

# تحلیل رخساره‌ها در گذر از نهشته‌های اردوویسین (بخش بالایی سازند شیرگشت) به سیلورین (بخش زیرین سازند نیور) در جنوب باختر کاشمر، شمال بلوک طبری

الناز خزائی<sup>۱</sup>، محمدحسین محمودی قرائی<sup>۲</sup>، اسداله محبوبی<sup>۳</sup> و جعفر طاهری<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

<sup>۲</sup>دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

<sup>۳</sup>استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

<sup>۴</sup>دکتر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مرکز مشهد، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۹/۱۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۲/۰۴

## چکیده

برش مورد مطالعه در جنوب باختر کاشمر در بلوک طبری و پهنه ساختاری-رسوبی ایران مرکزی قرار دارد. بر پایه مشاهدات صحرایی و مطالعات رسوب‌شناسی و سنگ‌نگاری دو مجموعه رخساره سیلیسی-آواری و کربناته در برش مورد مطالعه تشخیص داده شد. بر اساس بررسی متغیرهای قابل تشخیص در صحرا همچون ترکیب سنگی، فرم هندسی، ساخت‌های رسوبی، سطوح لایه‌بندی و مرز میان لایه‌ها، ۳ لیئوفاسیس شامل کنگلومرای (Gcm, Gp)، ماسه‌سنگی (Sm, Sl, Sh, Sr, St) و گلی (FI) و بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری ۴ پتروفاسیس شامل ارتوکنگلومرای پلی میکتیک ۱ و ۲، آركوزیک وک و ساب‌آركوز و ۴ مجموعه ریزرخساره متشکل از ریزرخساره‌های محیط دریای باز، سد، لاگون و کشتی‌شناسایی شده است. رسوبات سیلیسی آواری بخش بالایی سازند شیرگشت با توجه به چرخه‌های ریزشونده بوما، قاعده فرسایشی و ترکیب گری‌وکی در یک محیط توریدیتی بر جای گذاشته شده است. سنگ‌های کربناته بخش زیرین سازند نیور نیز با وجود شواهدی مانند چینه‌بندی مورب پشته‌ای، چرخه‌های ریزشونده با رخساره‌های پرفسیل در قاعده در یک رمپ کم‌ژرفا و تحت تأثیر شرایط توفانی ته‌نشست کرده است. تغییر شرایط رسوب‌گذاری در گذر از رسوبات اردوویسین بالایی (سازند شیرگشت) به سیلورین زیرین (سازند نیور) می‌تواند ناشی از تأثیر زمین‌ساخت منطقه، گسترش یخچال‌ها و سپس ذوب آنها و نیز تغییرات آب‌وهوای دیرینه (در ارتباط با گسترش امواج توفانی) انجام شده باشد.

**کلیدواژه‌ها:** رخساره، سازند شیرگشت، بلوک طبری، ایران مرکزی، سازند نیور، توریدیت، نهشته توفانی.

\***نویسنده مسئول:** محمدحسین محمودی قرائی

E-mail: mhmgharaie@um.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

منطقه مورد مطالعه بخشی از پهنه ساختاری ایران مرکزی در بلوک طبری به شمار می‌رود. رسوبات سیلورین زیرین در بسیاری از نقاط ایران مرکزی رخنمون کاملی ندارند. تا مدت‌ها باور بر این بوده است که در اردوویسین پایانی-سیلورین آغازین بخش‌های گسترده‌ای از شمال و باختر ایران مرکزی بر اثر حرکات خشکی‌زایی از آب بیرون مانده و در مناطقی حتی نهشته‌های کامبرین و اردوویسین مستقیماً و با نبود چینه‌ای به‌طور هم‌شیب به وسیله رسوبات دوتین میانی و بالایی و یا پرمین پوشیده شده‌اند (علوی نائینی، ۱۳۷۲). برخی از زمین‌شناسان (طاهری، ۱۳۸۲) نبود توالی‌های رسوبی ادامه‌دار از اردوویسین بالایی به سیلورین زیرین را به گسلی بودن منطقه یا وجود افق‌های بازالتی با ستبرای قابل توجه نسبت داده‌اند. برای نمونه برش الگوی سازند نیور (سیلورین) در کوه‌های ازبک‌کوه به‌صورت گسلی روی سازند شیرگشت (اردوویسین) قرار گرفته و از سنگ‌های کربناته تشکیل شده است (Ruttner et al., 1968). مطالعات انجام شده روی نهشته‌های پالئوزویک ایران نشان‌دهنده رسوبات دریایی کم‌ژرفای گسترش یافته در حاشیه غیرفعال تا اواخر پالئوزویک است؛ به‌طوری که از اواسط پرمین تا تریاس ایجاد کافت سبب باز شدن اقیانوس نوتتیس شده است (Stampfli et al., 2001). البته در اوایل پالئوزویک و به‌ویژه در اواخر اردوویسین تا اوایل سیلورین نیز فعالیت‌های آتشفشانی در منطقه وجود داشته است که آن را به باز شدگی آلوکوژن نسبت داده‌اند (لاسمی، ۱۳۷۹). اگر چه وجود رسوبات یخچالی تا کنون در ایران مرکزی گزارش نشده است ولی گسترش یخچالی در هیرنانتین می‌تواند تأثیر مشخصی بر تغییرات سطح آب دریا داشته و سبب تغییرات رخساره‌ای در رسوبات دریایی آن زمان شده باشد. بنابراین، این مطالعه روی تاریخچه رسوب‌گذاری و تغییرات رخساره‌ای بخش بالایی سازند شیرگشت و بخش زیرین سازند نیور (اردوویسین بالایی-سیلورین زیرین) در مقطع

کوه بوغو در جنوب باختر کاشمر متمرکز است (شکل ۱). از محدود مطالعات زیست‌چینه‌نگاری و دیرین‌جغرافیایی انجام شده در منطقه مورد مطالعه می‌توان به (Gavidel-Syooki و طاهری (۱۳۸۲) اشاره کرد؛ ولی از دید رسوب‌شناسی و تعیین رخساره‌های رسوبی تاکنون مطالعات دقیق و قابل توجهی در این منطقه انجام نشده است. برش کوه بوغو (عرض "۵۵ ۰۳' ۳۵" شمالی و طول "۱۵' ۰۷' ۵۸" خاوری) در ۲۵ کیلومتری جنوب باختر کاشمر و ۲۱۹ کیلومتری جنوب باختر مشهد شامل نهشته‌های بخش بالایی سازند شیرگشت (اردوویسین بالایی) به ستبرای ۱۳۵ متر و بخش زیرین سازند نیور (سیلورین زیرین) به ستبرای ۱۹۵ متر مطالعه شد. بخش بالایی سازند شیرگشت در این منطقه بیشتر شامل ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌هایی از شیل سبزرنگ است (شکل ۲). بخش زیرین سازند نیور در برش مورد مطالعه بیشتر از شیل با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک و ماسه‌سنگ تشکیل شده و با رسوب‌گذاری پیوسته روی سازند شیرگشت قرار گرفته است (شکل ۲). تعیین مرز میان دو سازند بر پایه ویژگی‌های سنگ‌شناختی مانند تبدیل تدریجی ماسه‌سنگ‌های سازند شیرگشت به سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای سازند نیور انجام شده است. وجود چینه‌های منظم و توالی کامل و به نسبت ستبر از رسوبات اردوویسین بالایی تا سیلورین زیرین در این رخنمون از مزایای این برش به شمار می‌رود. هدف از این پژوهش، مطالعه دقیق رخساره‌ها و رسوبات اردوویسین بالایی تا سیلورین زیرین در بلوک طبری و همچنین تعیین مدل رسوب‌گذاری بخش بالایی سازند شیرگشت و بخش زیرین سازند نیور است.

## ۲- روش مطالعه

در این مطالعه ۷۱ مقطع نازک میکروسکوپی شامل ۴۶ عدد ماسه‌سنگ و ۲۵ عدد سنگ‌آهک (پس از رنگ‌آمیزی سنگ‌آهک‌ها با محلول آلزارین سرخ (Dickson, 1966))

– **لیتوفاسیس ماسه‌سنگی با چینه‌بندی موازی (Sh):** این رخساره در صحرا خاکستری رنگ و متوسط لایه است. رخساره Sh فراوانی به نسبت بالایی در بخش بالایی سازند شیرگشت دارد. از ویژگی‌های اصلی این رخساره می‌توان به لایه‌ها و لامیناسیون‌های موازی یا افقی اشاره کرد (شکل ۴- A)، این رخساره در ماسه‌سنگ‌های ریز با جورشدگی متوسط وجود دارد.

– **لیتوفاسیس ماسه‌سنگی با لایه‌های مورب کم‌زاویه (SI):** لایه و لامیناسیون‌های مورب با زاویه کمتر از ۱۰ درجه از مشخصه اصلی این رخساره است (شکل ۴- B). رخساره SI فراوانی کمی در ماسه‌سنگ‌های ریزدانه بخش بالایی سازند شیرگشت دارد. این رخساره بسیار شبیه به رخساره سنگی Sh است و در بیشتر موارد همراه با یکدیگر دیده می‌شوند.

– **لیتوفاسیس ماسه‌سنگی توده‌ای (Sm):** این لیتوفاسیس در نهشته‌های مورد مطالعه گسترش کمی دارد و در بخش‌های میانی سازند نیور به رنگ خاکستری روشن دیده شده است (شکل ۴- C). دانه‌ها در این رخساره خیلی ریز (جدول ۲) هستند و جورشدگی ضعیفی دارند.

### ۳-۳. لیتوفاسیس گلی دارای لامیناسیون (FI)

یکی از مهم‌ترین لیتوفاسیس‌ها در بخش بالایی سازند شیرگشت و بخش زیرین سازند نیور، رخساره FI است (شکل ۴- D) که حجم گسترده‌ای از رسوبات مورد مطالعه را به خود اختصاص داده است. لیتوفاسیس FI شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های دانه‌ریز سیلتستونی است که اندازه دانه‌ها بیشتر در حد سیلت است و ذرات رسی به مقدار کمتر وجود دارد. چینه‌بندی و لامیناسیون موازی و مورب مشخصه اصلی رخساره FI است. این رخساره به رنگ سبز دیده شده است.

رخساره‌های کربناتی در برش مورد مطالعه تنها در بخش زیرین سازند نیور دیده شده‌اند. از جمله ویژگی‌های صحرایی این رخساره‌ها می‌توان به رنگ کرم تا قهوه‌ای روشن، قاعده‌های ناگهانی و گاه فرسایشی، وجود ساخت‌های چینه‌بندی مورب پشته‌ای و مسطح در لایه‌های بخش‌های ابتدایی اشاره کرد. ستبرای لایه‌ها میان ۵ تا ۱۵ سانتی‌متر در تغییر است و بیشتر به صورت متناوب با شیل و ماسه‌سنگ قرار گرفته‌اند.

### ۳-۴. پتروفاسیس

مطالعه میکروسکوپی نهشته‌های سیلیسی آواری مورد مطالعه بر پایه ترکیب بافت سنگ به شناسایی پتروفاسیس‌های زیر انجامید.

– **پتروفاسیس ارتونکلومرای پلی‌میکتیک ۱:** این پتروفاسیس با فراوانی خیلی کم (یک لایه ستبر) در ابتدای بخش بالایی سازند شیرگشت در لیتوفاسیس Gcm با قاعده فرسایشی دیده شد. این کنگلومرا بیشتر بافتی دانه‌پشتیبان دارد و دانه‌های تشکیل‌دهنده آن در اندازه پیل ۱۰ تا ۳۰ میلی‌متر است. بیشترین فراوانی تشکیل‌دهنده آن را خرده‌سنگ‌های چرتی و ماسه‌سنگی دارند و کمترین فراوانی مربوط به خرده‌سنگ‌های آهکی و دگرگونی است. این رخساره دارای جورشدگی ضعیف و از دید گردشگی نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه گرد شده است (شکل ۶- A).

– **پتروفاسیس ارتونکلومرای پلی‌میکتیک ۲:** این پتروفاسیس نیز با فراوانی به نسبت کم در بخش‌های ابتدایی سازند نیور در لیتوفاسیس Gp به صورت متناوب با لیتوفاسیس FI دیده شده است و نسبت به پتروفاسیس پیشین متفاوت است. بیشتر دانه‌پشتیبان بوده و اندازه دانه‌های تشکیل‌دهنده آن بین ۵ تا ۲۰ میلی‌متر در تغییر است. جنس و فراوانی قطعات این کنگلومرا با هم متفاوت است. از دانه‌های موجود در این پتروفاسیس می‌توان به خرده‌سنگ‌های رسوبی (آهکی، ماسه‌سنگی، چرتی)، خرده‌های فسفاتی، گلاکونیت، خرده‌سنگ‌های آتشفشانی و فلدسپار و همچنین قطعات فیسیلی همچون اکتینودرم اشاره کرد. در این پتروفاسیس، جورشدگی متوسط و دانه‌ها گرد شده هستند (شکل ۶- B).

– **پتروفاسیس آروزیوک:** این پتروفاسیس فراوانی زیادی در بخش بالایی سازند شیرگشت دارد؛ به طوری که ۵۰ درصد پتروفاسیس‌های ماسه‌سنگی را به خود

مطالعه شد. درصد اجزای اصلی کوارتز، فلدسپار و خرده‌سنگ در ماسه‌سنگ‌ها به روش گزی- دیکینسون (Ingersoll et al., 1984) و با استفاده از دستگاه شمارنده نقاط انجام شده است. ویژگی‌های بافتی شامل اندازه ذرات، جورشدگی، گردشگی و بلوغ بافتی بررسی شده است. رخساره‌های سنگی آواری در صحرا بر پایه کدهای (Miall, 2006)، پتروفاسیس‌ها به روش (Pettijohn et al., 1987) و میکروفاسیس‌ها به روش (Dunham, 1962) نام‌گذاری شده‌اند. ۷ نمونه شیل نیز پس از شستشو و عبور از الک‌های ۵۰، ۷۰، ۱۰۰ و ۱۲۰ مش با میکروسکوپ‌های دوچشمی به منظور شناسایی فسیل‌های احتمالی در آنها بررسی شدند.

## ۳- تحلیل رخساره‌ها

به‌طور کلی رخساره‌های موجود در برش مورد مطالعه که بر پایه مطالعات میکروسکوپی شناسایی شدند به ۳ لیتوفاسیس سیلیسی آواری کنگلومرای، ماسه‌سنگی و گل‌سنگی، ۴ پتروفاسیس سیلیسی آواری و ۴ مجموعه رخساره کربناته تقسیم می‌شوند که به شرح زیر است:

### ۳-۱. لیتوفاسیس‌های کنگلومرای

این مجموعه رخساره‌ای گسترش زیادی در برش مورد مطالعه ندارد ولی با این وجود، شامل ۲ لیتوفاسیس Gcm و Gp است (جدول ۲).

– **لیتوفاسیس کنگلومرای توده‌ای دانه‌پشتیبان (Gcm):** رخساره Gcm دیده شده در سازند شیرگشت به صورت یک لایه به ستبرای حدود ۱ متر و با قاعده فرسایشی است. در این رخساره دانه‌های در اندازه گراول به صورت توده‌ای و بدون آرایش خاصی در کنار هم قرار گرفته‌اند و به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شوند. اندازه دانه‌ها میان ۲ تا ۱۰ سانتی‌متر در تغییر است. این رخساره دارای ماتریکس شامل دانه‌های آواری در حد ماسه است که فراوانی آن به کمتر از ۱۰ درصد می‌رسد (شکل ۳- A).

– **لیتوفاسیس کنگلومرای با چینه‌بندی مورب مسطح (Gp):** این رخساره دانه‌پشتیبان و دارای چینه‌بندی مورب مسطح کم‌زاویه با ستبرای ۱۰ سانتی‌متر و قاعده فرسایشی است و به رنگ کرم تا قهوه‌ای دیده می‌شود؛ ستبرای هر دسته از چینه‌بندی‌های مورب میان ۰/۵ تا ۱ سانتی‌متر تغییر می‌کند (شکل ۳- B). رخساره کنگلومرای Gp در رسوبات مورد مطالعه با فراوانی کم دیده می‌شود و بیشتر به صورت میان‌لایه‌ای با سنگ‌آهک‌های سازند نیور وجود دارد. اندازه دانه‌ها نیز میان ۲ میلی‌متر تا ۳ سانتی‌متر در تغییر است (جدول ۲).

### ۳-۲. مجموعه لیتوفاسیس‌های ماسه‌سنگی

در این مجموعه، رخساره‌ها بر پایه فراوانی ساخت‌های رسوبی اولیه دسته‌بندی شده‌اند و ویژگی‌های بافتی تقریباً مشابهی دارند. این مجموعه شامل لیتوفاسیس‌های SI، Sh، Sr، St و Sm (جدول ۲) به شرح زیر است:

– **لیتوفاسیس ماسه‌سنگ با لایه‌های مورب عدسی (St):** چینه‌بندی مورب عدسی از مشخصه‌های اصلی رخساره St است (شکل ۳- C). این رخساره به مقدار کم در سازند شیرگشت در برش مورد مطالعه دیده می‌شود، رنگ آن خاکستری تیره و ستبرای هر سری ۵ سانتی‌متر است. در این رخساره ماسه‌سنگ‌ها ریزدانه و بیشتر زاویه‌دار و دارای جورشدگی متوسط هستند.

– **لیتوفاسیس ماسه‌سنگی با لایه‌های ریبلی (Sr):** این رخساره با فراوانی به نسبت زیاد در بخش‌هایی از بخش بالایی سازند شیرگشت و بخش زیرین سازند نیور به رنگ خاکستری و متوسط لایه است و بیشتر به همراه رخساره Sh دیده می‌شود. پراکندگی اندازه دانه‌ها در این رخساره میان ماسه ریز تا متوسط در تغییر و دارای جورشدگی متوسط است. ریبیل‌مارک‌های موجی در این رخساره مهم‌ترین ساختار رسوبی به شمار می‌روند. ستبرای هر لایه میان ۵ تا ۲۰ سانتی‌متر و ستبرای هر سری میان ۳ تا ۵ سانتی‌متر در تغییر است. (شکل ۳- D).

اکیونید (۲۰ درصد) و خرده‌های صدف براکیوپد (۵ درصد) اشاره کرد. آلوکم‌ها در این رخساره شکلی کشیده دارند. قطعات بریوزوآ بیشتر شکسته و اکیونیدها سالم هستند. اندازه آلوکم‌ها به‌طور میانگین ۱/۵ میلی‌متر است و فضای میان این آلوکم‌ها با میکریٹ پر شده است. میزان گل در رخساره پکستون بریوزوآیی ۲۰ درصد است (شکل ۷- B).

• **میکروفاسیس A<sub>۳</sub> (پکستون تتاکولیتس‌دار):** این رخساره در صحرا به رنگ کرمی تا قهوه‌ای دیده می‌شود، ستبرای آن ۱۵ تا ۲۰ سانتی‌متر و دارای ساخت رسوبی چینه‌بندی مورب پشته‌ای و قاعده شارپ است. این رخساره در زیر میکروسکوپ شامل قطعات اسکلتی همانند تتاکولیتس، تریلوبیت، اکیونید، براکیوپد، بریوزوآ و مقدار کمی کوارتز است (شکل ۷- C). بیشترین فراوانی آلوکم در این رخساره مربوط به خرده‌های تتاکولیتس (۴۵ درصد) است. براکیوپد ۱۰ درصد، اکیونید ۲ درصد، تریلوبیت ۱ درصد و بریوزوآ ۱ درصد از این رخساره را به خود اختصاص داده‌اند. بیشتر براکیوپدها و تتاکولیتس‌ها سالم هستند و به مقدار کم تتاکولیتس‌های شکسته نیز در این رخساره دیده می‌شود. دیگر آلوکم‌های موجود شکسته هستند. اندازه آلوکم‌ها میان ۲ تا ۰/۲۵ میلی‌متر در تغییر است. فضای میان دانه‌ها را میکریٹ پر کرده است. این رخساره در ابتدای بخش ۱ سازند نیور به فراوانی یافت می‌شود و دارای ساخت رسوبی چینه‌بندی مورب پشته‌ای (Hummocky) است (شکل‌های ۸- A و B). **تفسیر:** در این مجموعه رخساره‌ای، آلوکم‌های مربوط به محیط دریای باز که بیشتر براکیوپد، اکیونید و دوکفه‌ای و تتاکولیتس هستند به فراوانی دیده می‌شوند. بیشتر این موجودات جزو موجودات استوئالین و حساس به شوری هستند که محیط دریای باز را برای زندگی خود انتخاب می‌کنند (Flugel, 2010; Gao et al., 2014). همچنین محیط تشکیل چینه‌بندی مورب پشته‌ای (Hummocky) از میان سطح امواج آرام (FWWB) تا سطح اساس امواج توفانی (SWB) در محیط‌های دریای باز نسبت داده شده است (Dott and Bourgeois, 1982; Gao et al., 2014). چینه‌بندی مورب پشته‌ای در زمان شرایط توفان در محیط تشکیل شده است (Tillman, 1986; Walker, 1982).

– **مجموعه رخساره B:** در این کمر بند رخساره‌ای یک میکروفاسیس شناسایی شده است:

• **گرینستون اکیونید‌دار:** این میکروفاسیس در صحرا به رنگ کرم دیده می‌شود. ستبرای لایه‌ها ۲۰ تا ۲۵ سانتی‌متر است که در مجموع ۱ متر سنگ‌آهک متوسط لایه را تشکیل می‌دهند و چینه‌بندی متقاطع دارند. در زیر میکروسکوپ آلوکم‌هایی همچون اکیونید و براکیوپد در این رخساره شناسایی شد (شکل ۷- D). اکیونید در این میکروفاسیس بیش از ۵۰ درصد و خرده صدف براکیوپد ۵ درصد است. بیشتر آلوکم‌ها سالم هستند. فضای میان دانه‌ها کاملاً با سیمان بلوکی کلسیتی پر شده است و همچنین در این رخساره ماتریکس گلی دیده نمی‌شود. اندازه آلوکم‌ها به‌طور متوسط ۱/۵ میلی‌متر است؛ ولی برخی از خرده‌های اکیونید و براکیوپد اندازه‌ای حدود ۲ میلی‌متر دارند. بیشتر دانه‌ها گردش‌گی خوبی دارند.

**تفسیر:** محیط رسوبی سدهای بایوکلسیتی توسط انرژی بالای امواج و جزرومد و مقادیر پایین گل مشخص می‌شود (Lasemi et al., 2012). بنابراین می‌توان گفت که این رخساره در یک محیط دریایی کم‌رُفا و به نسبت پراثری سدی تشکیل شده است. حضور موجودات دریایی مانند اکیونید و براکیوپد نشان‌دهنده رسوب‌گذاری این رخساره در مجاورت محیط‌های دریایی با شرایط شوری عادی آب است (Flugel, 2010).

– **مجموعه رخساره C:** این کمر بند رخساره‌ای شامل یک میکروفاسیس است.

• **وگستون بایوکلسیتی ماسه‌ای:** این رخساره در صحرا به رنگ خاکستری تیره، نازک‌لایه و دارای لامیناسیون افقی است که به‌صورت میان‌لایه با شیل دیده می‌شود. این رخساره دارای پلیوید (با درصد فراوانی حدود ۲۰ درصد)، کوارتز (با درصد فراوانی حدود ۱۰ درصد)، اکیونید (با درصد فراوانی ۵ درصد)، خرده‌های صدف

اختصاص داده است (جدول ۲). اندازه دانه‌ها بیشتر میان ۰/۱ تا ۰/۰۶ میلی‌متر در تغییر است و گردش‌گی و گردش‌گی خوبی ندارند. از این رو از دید بلوغ بافتی Tianrui (1991) در محدوده نیمه‌بالغ قرار می‌گیرند. مقدار ماتریکس رسی در این رخساره میان ۱۵ تا ۲۰ درصد است. کوارتز تک‌بلوری با خاموشی مستقیم و موجی به عنوان فراوان‌ترین دانه در پتروفاسیس آرکوزیک و کی به شمار می‌رود که از این میان کوارتزهای با خاموشی مستقیم فراوانی محسوسی دارند (جدول ۲). فراوانی این ذرات میان ۶۵ تا ۸۰ درصد در تغییر است که با انواع مرزهای ماسی، محذب-مقعر و مضرسی در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند. فلدسپارها نیز از نوع پلاژیوکلاز و ارتوکلاز (شکل ۶- D) هستند و ۱۰ تا ۲۵ درصد کل دانه‌ها را به خود اختصاص داده‌اند. از دیگر اجزای تشکیل‌دهنده این پتروفاسیس می‌توان به خرده‌سنگ‌های رسوبی که فراوانی آنها کمتر از ۱ درصد است اشاره کرد. از کانی‌های فرعی نیز می‌توان به مسکوویت (۴ درصد کل دانه‌ها)، زیرکن و تورمالین (کمتر از ۱ درصد) اشاره کرد (شکل ۶- C). این ماسه‌سنگ دارای سیمان‌های مختلف (کربناته، آهن‌دار و رسی) است. گفتنی است که در برخی از بخش‌ها این پتروفاسیس درصد قابل توجهی (۲۰ درصد) قطعات اسکلتی مانند براکیوپد و غیراسکلتی مانند اکیونید دارد (شکل ۶- D).

– **پتروفاسیس ساب‌آرکوز:** این پتروفاسیس ۵۰ درصد از پتروفاسیس‌های ماسه‌سنگی در برش مورد مطالعه را به خود اختصاص داده است (جدول ۲). دانه‌ها از اندازه ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر متغیر و نیمه‌زاویه‌دار با گردش‌گی خوب هستند و از دید بلوغ بافتی نابالغ تا نیمه‌بالغ هستند. کوارتزها بیشتر تک‌بلوری با خاموشی مستقیم و موجی و دارای فراوانی میان ۶۵ تا ۷۰ درصد هستند. فلدسپارها بیشتر شامل ارتوکلاز و پلاژیوکلاز هستند که درصد فلدسپارهای پتاسیم تقریباً ۳ برابر فلدسپار پلاژیوکلاز است. فلدسپارها به دو صورت تازه و دگرسان شده یافت می‌شوند که در مواردی کاملاً از بین رفته و به رس تبدیل شده‌اند. به‌طور کلی این ذرات فراوانی میان ۱۵ تا ۲۵ درصد را شامل می‌شوند. فراوانی خرده‌سنگ‌ها در این پتروفاسیس کمتر از ۲ درصد است و گاه به صفر می‌رسد (جدول ۲). از ذرات فرعی این پتروفاسیس می‌توان به زیرکن، تورمالین و مسکوویت اشاره کرد. این پتروفاسیس دارای سیمان سیلیسی و هماتی است (شکل ۶- E).

### ۳-۵. سنگ‌های کربناته

بر پایه اجزای تشکیل‌دهنده و همچنین ویژگی‌های بافتی و ساختی، ۴ مجموعه رخساره‌ای کربناته (میکروفاسیس) برای توالی مورد مطالعه شناسایی شد. این میکروفاسیس‌ها از دریا به سوی خشکی تفکیک و بررسی شده‌اند.

– **مجموعه رخساره A:** در این کمر بند ۳ میکروفاسیس A<sub>۱</sub>، A<sub>۲</sub>، A<sub>۳</sub> شناسایی شده است:

• **میکروفاسیس A<sub>۱</sub> (پکستون اکیونید‌دار):** این رخساره در صحرا به رنگ کرم تیره تا قهوه‌ای و دارای ساخت چینه‌بندی مورب پشته‌ای است که این چینه‌بندی‌ها در برخی موارد دارای چینه‌بندی مورب مسطح است و گاه اینتراکلسیت‌های کربناته با اندازه ۵ تا ۱۰ میلی‌متر و قاعده شارپ دارند. در زیر میکروسکوپ اجزای اسکلتی این رخساره شامل اکیونید، بریوزوآ، پلیوید و دوکفه‌ای است. اکیونیدها به‌صورت سالم و بریوزوآ و دوکفه‌ای‌ها بیشتر شکسته هستند. مقدار اکیونیدها در این رخساره ۵۰ درصد، بریوزوآ ۲۰ درصد، پلیوید ۱۰ درصد و دوکفه‌ای ۵ درصد به دست آمده است. اندازه آلوکم‌ها به‌طور میانگین ۰/۵ میلی‌متر است. فضای میان اجزای تشکیل‌دهنده در این رخساره بیشتر توسط میکریٹ و مقدار کمی اکسید آهن پر شده است؛ میزان گل در این رخساره حدود ۳۰ درصد است (شکل ۷- A).

• **میکروفاسیس A<sub>۲</sub> (پکستون بریوزوآ‌دار):** این میکروفاسیس در صحرا به رنگ کرمی تا قهوه‌ای دیده می‌شود. از ساخت‌های رسوبی موجود در این رخساره می‌توان به چینه‌بندی مورب پشته‌ای اشاره کرد که به‌صورت متناوب با لایه‌های شیلی قرار گرفته‌اند. قاعده این رخساره به‌صورت شارپ دیده می‌شود. از قطعات اسکلتی موجود در این رخساره در زیر میکروسکوپ می‌توان به بریوزوآ (حدود ۵۵ درصد)،

ماسه‌سنگ توده‌ای شروع می‌شود، در ادامه دارای چینه‌بندی موازی است و در پایان با چینه‌بندی مورب ریبلی پایان می‌یابد (شکل ۱۰). ویژگی‌های یاد شده می‌توانند نشان‌دهنده بخش‌های میانی توالی بوما باشند که در بخش‌های میانی حوضه از نظر منشأ ته‌نشست پیدا کرده‌اند. به دلیل اینکه رسوبات دانه‌ریز بخش اصلی رخساره را تشکیل می‌دهند، ستبرای بسیار کم لایه‌ها و همچنین وجود چینه‌بندی موازی و مورب ریبلی در بخش‌های بالایی، رخساره‌های دانه‌ریز (Sh و Fl) می‌توانند نشان‌دهنده بخش بالایی توالی بوما باشند که در بخش‌های دور از منشأ (distal) تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). چرخه توریدیتی سازند شیرگشت در برش مورد مطالعه بر پایه مدل Bouma (1962) از نوع چرخه دانه‌متوسط و در عین حال غنی از ماسه است؛ بنابراین دانه‌های تشکیل‌دهنده این چرخه توریدیتی می‌توانند از چند منشأ سرچشمه گرفته باشند (Bouma, 2004). با توجه به رخساره‌ها و اختصاصات ساختی و بافتی شناسایی شده برای آنها و نیز تحلیل شرایط رسوبات توریدیتی مدل نمادین محیط رسوب‌گذاری این سازند در برش مورد مطالعه در شکل ۱۲ نشان داده شده است.

#### ۴-۲. بخش زیرین سازند نیور

رسوبات توفانی نشان‌دهنده آشفتگی شدید رسوبات موجود در حوضه است که به وسیله رسوب‌گذاری دوباره سریع آنها در محیط‌های به نسبت کم‌ژرفا ادامه یافته است (Aigner, 1982). این رسوبات به وسیله موج‌های توفانی که تأثیر زیادی روی رسوبات فروکشندی به وسیله جابه‌جایی ماسه و پیل، خرده‌های پوسته فسیلی و مواد دانه‌ریز دارد، ایجاد شده است (Einsle, 2000). بنابراین ذرات جابه‌جا شده، پس از شرایط توفانی دوباره روی محل فرسایش یافته رسوب می‌کنند، یا به سوی حوضه به‌صورت معلق حمل می‌شوند و در آنجا ته‌نشست می‌یابند. پژوهشگران مختلفی تلاش کرده‌اند رسوبات توفانی را بر پایه مهم‌ترین ویژگی‌هایشان از جمله اندازه دانه‌ها، شسته‌شدگی ماسه‌ها و نوع ساخت‌های رسوبی موجود در مجموعه رخساره‌ای از یکدیگر متمایز کنند (Einsle, 2000; Chuanmao et al., 1993; Mohseni and Al-Aasm, 2004).

ساخت‌های چینه‌بندی مورب پشته‌ای (Hummocky) که در شرایط توفان (Tillman, 1986; Walker, 1982) و در محدوده سطح امواج آرام (FWWB) تا سطح اساس موج توفانی (SWB) در محیط‌های دریای باز تشکیل می‌شود (Dott and Bourgeois, 1982)، در لایه‌های آهکی و گراولی بخش ۱ سازند نیور دیده شده است (شکل‌های A-8 و B). لایه‌های نازک و ستبر که در رأس آنها ساخت ریبلی (Sr) وجود دارد و بیشتر در واحدهای ماسه‌سنگی بخش زیرین سازند نیور وجود دارند، یکی از شواهدی است که به جریان‌های توفانی نسبت داده شده است (Molina et al., 1997) (شکل‌های A-5 و B). قطعات اینتراکلاست دیده شده در رخساره پکستون این بخش از سازند نیور نیز می‌تواند نشان از شرایط توفانی در زمان ته‌نشست رسوبات داشته باشد (Bakush and Carozzi, 1986). بنابراین با توجه به وجود شواهد یاد شده برای بخش ۱ سازند نیور، شرایط تشکیل این بخش از توالی را می‌توان به جریان‌های توفانی نسبت داد. از سوی دیگر بر پایه اندازه دانه‌ها (وجود قطعات در اندازه گراول و ماسه) و نیز ساخت‌های دیده شده در توالی (مانند چینه‌بندی مورب پشته‌ای) می‌توان این رسوبات توفانی را تا حدی نزدیک به منشأ (محدوده میان سطح امواج آرام و سطح اساس امواج توفانی دریا) (proximal) در نظر گرفت (Chuanmao et al., 1993). از بخش‌های میانی بخش ۱ سازند نیور به سوی بالایی این بخش، شرایط حوضه آرام است و یک توالی رو به بالای کم‌ژرفا شونده دیده می‌شود که رخساره‌های C، B و D در این بخش از حوضه نهشته شده‌اند. همچنین فسیل مرجان فاوژیتس، محیط کم‌ژرفا و دارای شرایط نوری مناسب را در این بخش نشان می‌دهد. وجود اکتینوئیدها، براکیپدها، بربوزوئرها نشان‌دهنده این است که این مجموعه در شرایط مناطق گرم و استوایی دارای شوری عادی رسوب‌گذاری کرده است (Flugel, 2010). از سوی دیگر با توجه به عدم رشد ریف‌های سدی، نبود

براکوپد (با درصد فراوانی ۵ درصد) و دوکفه‌ای (۱ درصد) است و بقیه رخساره را زمینه گلی تشکیل می‌دهد (شکل E-7). بیشتر قطعات موجود در این رخساره میکربیتی شده‌اند. اندازه خرده‌های اکتینوئید در این رخساره حدود ۰/۴ میلی‌متر است (شکل E-5). دانه‌های کوارتز در این رخساره نیز معمولاً ماسه بسیار ریز تا کمتر متوسط است، که در میان خرده‌های فسیلی قرار می‌گیرند.

**تفسیر:** مقادیر بالای گل آهکی، پلویید، ذرات اسکلتی میکربیتی شده و وجود موجودات پوری هالین مانند دوکفه‌ای نشان‌دهنده انرژی پایین محیط، چرخش محدود آب و محیط رسوب‌گذاری محصور است (Flugel, 2010; Lasemi et al., 2012). از سوی دیگر وجود خرده‌های اسکلتی دریای باز مانند اکتینوئید می‌تواند به علت حمل و نقل توسط امواج و جریان‌های کشندی با انرژی بالا از محیط رمپ خارجی به محیط لاگون باشد. بنابراین اختصاصات بافتی و محتوای فسیلی، وجود دانه‌های پلویید، نسبت بالای گل به دانه و همچنین حضور شیل‌های لامینه‌ای در این بخش از سازند نیور (در لیٹوفاسیس‌ها اشاره شده است) نشان‌دهنده تشکیل آن در یک محیط لاگونی محصور تا نیمه‌محصور است (Flugel, 2010; Gao et al., 2014).

– **مجموعه رخساره D:** این کمر بند رخساره‌ای شامل یک میکروفاسیس است.

• **باندستون استروماتولیتی:** این میکروفاسیس دارای لامینه‌های تیره و روشن و از نوع استروماتولیت‌های مسطح است (شکل F-7) که به وسیله ساختارهای زیستی و احتمالاً به وسیله به دام انداختن رسوبات به‌صورت اولیه توسط فرش‌های میکروبی ایجاد شده‌اند (Scholle and Ulmer-Scholle, 2003).

**تفسیر:** حضور استروماتولیت‌های صفحه‌ای در این رخساره بازتابیاز برقراری شرایط فیزیکی- بیوشیمیایی خاص در محیط رسوبی است. به‌طور کلی تشکیل استروماتولیت‌ها مربوط به منطقه میان‌کشندی و گاه فراکشندی است (Tucker, 2001; Davis and Dalrymple, 2012; Lasemi et al., 2012; Mickala et al., 2015).

#### ۴-۳. تفسیر محیط رسوبی

##### ۴-۱. بخش بالایی سازند شیرگشت

وجود ماسه‌سنگ‌های گری‌وکی، تناوب شیل و ماسه‌سنگ، قاعده‌های فرسایشی و چینه‌بندی موازی مسطح و مورب موجی نشانه‌هایی برای ته‌نشست رسوبات تحت تأثیر جریان‌های توریدیتی است (Bass, 2004; Roy et al., 2007; Strba, 2012). رخساره Gcm با قاعده فرسایشی، جورشدگی ضعیف و نبود ایمبرکاسیون می‌تواند نشان‌دهنده جریان‌های با آشفتگی کم و در نواحی نزدیک منشأ باشد (Miall, 2006). رخساره Sm نیز می‌تواند به علت رسوب‌گذاری سریع جریان‌های با بار رسوبی بالا باشد (Miall, 2006)؛ شکل‌های ۹ و ۱۰. از سوی دیگر لامیناسیون‌های موازی و مورب کم‌زاویه در ماسه‌سنگ‌های گری‌وکی مورد مطالعه که به ترتیب از ویژگی رخساره‌های Sh و Sl به شمار می‌روند، به‌طور چیره در سرعت‌های بالای جریان، زمانی که بار رسوبی به نسبت کم است، تشکیل می‌شوند (Miall, 2006; Harms et al., 1982). شکل ۱۰. افزون بر آن، تشکیل رخساره Sl گاه به شیب بستر در زمان رسوب‌گذاری نیز نسبت داده شده است (موسوی حرمی و همکاران، ۱۳۸۷)؛ بنابراین وجود این رخساره می‌تواند تأکیدی بر تشکیل جریان توریدیتی روی بستر شیب‌دار باشد. همچنین وجود رخساره Fl نشان‌دهنده رسوب‌گذاری گسترده در بار معلق است و می‌توان گفت که در سرعت‌های پایین تشکیل شده است (Higgs et al., 2012)؛ شکل ۴. در توالی بررسی شده، رخساره‌های کنگلومرایی (Gcm) به دلیل داشتن مقدار فراوان تر رسوبات دانه‌درشت نسبت به رسوبات دانه‌ریز و نیز به دلیل داشتن قاعده‌ای فرسایشی، می‌تواند بخش‌های پایینی توالی بوما را تشکیل دهند و از سوی دیگر نشان‌دهنده نزدیکی این رخساره‌ها به منشأ (دریایی) (proximal) هستند. رسوبات بیشتر ماسه‌سنگی (Sr و Sm) که نسبت به رسوبات دانه‌درشت تر توالی (Gcm) اندازه دانه کوچک‌تری دارند و ستبرای لایه‌ها نیز در آنها کمتر است، دارای ویژگی‌هایی مانند قاعده فرسایشی هستند که با

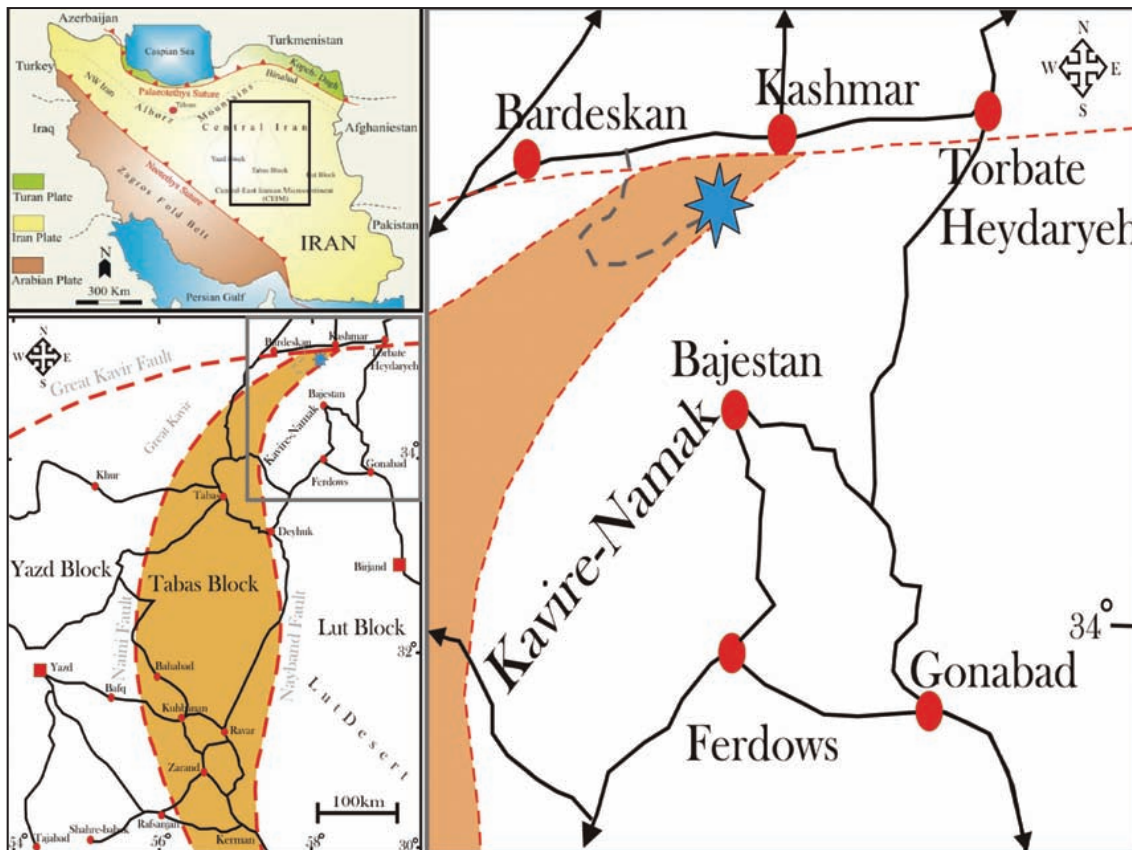


توالی‌های ناقص بوما، در یک محیط ژرف دریایی تحت تأثیر جریان‌های توریدیتی رسوب‌گذاری کرده است. با توجه به شواهدی همچون چینه‌بندی مورب پشته‌ای در سنگ‌های کربناته، وجود لایه‌های پر فسیل و خرده‌های آهکی، بخش زیرین سازند نیور در یک رمپ کم‌ژرفا و تحت تأثیر توفان بر جای گذاشته شده است. همچنین وجود رخساره‌های تدریجی مانند ماسه‌سنگ‌های آهکی و آهک‌های ماسه‌ای موجود در قاعده بخش پایینی سازند نیور که پس از ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های بخش بالایی سازند شیرگشت ته‌نشست پیدا کرده‌اند، می‌تواند نشان‌دهنده گذر تدریجی از سازند شیرگشت به نیور باشد. با توجه به این شواهد می‌توان نتیجه گرفت که تغییر شرایط رسوب‌گذاری در گذر از اردوویسین بالایی به سیلورین زیرین در منطقه مورد مطالعه احتمالاً ناشی از فاز کششی اردوویسین بالایی - سیلورین زیرین، تشکیل گسل‌های عادی، گسترش و ذوب یخچال‌ها و نیز تغییرات آب‌وهوایی باشد که سبب کاهش رسوب‌گذاری نهشته‌های سیلیسی آواری و گسترش نهشته‌های کربناته شده است.

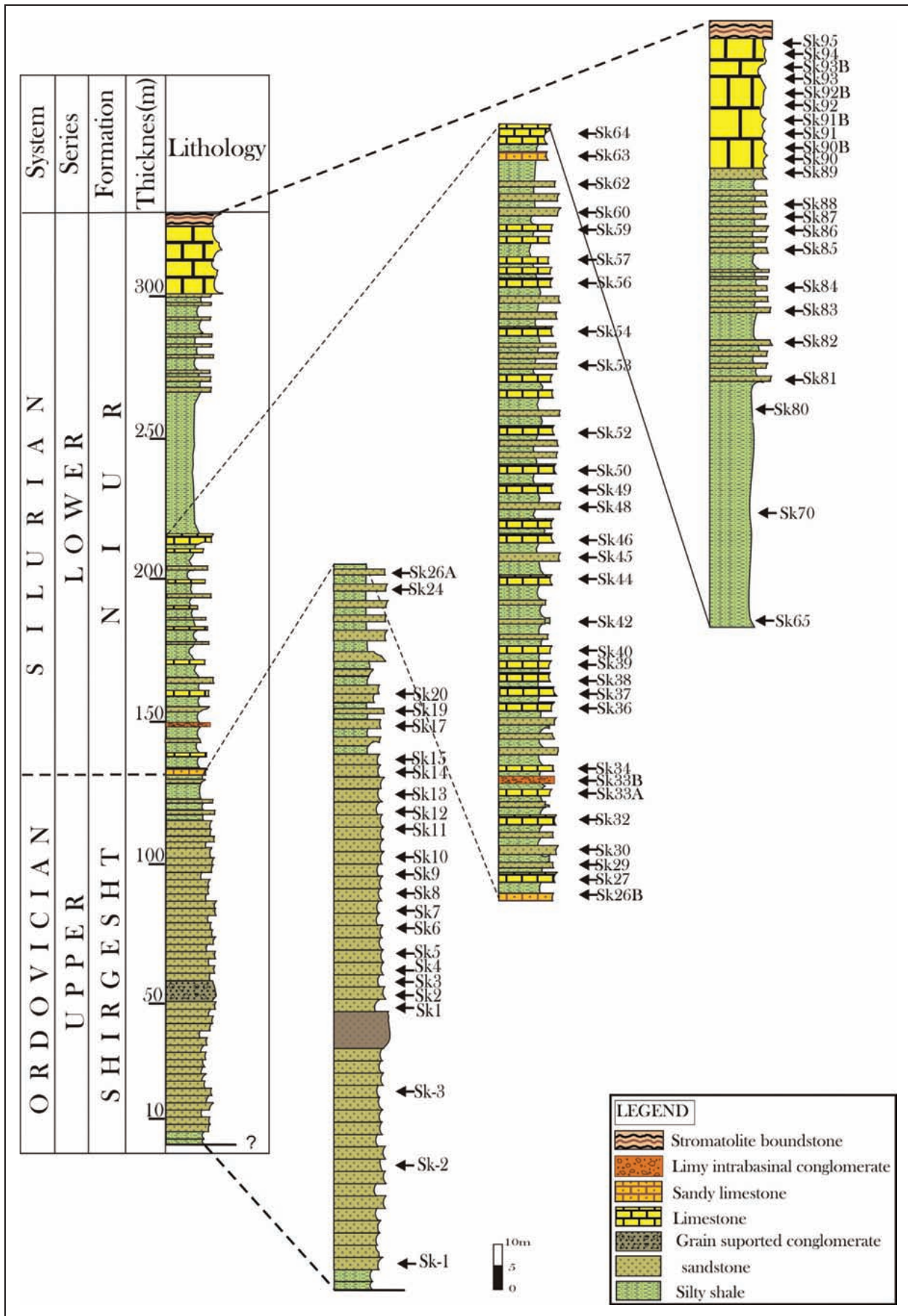
رخساره‌های توریدیتی در این بخش تغییرات تدریجی رخساره‌ها و مقادیر بسیار کم دانه‌های آگرگاته، مدل رخساره‌ای رمپ کربناته کم‌ژرفا برای بخش ۱ سازند نیور پیشنهاد می‌شود (شکل ۱۴).

### ۵- نتیجه‌گیری

بر پایه مطالعات رسوب‌شناسی توالی اردوویسین بالایی - سیلورین زیرین، دو مجموعه رخساره‌های سیلیسی - آواری و کربناته شناسایی شده است. ویژگی‌هایی مانند ترکیب سنگی، ساخت‌های رسوبی، فرم هندسی و سطوح چینه‌بندی به شناسایی ۷ لیتوفاسیس و ۴ پتروفاسیس سیلیسی آواری و ۴ مجموعه رخساره کربناته شامل ۶ میکروفاسیس انجامید که بر پایه مطالعه میکروسکوپی از یکدیگر تفکیک شدند. سازند شیرگشت با توجه به وجود ماسه‌سنگ‌های گری و کی و ساختمان‌های رسوبی مانند دانه‌بندی تدریجی، چینه‌بندی موازی، چینه‌بندی مورب و همچنین وجود

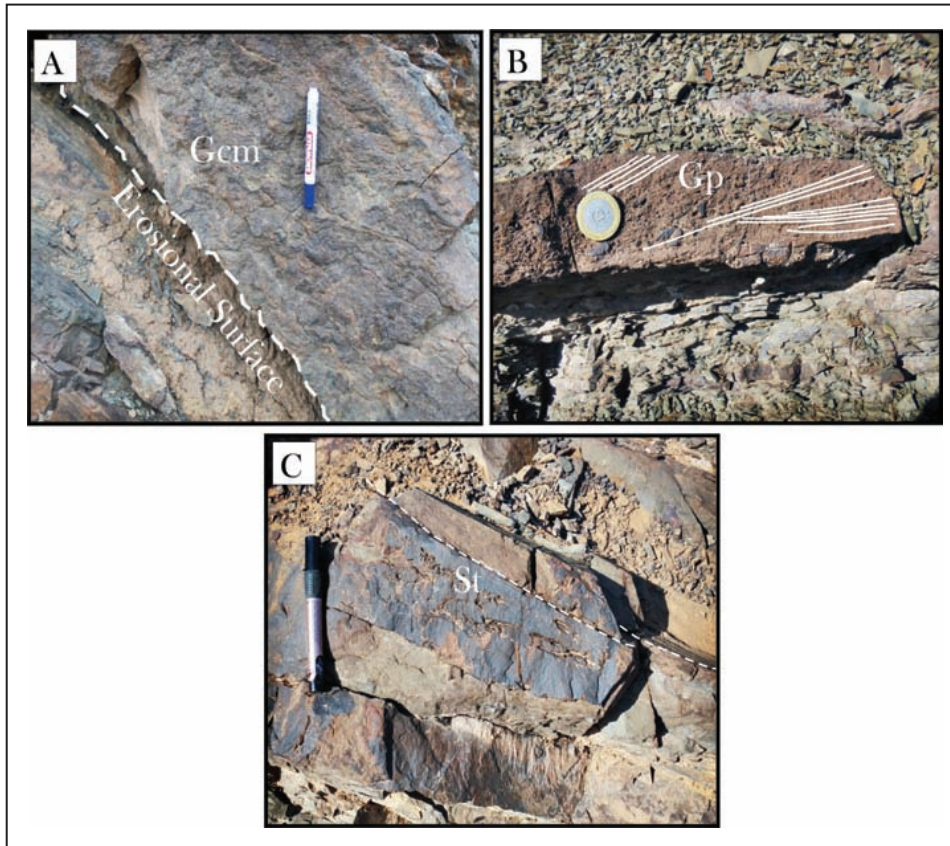


شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در محدوده بلوک طیس (برگرفته از Wilmsen et al. (2010) با تغییرات).

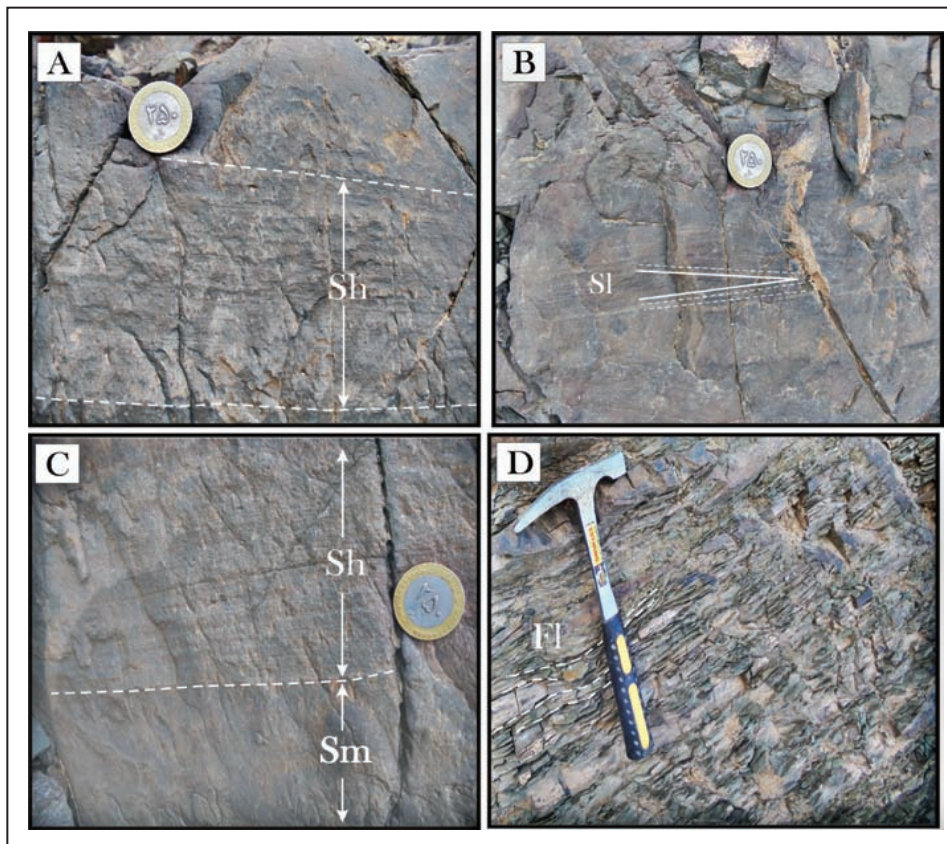


شکل ۲- ستون چینه‌سنگی سازند شیرگشت بالایی و بخش زیرین سازند نیور در برش کوه بوغو. موقعیت نمونه‌ها در ستون نشان داده شده است.



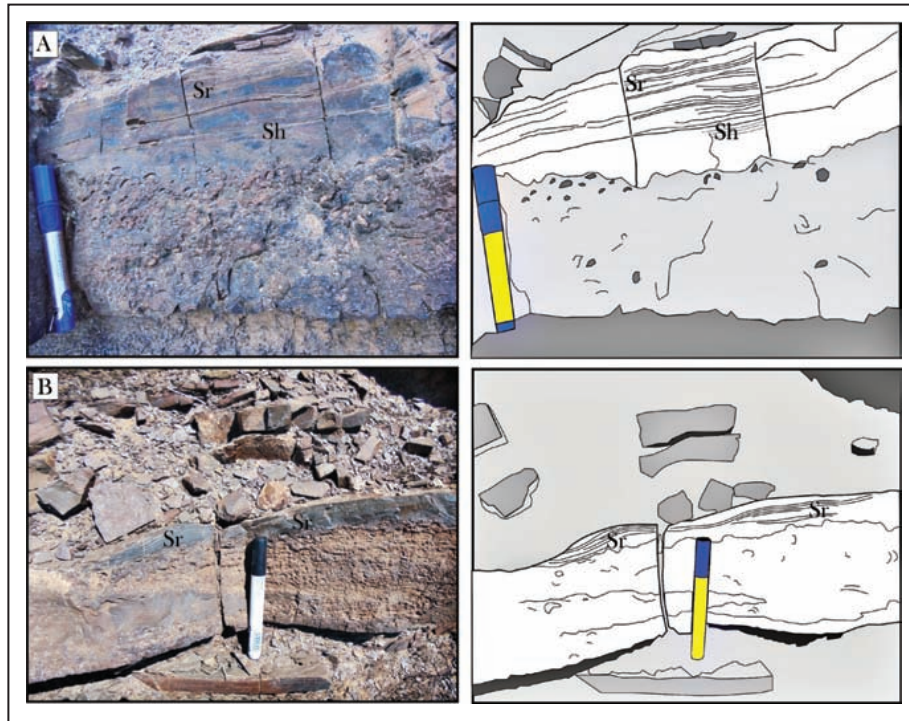


شکل ۳- تصاویر صحرایی لیتوفاسیس های سازند شیرگشت در برش بوغو. (A) کنگلومرای گل پشیمان (Gcm)؛ (B) کنگلومرای با چینه های مورب مسطح (Gp)، (C) ماسه سنگ با چینه های مورب عدسی (St).

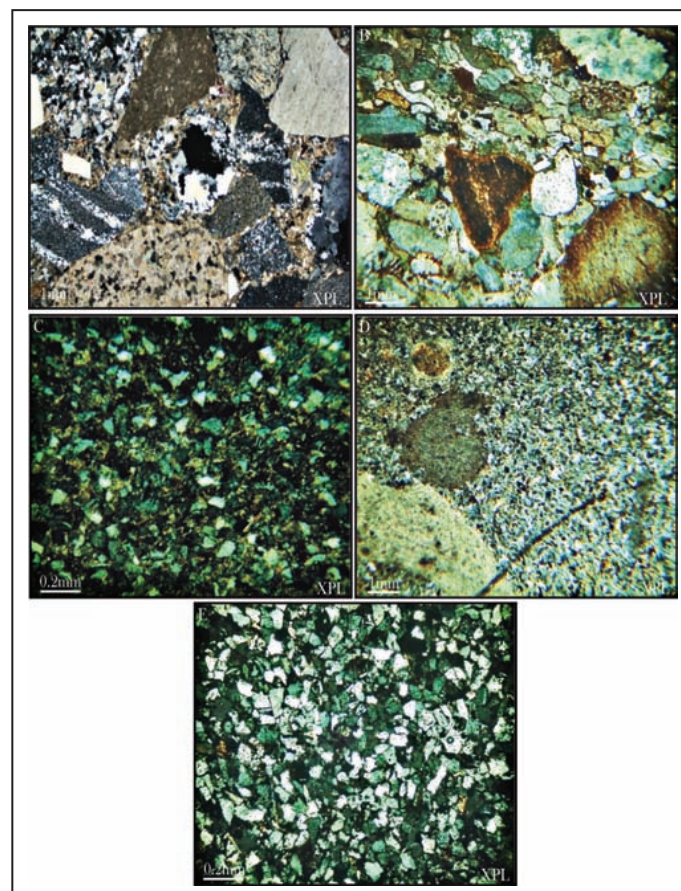


شکل ۴- تصاویر صحرایی لیتوفاسیس های سازند شیرگشت در برش بوغو. (A) Sh؛ (B) Sl؛ (C) Sm و Sh؛ (D) رخساره سنگی Fl.



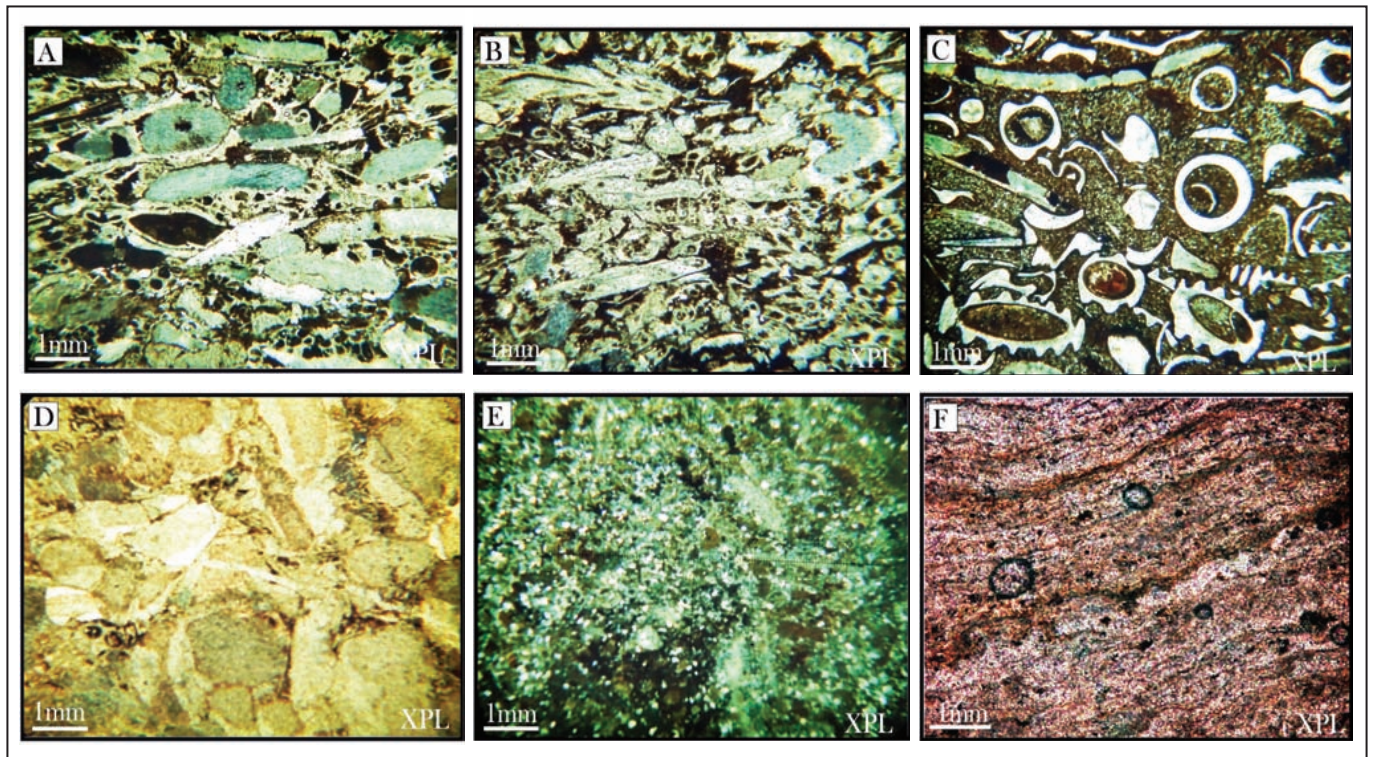


شکل ۵- (A) تصاویر صحرایی و نمادین رخساره‌های ماسه سنگ با لایه‌بندی افقی (Sh) و لایه‌بندی مورب ریپلی (Sr); (B) تصاویر صحرایی و نمادین رخساره ماسه‌سنگ با لایه‌بندی مورب ریپلی (Sr).

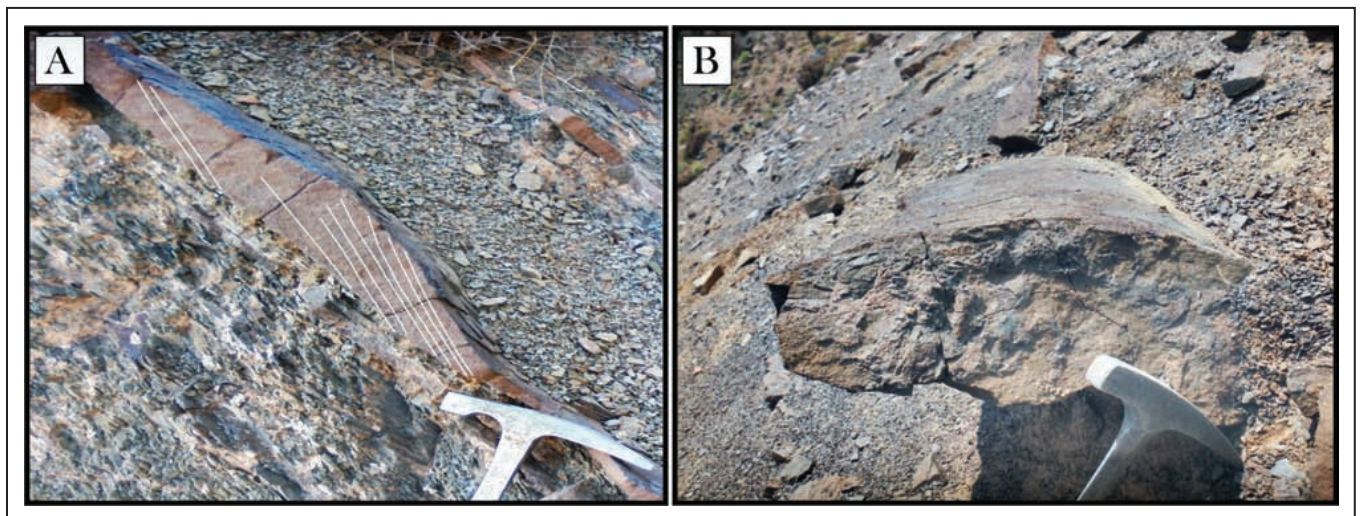


شکل ۶- پتروفاسیس‌های مربوط به بخش بالایی سازند شیرگشت و بخش زیرین سازند نیور در برش بوغ، (A) ارتو کنگلومرای پلی میکتیت (۱؛ B) ارتو کنگلومرای پلی میکتیک ۲؛ (C) آرکوزیک وک؛ (D) آرکوزیک وک با قطعات کربناته (اکینوید و دو کفه‌ای)، (E) ساب آرکوز.

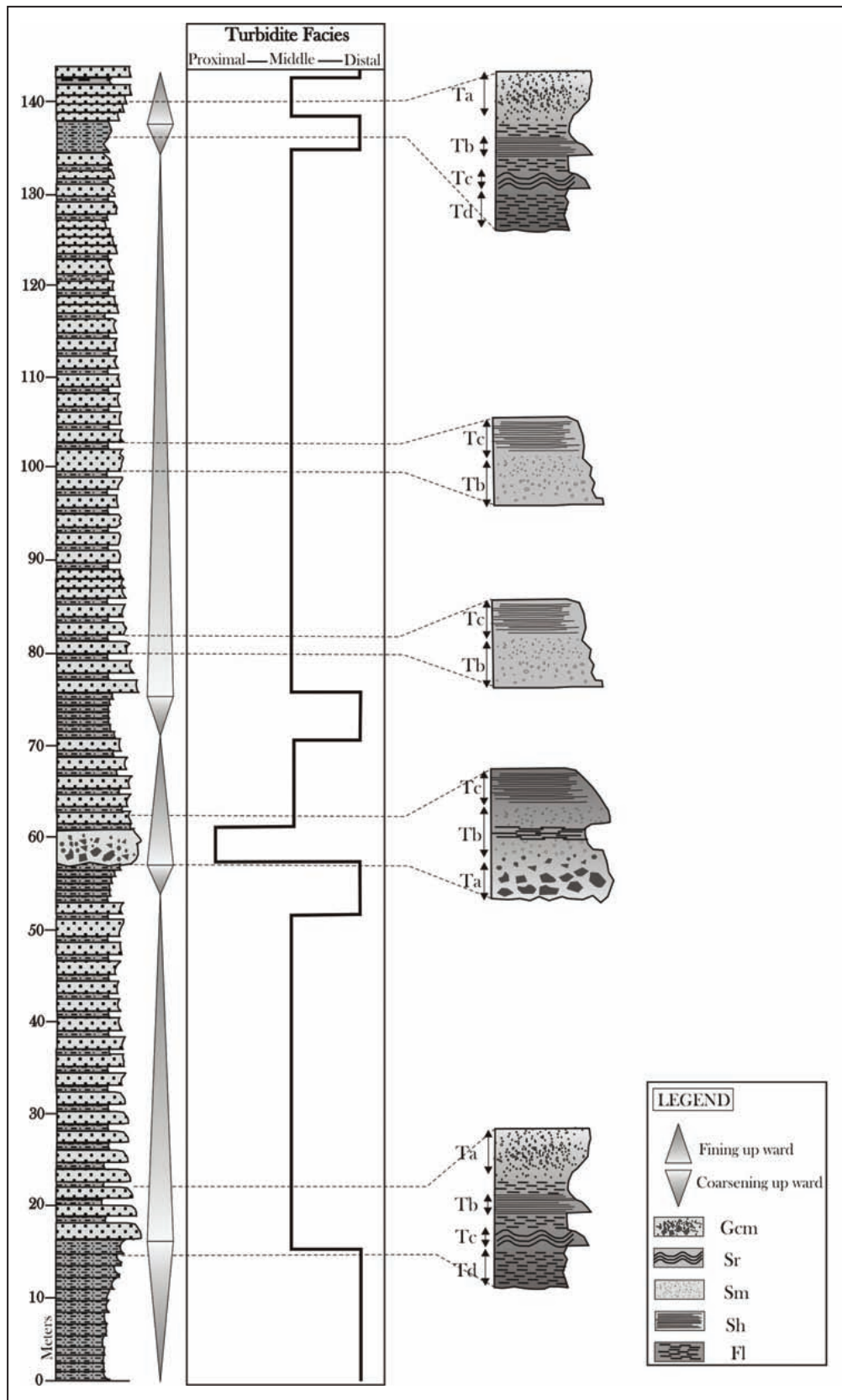




شکل ۷- تصاویر میکروفاسیس های بخش زیرین سازند نیور در برش بوغو (A؛ پکستون اکتینویدی (XPL؛ B) پکستون برونوآیی (XPL؛ C) پکستون تنناکولیتی (XPL؛ D) گرنستون اکتینویدی (XPL؛ E) پکستون ماسه ای اکتینویدی (XPL؛ F) باندستون استروماتولیتی (XPL).

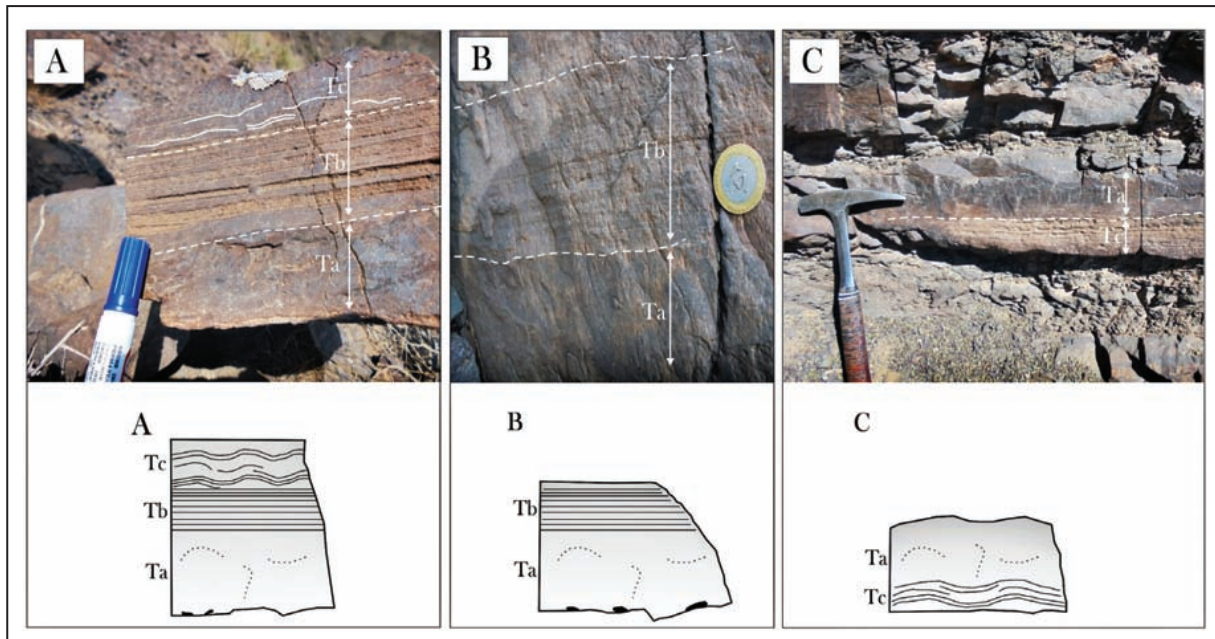


شکل ۸- تصاویر صحرایی رخساره پکستون تنناکولیتی در سازند نیور. (A) چینه بندی مورب پشته ای (Hummocky) (B) چینه بندی مورب پشته ای از نمای نیم رخ.

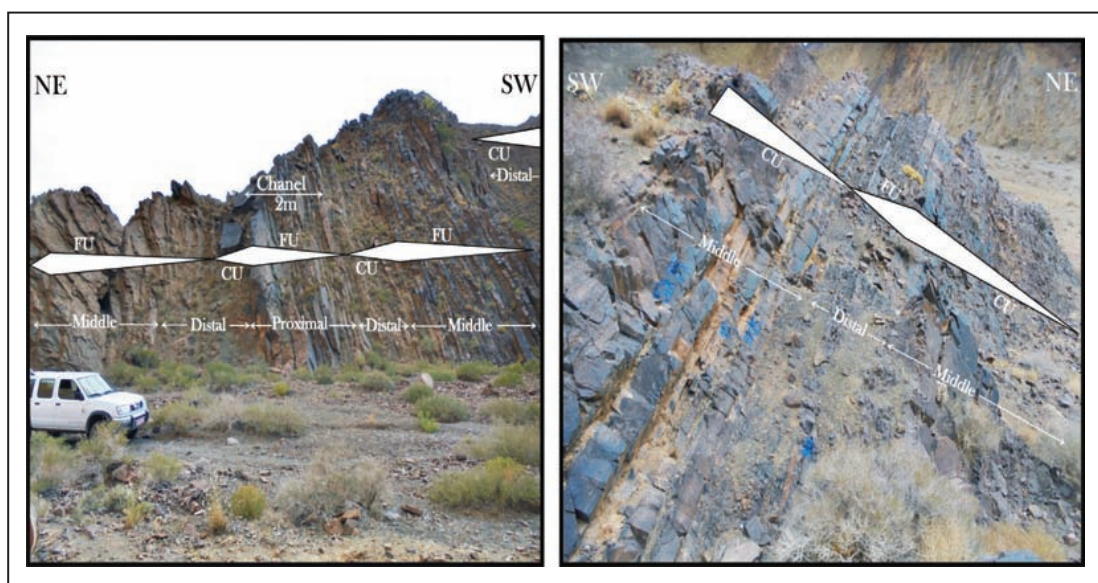


شکل ۹- ستون رخساره‌ای سازند شیرگشت در پرش بوغو.



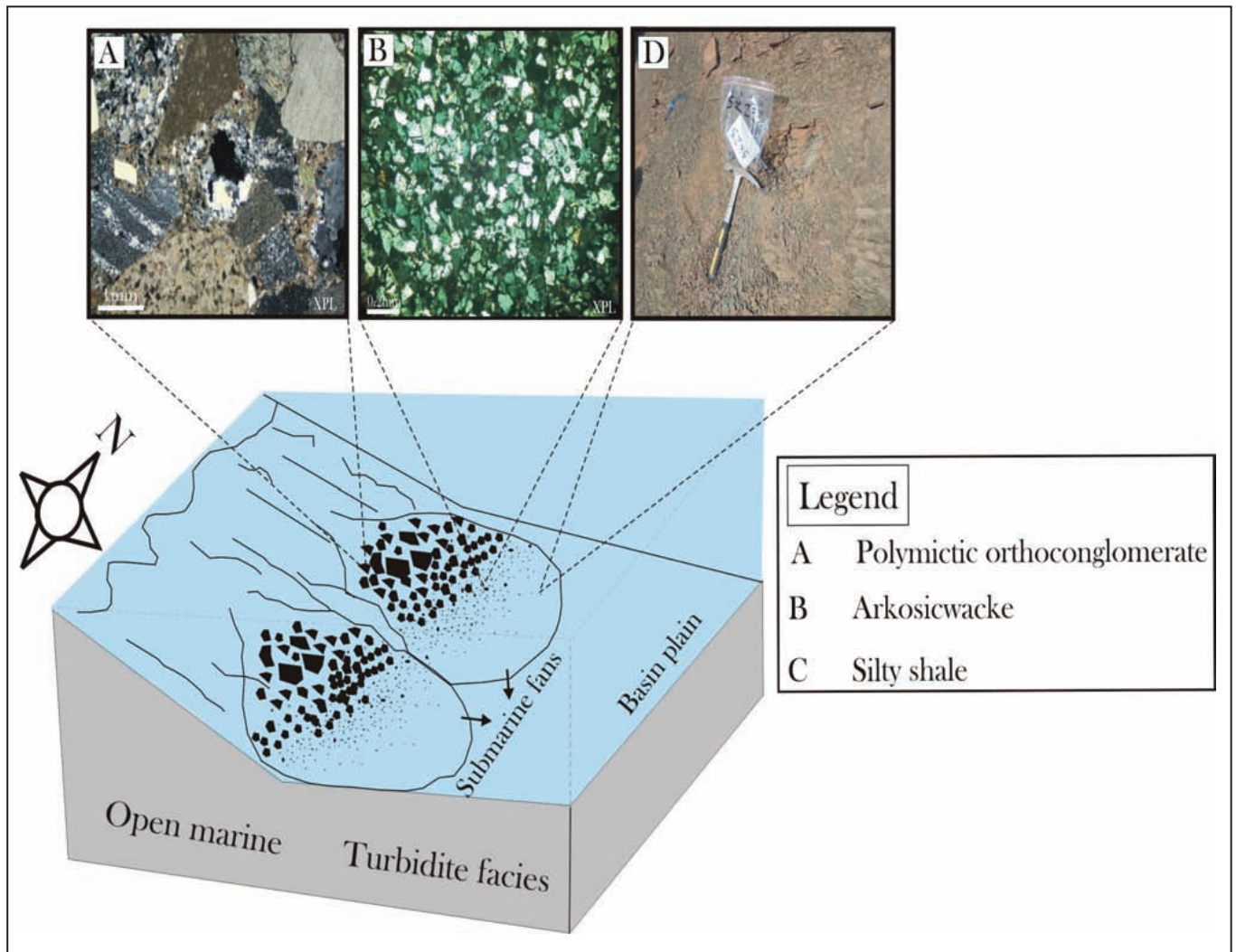


شکل ۱۰- تصاویر صحرایی و نمادین از توالی کلاسیک بوما در رسوبات سیلیسی آواری بخش بالایی سازند شیرگشت در برش بوغو، (A) Ta: لیتوفاسیس ماسه‌سنگ توده‌ای (Sm)، Tb: رخساره ماسه‌سنگ با لایه‌بندی موازی (Sh)، Tc: رخساره ماسه‌سنگ با لامینه‌های مورب ریپلی (Sr)؛ (B) این تصویر Ta و Tb از توالی بوما را نشان می‌دهد. (C) در قاعده ماسه‌سنگ با لایه‌بندی مورب ریپلی دیده می‌شود (Tc) و در ادامه Ta رسوب کرده است که به معنی شروع دوباره چرخه بوماست (Bouma, 1962).

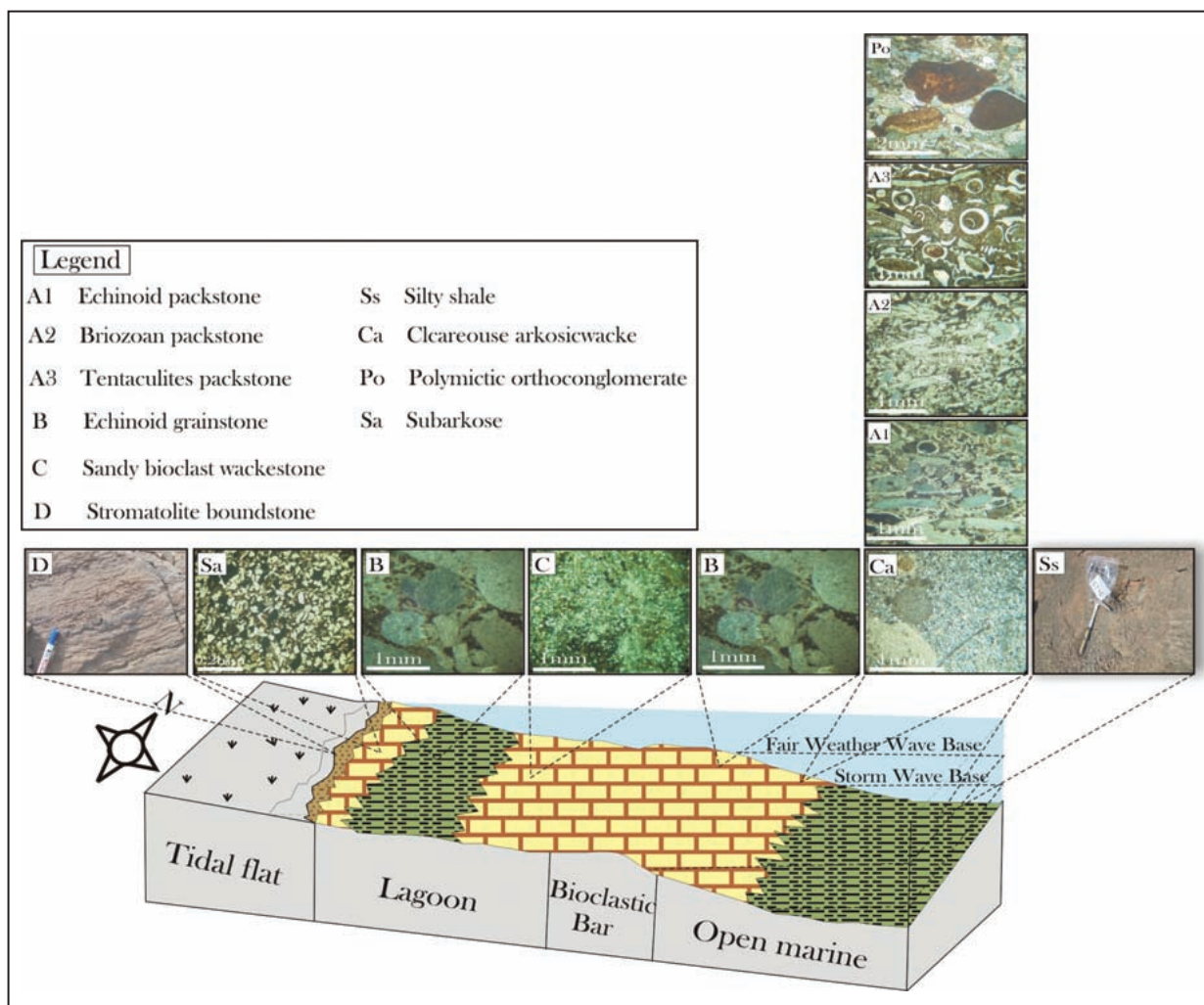


شکل ۱۱- (A) چرخه‌های ناقص بوما در بخش بالایی سازند شیرگشت در برش بوغو (CU: Coarsening up ward) و (FU: Fining up ward)؛ (B) ادامه توالی سازند شیرگشت از نمایی دیگر.





شکل ۱۲- تصویر سه‌بعدی از محیط رسوبی بخش بالایی سازند شیرگشت در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۱۳- تصویر سه بعدی از محیط رسوبی بخش ۱ سازند نیور در منطقه مورد مطالعه.

جدول ۱- رخساره‌های سنگی شناسایی شده در نهشته‌های سیلیسی آواری برش بوغو بر پایه کدهای رخساره‌ای (Miall (2000).

|              | Lithofacies Codes | General Description   | Formation        | Petrofacies                  |
|--------------|-------------------|---|------------------|------------------------------|
| Conglomerate | Gcm               | Pebble-size, massive or crudely stratified, matrix supported, poorly sorted immature, erosional scoured base, graded bedding.                 | Shirgesht        | Polymictic orthoconglomerate |
|              | Gp                | Gravel-size, planar cross-stratified, poorly sorted immature, intraformational conglomerate.  | Niur             | Polymictic orthoconglomerate |
| Sandstone    | St                | Very fine sand-size, low angle cross-stratified (Trough cross-beds), poorly sorted sandstone. Marked by sharp lower contact.                  | Shirgesht        | Arkosic wacke                |
|              | Sh                | Very fine to medium sand-size, parallel laminated, poorly sorted, immature sandstone. It is marked by sheet-like geometry and sharp contacts. | Shirgesht        | Arkosic wacke                |
|              | Sr                | Ripple cross-laminated, moderate to poorly sorted, sub-mature, fine sandstone.  | Niur & Shirgesht | Subarkose                    |
|              | Sm                | Poorly sorted, immature to sub-mature massive sandstone. Local hummocky structures.   | Niur             | Calcareous Arkosic wacke     |
| Mudstone     | Fl                | Silty-size, finely laminated fissile siltstone. Very small ripple.  | Shirgesht & Niur | Silty shale                  |

جدول ۲- داده‌های شمارش دانه‌های مختلف در ماسه‌سنگ‌های بالایی سازند شیرگشت. کوارتز چندبلوری (Qp)، کوارتز چندبلوری با بیش از ۳ بلور ( $Q_{p>3}$ )، کوارتز تک‌بلوری (Qm)، کوارتز تک‌بلوری با خاموشی مستقیم (Qmnon)، کوارتز تک‌بلوری با خاموشی موجی (Qmun)، مقدار کل کوارتز (Qt)، فلدسپار پتاسیم (K)، فلدسپار پلاژیوکلاز (P)، خرده‌سنگ‌های رسوبی (Ls)، چرت (Cht)، مقدار کل خرده‌سنگ (Lt).

| Petrofases    | Sample No. | $Q_{pq}$ | $Q_{pq>3}$ | $Q_m$ | $Q_{mun}$ | $Q_{mnon}$ | $Q_t$ | K    | P   | $L_s$ | Cht | $L_t$ |
|---------------|------------|----------|------------|-------|-----------|------------|-------|------|-----|-------|-----|-------|
| Arkosic wacke | SK-1       | 22.5     | 22.3       | 41.6  | 11.1      | 30.4       | 86    | 10.2 | 3   | 0     | 0.5 | 0.5   |
|               | SK-2       | 24.7     | 21.2       | 34.5  | 7.9       | 26.5       | 80.5  | 13.2 | 6.1 | 0     | 0   | 0     |
|               | SK-3       | 23.4     | 22.2       | 39.5  | 6.2       | 33.3       | 85.1  | 14.8 | 6.1 | 0     | 0   | 0     |
|               | SK1        | 20       | 18         | 42    | 12        | 30         | 80    | 13   | 4   | 0     | 0.5 | 0.5   |
|               | SK2        | 21       | 20         | 43    | 15        | 28         | 84    | 11   | 5   | 0     | 0   | 0     |
|               | SK3        | 20.5     | 16.5       | 43    | 13        | 30         | 80    | 18   | 2   | 1     | 1   | 2     |
|               | SK4        | 17       | 15         | 46    | 6         | 40         | 78    | 18   | 4   | 0     | 0   | 0     |
|               | SK5        | 20.3     | 19.2       | 41.5  | 10        | 31.5       | 81    | 15   | 3   | 0     | 1   | 1     |
|               | SK6        | 5.2      | 1.5        | 78    | 18.5      | 59.5       | 84    | 12.1 | 2.9 | 0.5   | 0.5 | 1     |
|               | SK7        | 15       | 10         | 40    | 10        | 30         | 75    | 19   | 4   | 0     | 2   | 2     |
|               | SK8        | 10       | 7          | 68    | 22.9      | 45.8       | 85.9  | 10.3 | 3.6 | 0     | 0   | 0     |
|               | SK9        | 7.9      | 6          | 73    | 12.7      | 60.7       | 87.5  | 10.9 | 1.5 | 0     | 0   | 0     |
|               | SK10       | 12.9     | 8.1        | 62.1  | 18.9      | 43.2       | 83.2  | 13.5 | 3.2 | 0     | 0   | 0     |
|               | SK11       | 15.3     | 9.2        | 56.5  | 10.4      | 46.1       | 81    | 14   | 5   | 0     | 1   | 1     |
|               | SK12       | 17.5     | 6.7        | 53.2  | 9.8       | 43.4       | 77.4  | 18.2 | 4.2 | 0     | 0   | 0     |
| SK13          | 13.3       | 8.7      | 63         | 9.9   | 53        | 83         | 14.5  | 2.1  | 0   | 0     | 0   |       |
| SK14          | 9.3        | 12.2     | 55.1       | 11.9  | 43.1      | 76.6       | 16.9  | 6.3  | 0   | 0     | 0   |       |
| SK15          | 16.7       | 8.9      | 49         | 10.1  | 38.9      | 74.7       | 23.7  | 1.5  | 0   | 0     | 0   |       |
| Subarkose     | SK119      | 18       | 12         | 50    | 15        | 35         | 80    | 15   | 3   | 0.5   | 1   | 2     |
|               | SK20       | 20.7     | 4.9        | 57.6  | 16.1      | 41.4       | 83.4  | 14.5 | 2   | 0     | 0   | 0     |
|               | SK24       | 14       | 10         | 54    | 19        | 35         | 78    | 18   | 4   | 0     | 0   | 0     |
|               | SK26       | 16       | 11.5       | 53.5  | 14        | 39.5       | 81    | 15   | 3   | 1     | 0   | 1     |
|               | SK29       | 25       | 6          | 49    | 9         | 40         | 80    | 17   | 3   | 0     | 0   | 0     |
|               | SK30       | 9.3      | 19         | 49.7  | 9.3       | 40.4       | 78.1  | 18.6 | 2.7 | 0     | 0.5 | 0.5   |
|               | SK38       | 16.2     | 8.1        | 65.1  | 28.1      | 37         | 89.6  | 7.4  | 2.9 | 0     | 0   | 0     |
|               | SK42       | 15       | 11         | 55    | 19        | 36         | 81    | 16   | 3   | 0     | 0   | 0     |
|               | SK53       | 19.8     | 9.9        | 57.6  | 12.6      | 45         | 87.3  | 9    | 3.6 | 0     | 0   | 0     |
|               | SK60       | 26.3     | 20.8       | 40.2  | 13.8      | 26.3       | 87.5  | 9.7  | 2.7 | 0     | 0   | 0     |
|               | SK63       | 23.8     | 15.4       | 51.1  | 13        | 38         | 90.4  | 7.1  | 2.3 | 0     | 0   | 0     |
|               | SK83       | 22       | 16         | 53    | 7.5       | 45.5       | 92.4  | 4.5  | 2.5 | 0     | 0.5 | 0.5   |
|               | SK84       | 10       | 4.2        | 72.8  | 21.4      | 51.4       | 88.5  | 7.8  | 3.5 | 0     | 0   | 0     |
|               | SK85       | 25       | 10         | 53    | 18        | 35         | 88    | 8    | 4   | 0     | 0   | 0     |
| SK86          | 26         | 18       | 41.4       | 9.5   | 9.5       | 86.1       | 10.6  | 3.6  | 0   | 0     | 0   |       |
| SK87          | 27.7       | 14.5     | 31.2       | 6.9   | 24.3      | 73.6       | 20.8  | 5.5  | 0   | 0     | 0   |       |
| SK88          | 26.6       | 14.2     | 40.9       | 7.6   | 33.3      | 81.9       | 14.2  | 3.8  | 0   | 0     | 0   |       |
| SK89          | 16         | 9.9      | 61.1       | 20    | 41.1      | 79         | 17    | 4    | 0   | 0     | 0   |       |



**کتابنگاری**

طاهری، ح.، ۱۳۸۲- چینه‌شناسی رسوبات سیلورین در نواحی جنوب باختری کاشمر و شمال طبس بر اساس کنودونت‌ها، پژوهشکده علوم زمین، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، ۱۴۶ ص.  
 علوی نائینی، م.، ۱۳۷۲- چینه‌شناسی پالئوزوئیک ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، شماره ۵، ۴۹۲ ص.  
 لاسمی، ی.، ۱۳۷۹- رخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی نهشته‌سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران، وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰ ص.  
 موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا.، خردمند، ع. و زندهمقدم، ح.، ۱۳۸۷- آنالیز رخساره‌های سنگی و سیکل‌های به طرف بالا ریز شونده در نهشته‌های سیلیسی آواری سازند داهو (کامبرین پیشین) واقع در شرق و جنوب شرق زرنند، شمال غرب کرمان. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، شماره ششم، صص. ۷۱ تا ۸۵.

**References**

- Aigner, T., 1982- Calcareous Tempestites: Storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW Germany). In: Einsele, G. and Seilacher, A. (Eds.), *Cyclic and Event Stratification*. Springer-Verlag, Berlin: 180-198.
- Bakush, S. H. and Carozzi, A. V., 1986- Subtidal storm induced carbonate ramp model: Galena Group (Middle Ordovician) along Mississippi river (Iowa, Wisconsin, Illinois and Missouri), USA. *Arch. Sc., Geneva* 39: 141-183.
- Bass, H. J., 2004- Conditions for formation of massive turbiditic sandstones by primary depositional processes. *Sedimentary Geology* 166: 293-310.
- Bouma, A. H., 1962- *Sedimentology of some flysch deposits*. Amsterdam Elsevier, 168p.
- Bouma, A. H., 2004- Key controls on the characteristics of turbidite systems. In: Lomas, S.A., Joseph, P. (Eds.), *Confined turbidite systems*. Geological Society, London, Special Publications 222: 9-22.
- Chuanmao, L., Friedman, G. M. and Zhaochang, Z., 1993- Carbonate storm deposits (tempestites) of middle to upper Cambrian age in the Helan Mountains, NW China. *Carbonates and Evaporites* 8: 181-190.
- Davis, R. A. and Dalrymple, R. W., 2012- *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer, Heidelberg, 612p.
- Dickson, J. A. D., 1966- Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology* 36, 441-505.
- Dott, R. J. and Bourgeois, J., 1982- Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin* 93: 663-680.
- Dunham, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W.E. Ham (Ed.), *Classification of carbonate rocks*. AAPG Memoir 1: 108-121.
- Einsele, G., 2000- *Sedimentary Basin: Evolution, Facies and Sediment Budget*. Springer, 792pp.
- Flügel, E., 2010- *Microfacies of Carbonate Rocks Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, 976 pp.
- Gao, D., Yang, H., Zuo, F., Cai, Z., Zhang, L. and Liu, J., 2014- Microfacies and depositional environments of the Late Ordovician Lianglitage Formation at the Tazhong Uplift in the Tarim Basin of Northwest China. *Journal of Asian Earth Sciences*, V.83, 1-12.
- Gavidel-Syooki, M., 2003- Palynostratigraphy and paleogeography of Lower Paleozoic strata at Kuh-e-Boghrou, Southwest of Kashmar city, at Eastern Central Iran. *Iranian International Journal of Science* 4: 181-207.
- Harms, J. C., Southard, J. B. and Walker, R. G., 1982- *Structures and Sequence in Clastic Rock*. SEPM, Short Course, Chapter 1: 55 pp.
- Higgs, K. E., King, P. R., Raine, J. I., Sykes, R., Browne, G. H., Crouch, E. M. and Baur, J. R., 2012- Sequence stratigraphy and controls on reservoir sandstone distribution in an Eocene marginal marine- coastal plain fairway, Taranaki Basin, New Zealand. *Marine and Petroleum Geology* 32: 110-137.
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D. and Sares, S. W., 1984- The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point – counting method., *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 0103-0116.
- Lasemi, Y., Jahani, D., Amin-Rasouli, H. and Lasemi, Z., 2012- Ancient carbonate tidalites. In: Davis, R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer, Heidelberg: 567-607.
- Miall, A. D., 2000- *Principle of Sedimentary Basin Analysis*. Springer-Verlag, New York, 668p.
- Miall, A. D., 2006- *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, New York, 582pp.
- Mickala, O. R., Fournier, F., Affaton, P., Vidal, L., Mounguengui, M. M., Boudzoumou, F., Maloungula Nganga, D., Vandamme, D., Mische, H. and Borschneck, D., 2015- Microfacies, paleoenvironments and development pattern of Neoproterozoic cap carbonates in the Niari-Nyanga Basin (Congo and Gabon Republics, Central Africa). *Journal of African Earth Sciences* 109: 27-36.
- Mohseni, H. and Al-Aasm, S. 2004- Tempestite deposits on a storm-influenced carbonate ramp: An example from the Pabdeh Formation (plaeogene), Zagros basin, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology* 27: 163-178.

- Molina, J. M., Ruiz-Ortiz, P. A. and Vera, J. A., 1997- Calcareous tempestites in pelagic facies (Jurassic, Betic Cordilleras, Southern Spain). *Sedimentary Geology* 109: 95-109.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. and Siever, R., 1987- *Sand and Sandstone* (2nd edition): Springer-Verlag, New York, 617pp.
- Roy, R. K., Moniruzzaman, M., Badrul Alam, A. K. M., Kabir, M. R., Chaudhuri, S., Mahmud, S. and Roy P. J., 2007- Turbidites in the upper Bhuban member of the Sitakund anticline, Chittagong, southeastern Bangladesh. *Journal of Life Earth Science* 2(2): 1-16.
- Ruttner, A. W., Nabavi, M. H. and Hajian, J., 1968- Geology of the Shirgesht area (Tabas area, east Iran). *Geological Survey of Iran, Reports* 4: 1-133.
- Scholle, A. P. and Ulmer-Scholle, D. S., 2003- *A Color Guide to the petrography of Carbonate rocks: Grain, texture, prosiy, diagenesis*, AAPG Memoir 77: 466 pp.
- Stampfli, G. M., Mosar, J., Favre, P., Pillecuit, A. and Vanney, J. C., 2001- Permo-Mesozoic evolution of the western Tethys realm: the NeoTethys East Mediterranean Basin connection. In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F., Crasquin-Soleau, S. (Eds.), *Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mémoires du Muséum National d'Historie Naturelle, Paris* 186: 51-108.
- Strba, L., 2012- Deep-marine channel deposits of Cotumba-Sita-Tătaru Sandstones, Teleajen Valley, Romania (East Carpathian Flysch Zone). *Studia UBB, Geologia* 57: 27-34.
- Tianrui, S., 1991- Textural maturity of arenaceous rocks derived by microscopic grain size analysis in thin section. In: Syvitski, P.M. (Eds.), *Principles, Methods and Application of Particle Size Analysis*. Cambridge University Press, Cambridge: 163-173.
- Tillman, R. W., 1986- Swaley cross-stratification and associated features, Upper Cretaceous Western Interior Seaway of United States: *AAPG Bulletin* 70: 656.
- Tucker, M. E., 2001- *Sedimentary Petrology*, Third Edition, Blackwell, Oxford, 260 pp.
- Walker, R. G., 1982- Hummocky and swaley cross stratification: 11th International Congress on Sedimentology, Hamilton, Ontario, Canada, McMaster University, Field Guide Book, Excursion 21A: 22-30.
- Wilmsen, M., Fürsich, F. T., Seyed-Emami, K. M., Majidifard, R. and Zamani-Pedram, M., 2010- Facies analysis of a large-scale Jurassic shelf-lagoon: the Kamar-e-Mehdi Formation of east-central Iran. *Facies* 56, 59-87.

# **Facies analysis in transitional from Ordovician deposits (upper part of Shirgesht formation) to Silurian (lower part of Niur formation) in SW Kashmar, North of Tabas block**

**E. Khazaei<sup>1</sup>, M. H. Mahmudy Gharai<sup>2\*</sup>, A. Mahboubi<sup>3</sup> and J. Taheri<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>M.Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

<sup>2</sup>Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

<sup>3</sup>Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

<sup>4</sup>Ph.D., Geological Survey of Iran, Mashhad Branch, Mashhad, Iran

Received: 2015 December 08

Accepted: 2016 February 23

## **Abstract**

The studied section in SW Kashmar located in Tabas block of central Iran sedimentary - structural zone. According to field observations and petrography, two sets of siliciclastic and carbonate facies were distinguished. Three lithofacies were identified based on the field parameters such as lithology, geometry, sedimentary structures, layering surfaces and bedding contacts. Three lithofacies including conglomerate (Gcm, Gp), Sandstone (St, Sr, Sh, Sl, Sm), muddy (Fl), four petrofacies (polymictic orthoconglomerate 1 and 2, arkosic wacke, and subarkose as well as four microfacies associations of open marine, shoal, lagoon, tidal flat were identified based on microscopic features such as grain type, grain size and texture. Based on fining upward Bouma cycles, erosional surface and greywacke composition, siliciclastic sediments of upper part of the Shirgesht Formation are deposited in turbidity conditions. Present of hummocky stratification, fining upward cycles with shellbeds at the base of units revealed that carbonate rocks of lower part of the Niur Formation are deposited in a shallow ramp storm - dominated. The regional tectonic, expansion of glaciers and melting led to environmental changes during Upper Ordovician – Early Silurian transition in the studied region.

**Keywords:** Facies, Shirgesht Formation, Tabas Block, Central Iran, Niur Formation, Turbidite, Storm deposit.

For Persian Version see pages 111 to 126

\*Corresponding author: M. H. Mahmudy Gharai; E-mail: mhmgharaie@um.ac.ir