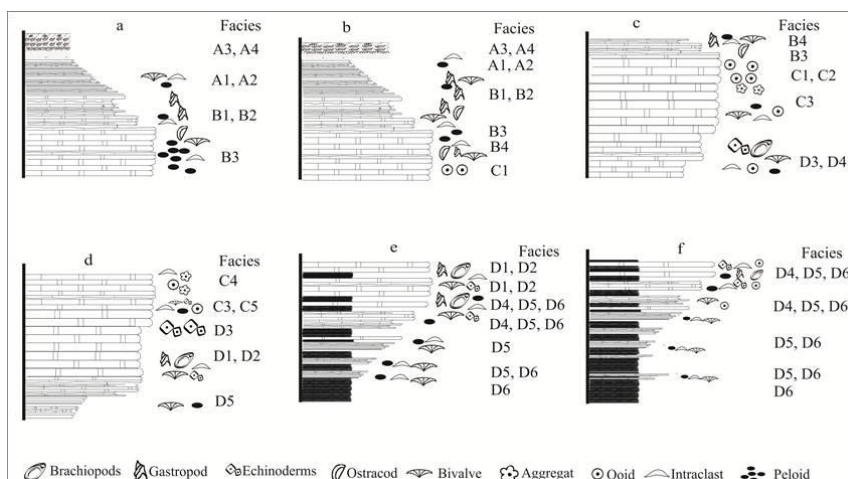
گستره تراز بالا (HST): دسته رخساره HST در این سکانس نیز همانند دسته رخساره قبلی نسبت به دوری یا نزدیک بودن به گسل تفاوت‌های زیادی را نشان می‌دهند. در برش‌های عمیق‌تر کوه عاشقان و میوگدار (دور از گسل) دسته رخساره HST در این سکانس با روند چرخه‌های کم عمق شونده به سمت بالا با الگوی پیشرونده کلی از چرخه‌های دریایی باز بین موجسار هوای آرام و طوفانی در رمپ میانی، منطبق بر شکل e۱۳ و چرخه‌های جلوی سدی-دریایی باز با الگوی به سمت بالا کم عمق شونده از رخساره‌های دریایی باز به رخساره‌های جلوی سدی (منطبق بر شکل d۱۳) است، مشخص می‌شود. طرح پیشرونده به سمت بالا در این سکانس در نتیجه کاهش تدریجی فضای تجمع ایجاد شده است. توالی رخساره‌ای قائم نهشته شده در طول HST، به صورت توالی پیشرونده به سمت دریا (Progradational stacking patterns) از رخساره رمپ میانی در محدوده نزدیک به موجسار هوای طوفانی تشکیل شده است که به سمت بالا به رخساره‌های جلوی سدی در محدوده نزدیک به موجسار هوای آرام تبدیل شده است. به طوری‌که چرخه‌های دریایی باز بین موجسار هوای آرام و طوفانی منطبق بر رمپ میانی از رخساره‌های مادستون-وکستون، اینترا-بایوکلاست و گرینستون-پکستون تشکیل شده‌اند که به سمت بالا به چرخه‌های جلوی سدی-دریایی باز با رخساره‌های گرینستون-پکستون کرینوئیدی، گرینستون-پکستون بایوکلاستی و گرینستون بایوکلاستی-اینتراکلاستی تبدیل می‌شوند (شکل ۱۲). سطح بالایی توالی های رخساره ای مربوط به گستره تراز بالا سکانس رسوبی سه سازند شیرگشت در برش های کوه عاشقان و میوگدار،

بوسیله مرز سکانسی ترکیبی TS/SB پوشیده شده است. در مقابل در برش کم عمق‌تر و نزدیک به گسل کوه راهدار سازند شیرگشت توالی‌های رخساره‌ای، دریایی باز نزدیک موجسار هوای آرام، رمپ میانی)، جلو سدی، سد و لاگون-پهنه‌های جزر و مدی با الگوی پیشرونده به سمت دریا و به سمت بالا کم عمق شونده، دسته رخساره HST سکانس ۳ سازند شیرگشت را تشکیل می‌دهند (شکل ۱۲). دسته رخساره HST در برش کوه راهدار سکانس ۳ با روند چرخه‌های کوچک مقیاس و کم عمق شونده به سمت بالا با الگوی پیشرونده کلی از چرخه‌های سدی-دریایی باز با الگوی به سمت بالا کم عمق شونده از رخساره‌های دریایی باز به رخساره‌های سدی، منطبق بر شکل d۱۳، چرخه‌های لاگون، سد، جلوی سد، با الگوی کم عمق شونده به سمت بالا، منطبق بر شکل c۱۳، چرخه‌های بخش لاگون-پهنه‌های جزر و مدی در بخش داخلی رمپ، منطبق بر شکل b۱۳ و چرخه‌های بخش پهنه‌های جزر و مدی در بخش داخلی رمپ یا چرخه‌های پری تایدال، منطبق بر شکل a۱۳ تشکیل شده است.

بخش قاعده‌ای این چرخه‌ها در بیشتر موارد با رخساره‌های دریای باز شامل گرینستون-پکستون کرینوئیدی و گرینستون-پکستون اینتراکلاستی-بایوکلاستی شروع می‌شود و به سمت بالا به رخساره‌های سد شامل گرینستون بایوکلاستی-اینتراکلاستی و گرینستون آئیدی ماسه‌دار تبدیل می‌شود. بخش بالایی این چرخه‌ها، در محیط‌های سوپراتایدال، اینترتایدال بالایی و لاگون ته‌نشین شده‌اند. به طوری‌که این نوع چرخه‌ها به صورت توالی‌های به سمت بالا کم عمق شونده (Regressive or upward-shallowing) با کاهش درصد آلومک‌ها، افزایش زمینه میکراتیتی، وجود دولومیت‌های اولیه، وجود قالب‌های تبخیری پر شده با سیمان اسپارای، وجود پوشش‌های جلبکی و تخلخل چشم پرنده‌ای به سمت بالای چرخه همراه است (شکل ۱۳ چرخه‌های نوع a, b, c). چرخه‌های بخش پهنه‌های جزر و مدی در بخش بالایی

ماسه‌سنگ‌های دریایی کم عمق سازند راهدار با مرزی که نشان‌دهنده مرز سکansı نوع اول است، پوشیده می‌شود.

سکانس سازند شیرگشت در برش کوه راهدار معرف سطح پایین افتادگی سطح آب دریا و تشکیل مرز سکansı می‌باشد. در نهایت این سکانس در بالاترین بخش بوسیله



شکل ۱۳- انواع چرخه‌های فرکانس بالا (high-frequency cycles) شامل چرخه‌های پری تایدال (peritidal)، ساب تایدال کم عمق (shallow subtidal) و ساب تایدال عمیق (deep subtidal cycles) شناسایی شده در بخش کربناته سازند شیرگشت.

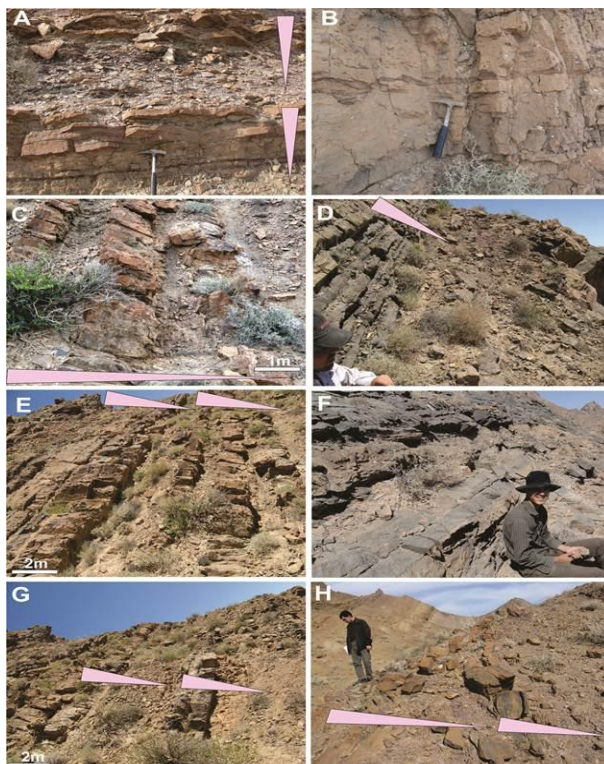
مشخص می‌گردد (بایت گل ۱۳۹۳). عدم تشکیل نهشته‌های گستره تراز پایین موجب شده است که این مرز منطبق بر یک مرز سکansı ترکیبی TS/SB باشد. دسته رخساره TST در این سکانس با روند چرخه‌های کوچک با الگوی پسرونده کلی از چرخه‌های دریایی باز بین موجسار هوای آرام و طوفانی منطبق بر رمپ میانی، و شکل e۱۳ و چرخه‌های دریایی باز زیر موجسار هوای طوفانی منطبق بر رمپ خارجی و شکل f۱۳ تشکیل شده است. این چرخه‌ها با الگوی پسرونده از توالی‌های از رودستون-فلوتستون بیوکلاستی و گرینستون-پکستون ایتراکلاستی-بیوکلاستی با میان لایه‌های از شیل-مارن، مادستون-وکستون و مجموعه‌های هترولیک شیلی-مادستونی مناطق دریای عمیق تشکیل شده‌اند (شکل ۱۲). MFS در این سکانس منطبق بر بالاترین بخش چرخه‌های عمیق شونده به سمت بالا است که در بالای شیل‌های دریایی عمیق ساب تایدال قرار دارد. عدم تشکیل نهشته‌های گستره تراز بالا موجب شده است که مرز سکansı

سکانس ۴ (DS4)

سکانس شماره ۴ تشکیل‌دهنده بخش بالایی سازند شیرگشت (member 3) با سن Dapinagian/Darriwilian، فقط از گستره تراز پیشرونده (TST) تشکیل شده است. این سکانس فقط در بخش‌های عمیق حوضه در برش‌های کوه عاشقان و میوگدار دیده شده است. به سمت بخش‌های کم عمق‌تر حوضه و نزدیک به فعالیت گسل کلمرد در برش کوه راهدار، سکانس شماره ۴ سازند شیرگشت به کلی حذف می‌گردد. مرز بین سکانس ۳ و ۴ با وجود تغییر ناگهانی رخساره‌ای از توالی‌های پیشرونده (Prograding architecture) سیستم توالی رخساره‌های رمپ میانی HST سکانس ۳ به رخساره‌های دریایی عمیق رمپ خارجی سکانس ۴ مشخص می‌شود. این مرز سکansı با وجود قرارگیری رخساره‌های رودستون-فلوتستون بیوکلاستی و رودستون-گرینستون بیوکلاستی با شواهدی از نشان‌های حمل مجدد بوسیله جریان‌ات و امواج بر روی نهشته‌های پایینی سکانس ۳

قاعده‌ای سازند گچال قرار می‌گیرد (بایت گل ۱۳۸۸ و ۱۳۹۳).

ترکیبی MFS/SB ایجاد گردد. این مرز سکانسی با شواهد خروج از آب همراه است و بر روی آن دولومیت‌های بخش



شکل ۱۴- تصاویر صحرایی انواع چرخه‌های تشکیل‌دهنده توالی کربناته سازند شیرگشت. **A, B**- چرخه‌های بخش پهنه‌های جزر و مدی در بخش داخلی رمپ، چرخه‌های پری تایدال، منطبق بر شکل **A12**. برش کوه راهدار. **C**- چرخه‌های بخش لاگون-پهنه‌های جزر و مدی در بخش داخلی رمپ، برش کوه راهدار. منطبق بر شکل **B12**. **D**- چرخه‌های لاگون، سد، جلوی سد، با الگوی کم عمق شونده به سمت بالا. برش کوه راهدار. منطبق بر شکل **C12**. **E, F**- چرخه‌های سدی-دریایی باز با الگوی به سمت بالا کم عمق شونده از رخساره‌های دریایی باز به رخساره‌های سدی، برش کوه عاشقان و کوه راهدار، منطبق بر شکل **D12**. **G**- چرخه‌های دریایی باز بین موجسار هوای آرام و طوفانی منطبق بر رمپ میانی، برش میوگدار. منطبق بر شکل **E12**. **H**- چرخه‌های دریایی باز زیر موجسار هوای طوفانی منطبق بر رمپ خارجی، برش کوه عاشقان، منطبق بر شکل **F12**.

تکامل محیط رسوبی سازند شیرگشت

در سیستم‌های رسوبی سازند شیرگشت با توالی‌های آواری در بخش قاعده و توالی‌های کربناته در بخش بالایی، ورود رسوب به حوضه تحت کنترل فاکتورهای مختلفی مانند تغییر در آب و هوا، زمین ساخت محلی، تغییر سطح آب، و جریان‌های داخل حوضه‌ای (مانند جریان‌های در امتداد ساحل) انجام می‌شود (Catuneanu 2003, 2006; Kown et al. 2006). همچنان‌که اشاره شد روند تغییرات رخساره‌ای و متعاقباً روند پاراسکانس‌ها و چرخه‌های مطالعه شده در این سازند از پایین به بالای در برش‌های مورد مطالعه حاکی از ۴

سکانس رسوبی در برش‌های کوه عاشقان و میوگدار و ۳ سکانس رسوبی در برش‌های کوه راهدار است. با توجه به روند گسل‌های کلمرد و نایینی در بلوک کلمرد و ایجاد حوضه محدود شده کلمرد با روند نسبتاً شرقی- غربی (شکل ۱۵) حاکی از یک حوضه محدود شده بوسیله گسل‌ها به صورت حوضه نیمه گرابنی (half-graben sub-basin) است (شکل ۱۶) که بوسیله گسل کلمرد از شرق و گسل نایینی از غرب از بلوک‌های طبس و پشت بادام جدا می‌شود (بایت گل ۱۳۹۳). تأثیر فعالیت گسل کلمرد بیشترین اثر غالب را بر روی ته‌نشینی سکانس‌های شناخته شده در طول این

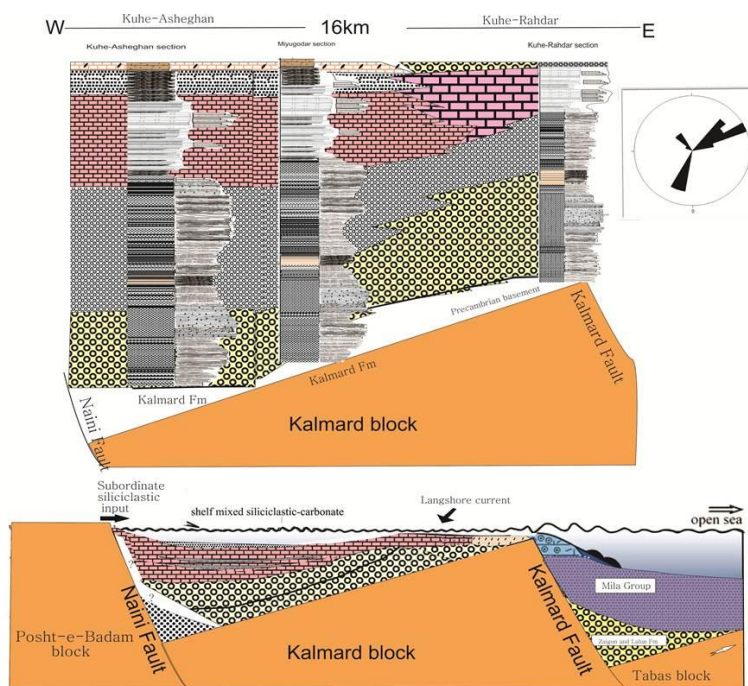
حوضه نیمه گرابنی گذاشته است (حسینی برزی و بایت گل ۱۳۸۹). اصولاً حوضه‌های محدود شده بوسیله گسل همچون حوضه کلمرد تاریخچه فرونشینی پیچیده‌ای دارند. فرونشینی تفریقی در طول این گونه حوضه‌ها فضای اصلی تجمع رسوبات، میزان فرسایش و حمل، الگوی برانبارش رخساره‌ای را کنترل می‌کند (Gawthorpe and Leeder 2000). بهر حال تشخیص اینکه فرایندهای تکتونیکی همزمان با رسوب‌گذاری، تغییرات آب و هوایی، یوستازی و یا ترکیبی از این عوامل بر روی سکانس‌های رسوبی تشکیل شده در حوضه نیمه گرابنی سازند شیرگشت اثر داشته‌اند، دشوار است. به علت اینکه این فاکتورها می‌توانند به طور همزمان بر روی سکانس‌ها تأثیر بگذارند (Goldhammer et al. 1993; Catuneanu 2003, 2006). با توجه به عمق بیشتر سکانس‌های تشکیل دهنده سازند شیرگشت در برش‌های کوه-عاشقان و میوگدار، حوضه نیمه گرابنی سازند شیرگشت در بلوک کلمرد ایران مرکزی در طول اردوئیسین با افزایش فرونشینی به سمت بخش شمال غربی حوضه (Northwest-wards downthrowing) در اثر فعالیت گسل پی سنگی کلمرد ایجاد شده است (شکل‌های ۱۵ و ۱۶). در اثر فرونشینی تفریقی و فعالیت این گسل با ایجاد بخش‌های فرادیواره (Hanging wall) و فرودیواره (Foot wall) سکانس‌های تشکیل شده در نهشته‌های سازند شیرگشت در طول حوضه کلمرد با هم متفاوت هستند (شکل

۱۷). به طوری که سکانس‌های رسوبی موجود در بخش فرودیواره در برش‌های عمیق‌تر کوه عاشقان و میوگدار عمق و ضخامت بیشتری را نشان می‌دهند در مقابل به سمت بخش‌های فرادیواره این حوضه در برش کوه راهدار در مجاورت با گسل کلمرد سکانس‌های رسوبی عمق کمتری را نشان می‌دهند.

برش کوه راهدار با موقعیت نزدیک‌تری که نسبت به گسل کلمرد قرار دارد، زمین‌ساخت فعال‌تری را نسبت به برش عاشقان نشان می‌دهد. نهشت آذرین-پی در قاعده سازند شیرگشت در برش راهدار در مقابل نهشت کنگلومرای قاعده‌ای بر روی مرز فرسایشی بالایی سازند کلمرد در برش عاشقان در جهت تأیید این مورد می‌باشد. بر اساس مطالعات حسینی برزی و بایت گل (۱۳۸۹)، مرز زیرین متفاوت سازند شیرگشت در این برش‌ها، می‌تواند به دو علت باشد: (۱) قرارگیری کوه راهدار در مجاورت گسل پی سنگی کلمرد، بر روی یک برآمدگی (هورست) زمین‌ساختی، به شکلی که نهشته‌های شیلی-سیلتستونی سازند کلمرد در این نقطه نهشته نشده یا آنقدر ضخامت کمی داشته که طی فرسایش کاملاً حذف شده است. (۳) قرارگیری کوه راهدار بر روی یک برآمدگی زمین‌ساختی به شکلی که طی فرسایش فعال‌تر سازند کلمرد در این نقطه کاملاً حذف شده است.



شکل ۱۵- تصویر ماهواره‌ای حوضه رسوبی کلمرد در بین گسل کلمرد و نایینی برش‌های کوه راهدار (۱)، برش میوگدار (۲) و کوه عاشقان (۳).



شکل ۱۶- حوضه نیمه‌گرانی سازند شیرگشت در بلوک کلمرد با افزایش فرونشینی به سمت بخش فرودیواره (Foot wall) منطبق بر برش‌های کوه عاشقان و میوگدار در اثر فعالیت گسل پی سنگی کلمرد.

سکانس‌های یک و دو در برش راهدار با موقعیت نزدیکتر به گسل کلمرد حاکی از تشکیل آن در بخش فرادیواره گسل در بازه زمانی است که احتمالاً گسل فعالیت کمتری داشته است (بایت گل ۱۳۹۳).

نهشت سازند شیرگشت در برش‌های مورد مطالعه در طول سکانس یک همزمان با پایین آمدن سطح آب دریا در مرز بین کامبرین- اردوئین (Haq and Schutter 2008)، با نهشت ماسه‌های حاشیه ساحل شروع و طی پسرور دریا، تا جزایر سدی و لاگونی ادامه می‌یابد. سپس در طول بالا آمدن سطح آب دریاها در اواخر Tremadocian (Haq and Schutter 2008)، نهشته‌های سکانس ۲ از توالی‌های عمیق دور از ساحل- شلف و حاشیه ساحلی پایینی ته‌نشین می‌شود (شکل ۱۷). افزایش فرونشینی در بخش فرودیواره گسل کلمرد موجب افزایش ضخامت و فراوانی رخساره‌های شلف و دور از ساحل پایینی در برش‌های کوه عاشقان و میوگدار در سکانس ۲ می‌شود.

یک طرح انطباق بین فضای تجمع و تغییرات نسبی سطح آب دریاها در طول اردوئین بر اساس مطالعات Haq and

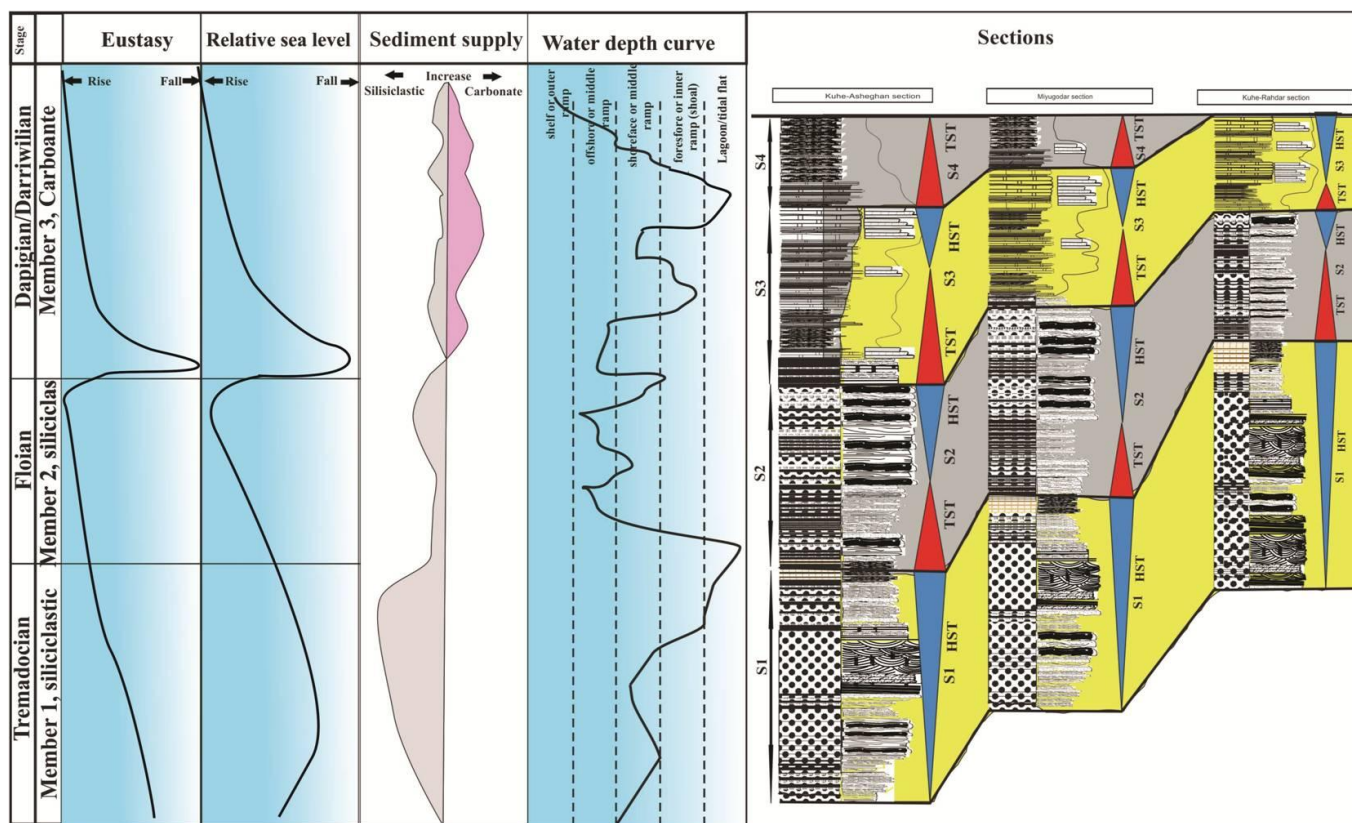
لازم به ذکر است با توجه به الگوی رخساره‌ای یکنواخت دسته رخساره‌های شناسایی شده در طول ته‌نشینی سکانس‌های ۱ و ۲ و عدم وجود شواهد تکتونیکی همزمان با رسوب‌گذاری (همانند اسلامپ و چین خوردگی) در این سکانس‌ها، به نظر می‌رسد که فعالیت گسل کلمرد در این زمان‌ها زیاد متوقف شده است. با این وجود فعالیت قبل از اردوئین آن موجب ایجاد بخش‌های فرادیواره (Hanging wall) و فرودیواره (Foot wall) شده است. همچنان‌که بررسی‌های ژئوشیمی نهشته‌های ماسه‌سنگی سازند شیرگشت در سکانس‌های یک و دو موقعیت آرام تکتونیکی حاشیه قاره‌ای غیرفعال را نشان می‌دهند (بایت گل و حسینی برزی ۱۳۹۰ و بایت گل ۱۳۸۸ و ۱۳۹۳). وجود این شواهد همراه با الگوی رخساره‌ای یکنواخت مشابه دسته رخساره سکانس‌های ۱ و ۲ نشان می‌دهد که فعالیت گسل کلمرد در دوره اردوئین زیرین کم بوده است و بیشترین تأثیر را بر روی سکانس‌های مورد نظر، تغییرات جهانی سطح آب دریا و توپوگرافی قدیمه داشته‌اند. بهر حال وجود شواهد رخساره کم عمق‌تر

Schutter (2008) صورت گرفته است. چنین انطباقی حاکی از افزایش تدریجی سطح آب دریاها در طول اردوئیسین است. وجود انطباق نسبی روند سکانس‌های رسوبی ۱ و ۲ این مطالعه با تغییرات سطح آب دریا (Haq and Schutter 2008) در شکل ۱۷ حاکی از تأثیر غالب تغییرات سطح آب دریا بر روی سکانس‌های بخش زیرین سازند شیرگشت در طول اردوئیسین پیشین می‌باشد. روندهای مشابهی در دیگر حوضه‌های شمال چین، حوضه تابکسان، شمال آفریقا و حوضه البرز ثبت شده است (Meng et al. 1997; Ryu 2002; Kwon and Chough 2005). با این وجود بر اساس دیگر مطالعات صورت گرفته بر روی توالی‌های اردوئیسین (Goldhammer et al. 1993; Meng 2005; et al. 1997; Ryu 2002; Kwon and Chough 2005) در طول اردوئیسین زیرین و میانی سطح آب دریاها به تدریج کاهش می‌یابد و در بیشتر جاها بخش‌های زیرین اردوئیسین میانی (Floian) با یک ناپوستگی جهانی همراه است (Goldhammer et al. 1993; Kwon et al. 2006). به‌رحال این پایین افتادگی سطح آب دریاها در انتهای اردوئیسین زیرین (Floian) و تغییر در الگوی برانبارش دسته رخساره‌ها در طول تهنشینی سکانس ۲ همراه با مرز سکانسی نوع اول در نهشته‌های سازند شیرگشت ثبت نشده است (شکل ۱۷).

عدم وجود مرز سکانسی نوع اول در بین سکانس دوم و سوم، برخلاف روند جهانی سطح آب دریاها (شکل ۱۷) احتمالاً ناشی از افزایش فعالیت گسل کلمرد و زمین‌ساخت فعال‌تر در طول تهنشینی سکانس سوم در طول اردوئیسین میانی است. در طول تهنشینی سکانس سوم با کمتر شدن ورود تخریبی به حوضه، محیط برای نهشت کربنات مساعدتر شده و رخساره‌های کربناته نهشته می‌گردد. این روند در همه برش‌ها با به حداقل رسیدن ورود رسوب و نهشت رخساره‌های کربناته ادامه پیدا می‌کند. با این وجود تأثیر گسل پی سنگی کلمرد با فرونشینی و عمق بیشتر حوضه در بخش فرودیواره حوضه کلمرد در برش‌های کوه عاشقان و میوگدار

موجب می‌شود که سکانس سوم تشکیل شده در این برش‌ها از بخش‌های خارجی و میانی رمپ در الگوی پیشرونده-پسرونده تشکیل شوند. در مقابل سکانس سوم تشکیل شده در برش کوه راهدار واقع در بخش فرادیواره، به‌علت بالآمدگی یا uplift احتمالی، از رخساره‌های بخش داخلی رمپ در الگوی های پیشرونده-پسرونده تشکیل شده‌اند (شکل ۱۷).

در نهایت به علت فرونشینی بیشتر حوضه در بخش فرودیواره و ایجاد فضای تجمع بالا سکانس رسوبی ۴ در برش‌های کوه عاشقان و میوگدار تهنشین می‌شود. اما به سمت بخش فرادیواره از برش کوه راهدار، بعثت بالآمدگی یا uplift احتمالی، سکانس رسوبی ۴ بعثت از بین رفتن فضای تجمع و کاهش شدید عمیق حوضه، به طور کامل از بین می‌رود. چنین تأثیری بر روی مرز بالایی سازند شیرگشت در بخش‌های فرادیواره و فرودیواره تأثیر می‌گذارد. به طوری‌که در بخش فرادیواره کوه راهدار به علت بالآمدگی یا uplift احتمالی، شرایط برای نهشته‌های کم عمق سازند راهدار مهیا می‌شود. با این وجود به سمت بخش‌های فرودیواره در نتیجه افزایش عمق حوضه حاصل از فرونشینی زیاد، نهشته‌های کم عمق سازند راهدار در بخش بالایی سازند شیرگشت حذف می‌شوند و سازند گچال بر روی نهشته‌های سکانس چهارم سازند شیرگشت قرار می‌گیرد. بررسی طرح انطباق بین فضای تجمع و تغییرات نسبی سطح آب دریاها بر اساس مطالعات Haq and Schutter (2008) در طول تهنشینی سکانس‌های ۳ و ۴ با سن اردوئیسین میانی حاکی از روند معکوس در روند تغییرات سطح آب دریا است. عدم انطباق بین روند تغییرات سطح آب دریا در طول تهنشینی سکانس‌های ۳ و ۴ با روند جهانی سطح آب دریاها (شکل ۱۷) ناشی از فعالیت گسل کلمرد و زمین‌ساخت فعال‌تر در طول اردوئیسین میانی در بلوک کلمرد است.



شکل ۱۷- تطابق سکانس‌های شناسایی شده سازند شیرگشت با تغییرات جهانی سطح آب دریا در برش‌های مورد مطالعه.

نتیجه‌گیری

بر اساس اطلاعات حاصل از بررسی مقاطع نازک و داده‌های صحرایی و پردازش آنها، جمعاً ۵ مرز سکانسی (SB)، ۴ سطح حداکثر پیشروی آب دریا (MFS) و ۴ سکانس (Sequence) اصلی در سازند شیرگشت شناسایی شده است. با توجه به موقعیت هر یک از رخساره‌ها و تغییرات آنها در توالی عمودی، سازند شیرگشت در برش‌های مورد مطالعه کوه-عاشقان و میوگدار از ۴ سکانس رسوبی رده سوم و در برش کوه راهدار از ۳ سکانس رسوبی رده سوم تشکیل گردیده است. مهم‌ترین عامل تشکیل‌دهنده سکانس‌های رسوبی در این سازند اثر تغییرات جهانی در سطح دریا، فرآیندهای تکتونیکی (فرونشینی/بالا آمدگی) بوده است و این اثرات در برش‌های مورد مطالعه کوه-عاشقان، کوه راهدار و میوگدار موجب شده است برش‌های مورد مطالعه

به خصوص از لحاظ مرزهای سکانسی و سکانس‌های بخش کربناته از نظر ضخامت و رخساره‌ها تفاوت‌هایی با یکدیگر را نشان می‌دهند. با توجه به روند گسل‌های کلمرد و نایثنی در بلوک کلمرد و ایجاد حوضه محدود شده کلمرد با روند نسبتاً شرقی-غربی حاکی از یک حوضه محدود شده بوسیله گسل‌ها به صورت حوضه نیمه‌گرا بنی (-Half-graben sub-basin) است. مهم‌ترین عامل تشکیل‌دهنده سکانس‌های رسوبی در سازند شیرگشت تأثیر تغییرات جهانی در سطح دریا و فرآیندهای تکتونیکی (فرونشینی/بالا آمدگی) بوده است و این اثرات در برش‌های مورد مطالعه کوه-عاشقان، کوه راهدار و میوگدار دیده می‌شود. در اثر فرونشینی تفریقی و فعالیت گسل کلمرد و ایجاد بخش‌های فرادیواره و فرودیواره سکانس‌های تشکیل شده در نهشته‌های سازند شیرگشت در طول حوضه کلمرد با هم متفاوت هستند. با

میلا (البرز مرکزی). مقایسه آن با سازند شیرگشت (طبس): پایان نامه دکتری دانشگاه فردوسی مشهد. ۵۰۱ ص.

بایت گل. آ.، ا.، محبوبی، م.، حسینی برزی و ر.، موسوی حرمی، ۱۳۸۹، مدل ایکنولوژیکی نهشته‌های آواری سازند شیرگشت در زیر پهنه کلمرد ایران مرکزی: مجله چینه‌نگاری و رسوب دانشگاه اصفهان. ص ۴۳-۶۸.

بایت گل. آ.، و ا.، محبوبی، ۱۳۹۰، ژئوشیمی ناصر اصلی نهشته‌های سیلیسی آواری سازند شیرپشت، بلوک کلمرد، ایران مرکزی برای تعیین برخاستگاه زمین ساختی و هوازدگی سنگ منشاء: مجله علوم زمین. ج ۷۹، ص ۱۰۱-۱۱۲.

حسینی برزی، م.، و آ.، بایت گل، ۱۳۸۹، تحلیل رخساره ای و محیط رسوبی نهشته‌های مخلوط سیلیسی آواری-کربناته سازند شیرگشت در بلوک کلمرد ایران مرکزی: مجله رخساره‌های رسوبی دانشگاه فردوسی مشهد. ج ۲، ش ۱، ۱-۲۴ ص.

Alavi, M. 1991, Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran: Geological Society of America Bulletin, v. 103, p. 983-992.

Bassett, M.G., M., Dastanpour, and L.E. Popov, 1999, New data on Ordovician fauna and stratigraphy of the Kerman and Tabas regions, east-Central Iran: Acta Universitatis Carolinae-Geologica. v. 43, p 483-486.

Bádenas, B., M. Aurell and D. Bosence, 2010, Continuity and facies heterogeneities of shallow carbonate ramp cycles (Sinemurian, Lower Jurassic, North-east Spain): Sedimentology v. 57, p. 1021-1048.

Bayet-Goll, A., G. Geyer, M. Wilmsen, A. Mahboubi and R. Moussavi-Harami, 2014, Facies architecture, depositional environments and stratigraphy of the Middle Cambrian Fasham and Deh-Sufiyan formations in the central Alborz, Iran: Facies, in press.

Bayet-Goll, A., J. Chen, R. Moussavi-Harami, and A. Mahboubi, 2015, Depositional processes of

توجه به رسوبات عمیق‌تر در سکانس‌های تشکیل‌دهنده سازند شیرگشت در برش‌های کوه-عاشقان و میوگدار، به‌نظر می‌رسد که حوضه به فرم نیمه‌گرا‌بانی در زمان تشکیل سازند شیرگشت در بلوک کلمرد در طول اردوئیسین بوده و فرونشینی به سمت بخش شمال غربی حوضه (Northwest-wards downthrowing) در اثر فعالیت گسل پی سنگی کلمرد بیشتر بوده است.

سکانس‌های رسوبی موجود در بخش فرودیواره در برش‌های عمیق‌تر کوه عاشقان و میوگدار عمق و ضخامت بیشتری را نشان می‌دهند. در مقابل به سمت بخش‌های فرادیواره این حوضه در برش کوه راهدار در مجاورت با گسل کلمرد سکانس‌های رسوبی عمق کمتری را نشان می‌دهند.

تشکر و قدردانی

از گروه‌های زمین‌شناسی دانشکده علوم دانشگاه فردوسی مشهد به خاطر در اختیار گذاشتن امکانات جهت مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی سپاسگزاریم. از همکاری مهندس حامد محمدیان، مهدی شادان، اسد عبدی و یعقوب نصیری به خاطر انجام مطالعات صحرایی در طول سال‌های ۸۷ تا ۹۱ تشکر می‌شود. در انتها از داوران محترم که با نظرات خود به ارتقای سطح علمی این مقاله کمک نمودند، تشکر و قدردانی می‌گردد.

منابع

آقاباتی، ع. ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.

بایت گل، آ ۱۳۸۸، دیاژنز، محیط رسوبی و برخاستگاه زمین ساختی سازند شیرگشت در دو برش کوه عاشقان و کوه راهدار طبس: پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه شهید بهشتی ۲۲۱ ص.

بایت گل. آ، ۱۳۹۳، ایکنولوژی و چینه‌نگاری سکانسی سازند

- p. 28-39.
- Goldhammer, R.K., P.J. Lehmann and P.A. Dunn, 1993, The origin of high-frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician El Paso Group, west Texas): Constraints from outcrop data and stratigraphic modeling: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 63, p. 318-360.
- Hamdi, B., 1995, Precambrian-Cambrian deposits in Iran. In: Hushmandzadeh, A., (Ed.), *Treatise on the Geology of Iran*, v. 20, 353p. (in Persian).
- Hamdi, B., A.Yu. Rozanov and A.Yu. Zhuravlev, 1995, Latest Middle Cambrian metazoan reef from northern Iran: *Geol. Mag.* v. 132, p 367-373.
- Hampson, G.J. and J.E.A. Storms, 2003, Geomorphological and sequence stratigraphic variability in wave-dominated, shoreface-shelf parasequences: *Sedimentology*, v. 50, p. 667-701.
- Hampson, G.J., E.J. Procter, and C. Kelly, 2008, Controls on isolated shallow-marine sandstone deposition and shelf construction: late Cretaceous Western Interior Seaway, northern Utah and Colorado. In: G.J. Hampson, R.J. Steel, P.M. Burgess and R.W. Dalrymple, (Eds.), *Recent Advances in Models of Siliciclastic Shallow-Marine Stratigraphy: SEPM Spec. Publ.*, v. 90, p. 355-389.
- Haq, B.U., S.R., Schutter, 2008. A chronology of Paleozoic sea-level changes: *Science*, v. 322, p 64-68.
- Kwon, Y.K., and S.K. Chough, 2005, Sequence stratigraphy of the cyclic successions in the Dumugol Formation (Lower Ordovician), mideast Korea: *Geosciences Journal*, v. 19, p. 305-324.
- Kwon, Y.K., S.K. Chough, D.K. Choi and D.J. Lee, 2006, Sequence stratigraphy of the Taebaek Group (Cambrian-Ordovician), Mideast Korea: *Sedimentary Geology*, v. 192, p. 19-55.
- Lee, H. S., and S. K. Chough, 2011, Depositional processes of the Zhushadong and Mantou formations (Early to Middle Cambrian), Shandong Province, China: roles of archipelago and mixed carbonate-siliciclastic sedimentation on cycle genesis during initial flooding of the North China Platform: *Sedimentology*, v. 58, p. 1530-1572.
- Meng, X., M. Ge and M.E. Tucker, 1997, Sequence stratigraphy, sea- level changes and ribbon carbonates in middle Cambrian of Iran (Deh-Sufiyan Formation, Central Alborz). *Facies*, In press.
- Bosence, D., E. Procter, M. Aurell, A. Bel Kahla, M. Boudagher-Fadel, F. Casaglia, S. Cirilli, M. Mehdie, L. Nieto, J. Rey, R. Scherreiks, M. Soussi and D. Waltham, 2009, A dominant tectonic signal in high-frequency, peritidal carbonate cycles? A regional analysis of Liassic platforms from western Tethys: *Journal of Sedimentary Researches* v. 79, p. 389-415.
- Carpentier, C., B. Lathuilière, S. Ferry and J. Sausse, 2007, Sequence stratigraphy and tectonosedimentary history of the Upper Jurassic of the Eastern Paris Basin (Lower and Middle Oxfordian, Northeastern France): *Sedimentary Geology*, v. 197, p. 235-266.
- Bruton, D.L., A.J., Wright, and M.A. Hamed, 2004. Ordovician trilobites of Iran: *Palaeontographica A* , v. 271, p 111-149.
- Cattaneo, A., and R. Steel, 2003, Transgressive deposits: a review of their variability: *Earth Science Reviews*, v. 1277, p. 1-43.
- Catuneanu, O., 2003, Sequence Stratigraphy of Clastic Systems: Geological Association of Canada, Short Course Notes, v. 16, p. 248.
- Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy: Elsevier, Amsterdam, 375 p.
- Di Celma, C., and G. Cantalamessa, 2007, Sedimentology and high-frequency sequence stratigraphy of a forearc extensional basin: The Miocene Caleta Herradura Formation, Mejillones Peninsula, northern Chile: *Sedimentary Geology*; v. 198, p. 29-52.
- Dumas, S., R.W.C. Arnott, and J.B. Southard, 2005, Experiments on oscillatory- flow and combined-flow bed forms: implications for interpreting parts of the shallow-marine sedimentary record: *Journal of Sedimentary Researches*, v. 75, p. 501-513.
- Flügel, E., 2010, *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*: Springer, Berlin.
- Gawthorpe, R.L., and M.R. and Leeder, 2000, Tectono sedimentary evolution of active extensional basins: *Basin Research*, v. 12; p. 195-218.
- Ghaderi, A., A. Aghanabati, B. Hamdi, and A. Saeedi, 2009, Biostratigraphy of the Shirgesht Formation in Kalmard Mountains in southwest of Tabas with special emphasis on conodonts (in Persian with English abstract): *Geological Survey of Iran*, v. 70,

- Ruttner, A., M. Nabavi and J. Hajian, 1968, Geology of the Shirgesht area (Tabas area, East Iran): Geological Survey of Iran, Reports, v. 4, p.1-133.
- Ryu, I.C., 2002, Tectonic and stratigraphic significance of the Middle Ordovician carbonate breccias in the Ogcheon Belt, South Korea: The Island Arc, v. 11, p149–169.
- Stapor J.R., and G.W. Stone, 2004, A new depositional model for the buried 4000 yr BP New Orleans barrier: implications for sea-level fluctuations and onshore transport from a nearshore shelf source: Marine Geology v. 204, p. 215 –234.
- Zecchin, M., F. Massari, D. Mellere and G. Prosser, 2003, Architectural styles of prograding wedges in a tectonically active setting, Crotone Basin, Southern Italy: J. Geol. Soc. (Lond.), v. 160, p 863– 880.
- Zecchin, M., F. Massari, D. Mellere and G. Prosser, 2004, Anatomy and evolution of a Mediterranean-type fault bounded basin: the Lower Pliocene of the northern Crotone Basin (Southern Italy): Basin Res., v. 16, p. 117–143.
- depositional systems in the Cambro-Ordovician of the North China carbonate platform: Sedimentary Geology, v. 114, p. 189–222.
- Montañez, I.P., and D.A., Osleger, 1993, Parasequence stacking patterns, third-order accommodation events, and sequence stratigraphy of Middle to Upper Cambrian platform carbonates, Bonanza King Formation, southern Great Basin. In: R.G. Loucks and J.F. Sarg (Eds.) Carbonate Sequence Stratigraphy: AAPG Mem, v. 57, p. 305–326.
- Osleger, D., and J.F. Read, 1991, Relation of eustasy to stacking patterns of meter-scale carbonate cycles, Late Cambrian: Journal of Sedimentary Petrology, v. 61, p. 1225–1252.
- Pascucci, V., A. Costantini, I.P. Martini and R. Dringoli, 2006, Tectono-sedimentary analysis of a complex, extensional, Neogene basin formed on thrust-faulted, Northern Apennine hinterland: Radic of a Basin, Italy: Sedimentary Geology , v. 13, p. 71- 97.