

رخساره ها و محیط رسوبی سازند شیرگشت در برش الگو، شمال باختر طبس

مرتضی شیخ^۱، دکتر یعقوب لاسمی^۲، دکتر سید علی آغانباتی^۳ و دکتر داود جهانی^۴

چکیده

نهشته های برش الگوی سازند شیرگشت (اردوئین زیرین - میانی) در شمال باختر طبس به ستبرای ۹۲۵ متر دارای ۳ بخش است. مرز زیرین این سازند با سازند درنجال تدریجی و مرز بالایی آن با سازند نیور ناپیوسته و همشیب است. بررسی نهشته های سازند شیرگشت به شناسایی یک دسته رخساره ای محیط دریای ژرف، در برگرنده رخساره های توریدیتی و دشت حوضه ای انجامیده است. رخساره توریدیتی سازند شیرگشت حاصل فرسایش رخساره های سازند های کهن تر (درنجال، لالون و زاگون) در بخش کم ژرفای محیط رسوبی و حمل دوباره آن ها به محیط ژرف دریا است. رخساره دشت حوضه ای از شیل ساخته شده است و در مواقع آرامش روی رخساره های توریدیتی را پوشانیده است.

رخساره های سازند شیرگشت (رخساره های توریدیتی و دشت حوضه ای) و توالی به سمت بالا ریز شونده این سازند، نشان می دهند که سازند شیرگشت در دریایی به نسبت ژرف با شیب مناسب که برای پدید آمدن جریان های توریدیتی لازم است در محیط بادزن های زیردریایی و دشت حوضه ای نهشته شده است.

کلید واژه ها: سازند شیرگشت، اردوئین، رخساره های توریدیتی، محیط ژرف دریا، طبس

Facies and depositional environment of the Shirgesht Formation in type section, Northwest of Tabas

Morteza Sheikh¹, Dr. Yaghoob Lasemi², Dr. Seyed-Ali Aghanabati³ and Dr. Davood Jahani

Abstract

The Shirgesht Formation (Lower- Middle Ordovician) in northwest of Tabas contains 3 members with 925 meters thickness. It's lower boundary with the Derenjal Formation is transitional and It's upper boundary with the Niur Formation is disconformity.

The study of the Shirgesht Formation led to recognition of one group of deep marine environment that consists of turbidity and basin plain facies. The turbidity facies of Shirgesht Formation consequence of erosion of facies of older formations (Lalun, Zagun & Derenjal) from the shallow and retransport to deep marine environment. The basin plain facies includes shale and in the stay condition overlying the turbidity facies.

^۱ دانش آموخته کارشناسی ارشد زمین شناسی (رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی) دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.

^۲ عضو هیات علمی گروه های زمین شناسی دانشگاه تربیت معلم و دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.

^۳ عضو هیات علمی گروه های زمین شناسی پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین شناسی و دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.

^۴ عضو هیات علمی گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.

Turbidity and basin plain facies of the Shirgesht Formation and It's fining upward sequences indicate that these deposits were sedimented in relatively deep marine environment (submarine fans and basin plain) on a suitable slope which turbidity currents could form.

Keywords: Shirgesht Formation, Ordovician, Turbidity facies, Deep marine environment, Tabas.

مقدمه:

هوکریده و همکاران (۱۹۶۲) است. برای اولین بار سازند شیرگشت توسط روتنر و همکاران (۱۹۶۸) معرفی شده است که با ستبرای ۱۲۳۶ متر ضخیم‌ترین رسوبات دریای اردوئیسین ایران است.

اهداف مطالعه:

سنگ های اردوئیسین در ناحیه شیرگشت تا کنون از دید رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی مطالعه نشده اند لذا برش الگوی سازند شیرگشت با اهداف زیر برای مطالعه انتخاب شده است:

- ۱) بررسی دقیق چینه نگاری سازند شیرگشت در ایران مرکزی (ناحیه طبس) و رسم ستون چینه نگاری آن.
- ۲) تعیین رخساره‌های رسوبی و رده‌بندی آن‌ها. (۳) ترسیم ستون رخساره‌ای. (۴) تعبیر و تفسیر محیط رسوبی و تهیه منحنی تغییرات عمودی مربوط به آن در برش مورد مطالعه. (۵) ارایه الگوی رسوبی این‌گونه ته‌نشست‌ها.

روش مطالعه:

پس از انجام مطالعات کتابخانه‌ای در بررسی های صحرایی مرزهای پایینی و بالایی برش مورد مطالعه مشخص شد و از قاعده سازند به سوی بالا بر پایه تغییرات رخساره‌ای و عمود برامتداد طبقات، نمونه‌برداری و اندازه‌گیری ستبرای لایه‌ها انجام گرفت. در مرحله آزمایشگاهی از ۹۰ نمونه برداشت شده از برش مورد مطالعه، ۶۵ مقطع نازک تهیه شد که بوسیله میکروسکوپ نوری پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفتند و نمونه‌های سیلیسی آواری بر اساس طبقه‌بندی فولک (Folk, 1974) نام‌گذاری شدند.

در نهایت، مشاهدات صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی به دقت تلفیق گردیده و با استفاده از منابع

سنگ‌های اردوئیسین در ایران گسترش محدود دارند و به جز ناحیه شیرگشت که گذر از کامبرین به اردوئیسین پیوسته است در دیگر مناطق با سنگ‌های کهن‌تر ارتباط نا پیوسته و هم شیب دارند حتی در ناحیه کلمرد، این سنگ ها با نهشته‌های پرکامبرین (سازند کلمرد) ارتباط دگرشیب دارند. به جز ناحیه تالش و لرستان که سنگ های اردوئیسین کربناتی هستند، در دیگر نقاط ایران، ردیف های اردوئیسین بیشتر از جنس شیل، سیلت سنگ و ماسه سنگ هستند (آقانباتی، ۱۳۸۵).

در بسیاری از مناطق، سنگ‌های اردوئیسین به همراه سنگ‌های کامبرین مشاهده می‌شود که در منطقه شیرگشت هم بدین گونه است (علوی نائینی، ۱۳۷۲). گسترش جغرافیایی سنگ‌های اردوئیسین در نقاط مختلف از جمله کوه‌های البرز تا آذربایجان، ایران مرکزی و زاگرس و پوشیده بودن فرازمین های کهن پرکامبرین مانند کلمرد (باختر طبس) و علم کوه (باختر کلاردشت) با نهشته های دریای اردوئیسین، نشان دهنده پیشروی گسترده دریا در دوره اردوئیسین است (آقانباتی، ۱۳۸۶). نبود و یا نازک بودن سنگ های اردوئیسین را می‌توان حاصل چرخه های فرسایشی بعد از اردوئیسین دانست.

تاریخچه مطالعات پیشین :

مطالعات چینه شناسی و دیرینه شناسی بر روی رسوبات پالئوزوئیک اطراف طبس (شیرگشت، ازبک کوه و...) انجام گرفته است (برای نمونه: Flügel, 1962; Stocklin et al., 1968) و (مهرجردی، ۱۳۷۴، طاهری، ۱۳۸۲، قادری، ۱۳۸۴)، نخستین نوشتار موجود در خصوص ردیف‌های اردوئیسین ایران مرکزی از آن

آب‌های آزاد است. نقطه شروع اندازه‌گیری مقطع مورد مطالعه دارای طول شرقی $40^{\circ} 47' 56''$ و عرض شمالی $34^{\circ} 06' 00''$ می‌باشد، (شکل ۱).

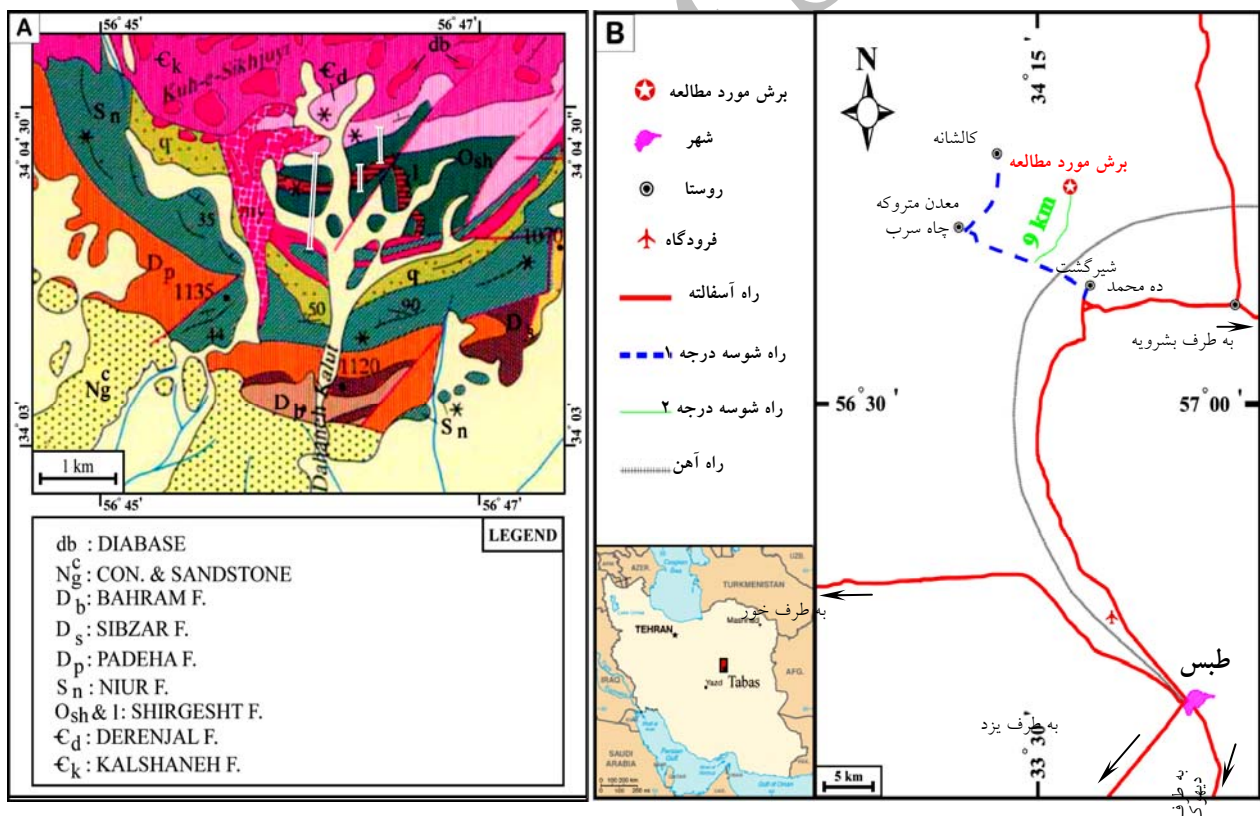
معتبر موجود و مرتبط با موضوع پژوهش، تفسیر شده و به صورت گزارش حاضر تنظیم و تدوین شده است.

موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی ناحیه مورد مطالعه:

چینه نگاری سنگی برش الگوی سازند شیر گشت (برش مورد مطالعه):

برش الگوی سازند شیر گشت در استان یزد، ۶۴ کیلومتری شمال باختر شهرستان طبس (۱۰ کیلومتری روستای متروکه شیرگشت) واقع شده است، این مکان در جنوبی‌ترین بخش کوه‌های درنجال و در دره دهنه کلوت است که در برکه $1:100000$ شیرگشت قرار می‌گیرد. نام این سازند از روستای متروکه شیرگشت واقع در ۵۵ کیلومتری شمال طبس گرفته شده است. ارتفاع متوسط منطقه مورد مطالعه، حدود ۱۰۸۰ متر از سطح

برش الگوی سازند شیر گشت در استان یزد، ۶۴ کیلومتری شمال باختر شهرستان طبس (۱۰ کیلومتری روستای متروکه شیرگشت) واقع شده است، این مکان در جنوبی‌ترین بخش کوه‌های درنجال و در دره دهنه کلوت است که در برکه $1:100000$ شیرگشت قرار می‌گیرد. نام این سازند از روستای متروکه شیرگشت واقع در ۵۵ کیلومتری شمال طبس گرفته شده است. ارتفاع متوسط منطقه مورد مطالعه، حدود ۱۰۸۰ متر از سطح



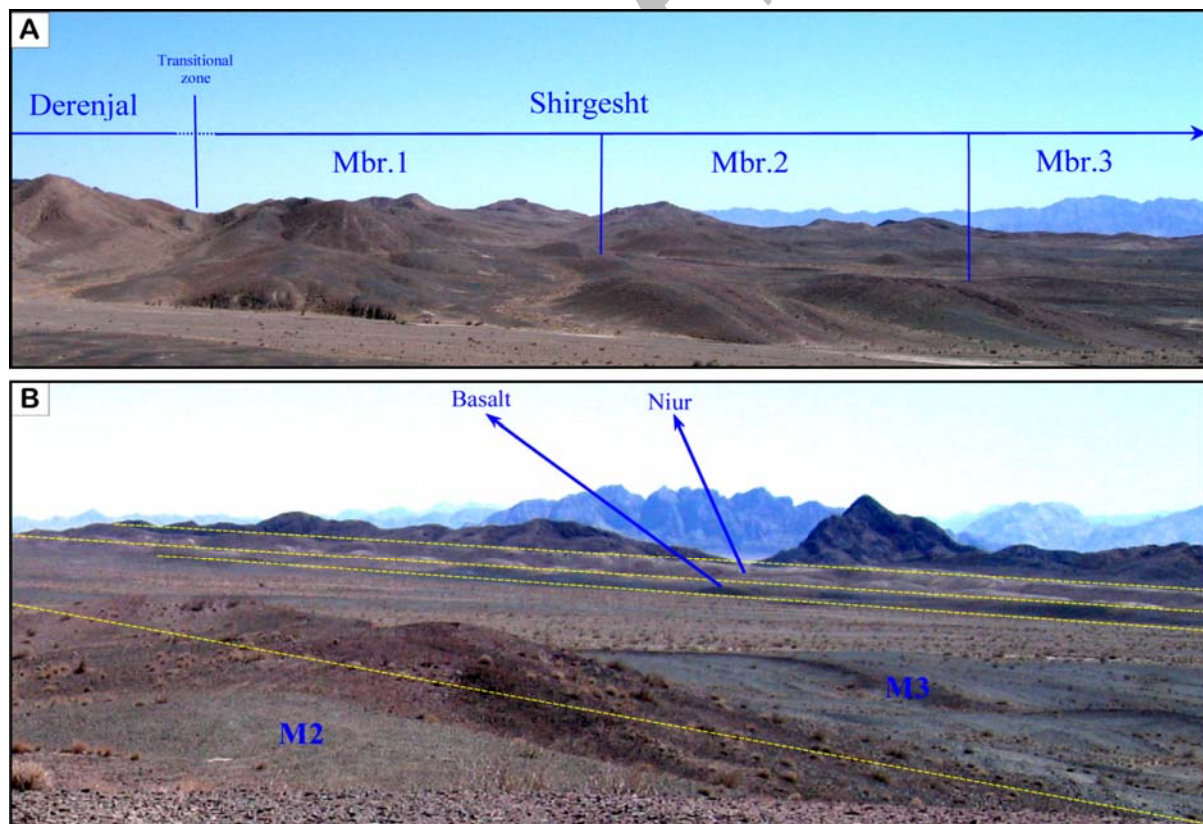
شکل ۱- (A) موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی ناحیه مورد مطالعه. (B) موقعیت زمین‌شناسی برش مورد مطالعه در ناحیه شیرگشت برگرفته از نقشه زمین‌شناسی $1:100000$ شیرگشت (Ruttner et al., 1994, Compiled By: Aghanabati).

(مهرجردی، ۱۳۷۴ و قادری، ۱۳۸۴) در نظر گرفته شده است. در مورد سنگ‌های بازیک (بازالت) روی بخش ۳، به دلیل قرارگیری این سنگ‌ها به صورت ناگهانی بر روی رخساره‌های بخش عمیق سازند شیرگشت و فراوانی سنگ‌های مشابه آن در سازند نیور (مهرجردی، ۱۳۷۴)، به گمان قوی می‌توان این سنگ‌ها را مربوط به سازند نیور دانست.

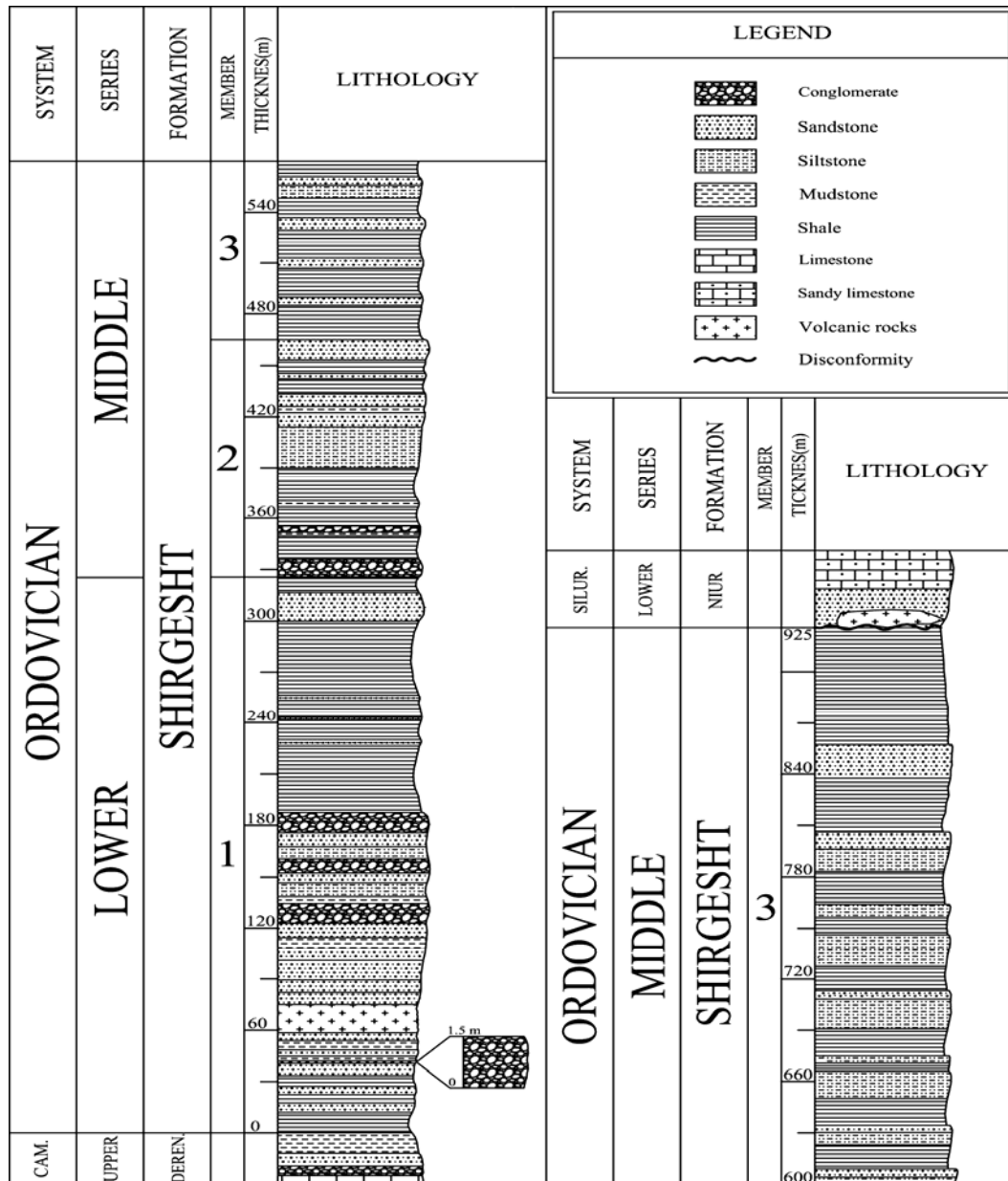
ستبرای واقعی سازند شیرگشت در ناحیه مورد مطالعه ۹۲۵ متر اندازه‌گیری شده است و سه بخش در آن شناسایی شده است. بخش ۱: ۳۲۵ متر، بخش ۲: ۱۴۰ متر و بخش ۳: ۴۶۰ متر ستبرا دارند. لازم به ذکر است که مهرجردی (۱۳۷۴) ستبرای برش الگوی این سازند را ۹۱۰ متر اندازه‌گیری کرده است (شکل ۳).

بر اساس مشاهدات صحرائی و آزمایشگاهی مرز پایینی سازند شیرگشت به صورت تدریجی و به واسطه ۱۲ متر شیل به طور هم‌شیب بر روی رسوبات سازند درنجال قرار می‌گیرد، بر اساس مطالعاتی که قادری (۱۳۸۴) بر روی کنودونت‌های این سازند انجام داده است مرزی که هم‌اکنون در این پژوهش در نظر گرفته شده است بر روی واحد سنگی شماره ۱۰ آن که کنودونت‌های مرز کامبرین- اردوئیسین را در خود جای داده‌اند قرار می‌گیرد، (شکل ۲).

مرز بالایی این سازند نیز به واسطه ۳۰ متر سنگ‌های بازیک به صورت هم‌شیب در زیر سازند نیور قرار می‌گیرد. البته در این محل نوع تماس در مرز بالایی واضح نیست، اما طبق مطالعات انجام گرفته در مناطق دیگر این مرز با سازند نیور هم‌شیب (آقنابتی، ۱۳۸۵) و نا پیوسته



شکل ۲- A) نمای کلی از سازندهای درنجال، زون تدریجی گذر کامبرین به اردوئیسین، شیرگشت و بخش‌های آن (دید به سمت شمال خاور). B) نمایی از بخش انتهایی بخش ۲ سازند شیرگشت و بخش ۳ آن، سنگ‌های بازیک روی آن و سازند نیور در بالای آن (دید به سمت جنوب خاور).



شکل ۳- ستون چینه‌نگاری سازند شیرگشت در برش الگو، شمال باختر طبس.

شرح رخساره‌ها:

با توجه به مشاهدات صحرائی و مطالعات آزمایشگاهی در برش مورد مطالعه یک دسته رخساره‌ای به نام دسته رخساره‌ای محیط ژرف دریا (Deep sea environment facies group) شناسایی شده است که شامل رخساره‌های زیر است:

الف: رخساره توریدیتی (Turbidite facies).

ب: رخساره دشت حوضه‌ای

(Basin plain facies).

الف: رخساره توریدیتی (Turbidite facies):

برای این رخساره چهار زیر رخساره (به نام‌های: C, B, A و D) به شرح زیر تشخیص داده شده است:

زیر رخساره کنگلومرای الیگومیکتیک (A)

(Oligomictic conglomerate subfacies):

این زیر رخساره که فقط در بخش ۱ و ۲ شناسایی شده است ۴ درصد از کل برش مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد. مهمترین قطعات تشکیل دهنده این کنگلومرا خرده سنگ‌های کربناته هستند که به طور متوسط به

بزرگی یک سانتی متر می‌رسند و در زمینه ای از ماسه سنگ کلک لیتیتی قرار گرفته اند. خرده های کربناته موجود در کنگلومراهای بخش ۱، بیشتر پوسته‌های براکیوپد هستند اما در کنگلومراهای بخش دو این خرده ها به طور عمده تریلوبیت و به مقدار کمتر اکتینودرم و براکیوپداند. دیگر قطعات تشکیل دهنده این رخساره دانه‌های تک بلور کوارتز است، خرده‌های فسفات‌ها نیز به مقدار کم در مقاطع تهیه شده دیده می‌شوند. در یک توالی عمودی این زیر رخساره به سمت بالا ریزشو (دارای دانه بندی تدریجی) است (شکل ۴- A، B و C، شکل ۶- A و B).

زیر رخساره سیلت سنگی (C) (Siltstone subfacies):

این زیر رخساره ۱۱ درصد از کل ستبرای برش مورد مطالعه را به خود اختصاص می‌دهد. هم‌چنین بیشترین ستبرای آن در بخش‌های ۲ و ۳ قرار دارد و مقدار کمتری در بخش یک دیده می‌شود. فابریک لامینه ای و آشفستگی زیستی در این زیر رخساره قابل مشاهده است. در سطح برخی از لایه‌های سیلت سنگی بخش ۳ آثاری از حرکت موجودات زنده دیده می‌شود که وابسته به محیط ژرف دریا هستند (وزیری مقدم و طاهری، ۱۳۸۲) (شکل ۵- A و B، شکل ۶- E).

زیر رخساره گل سنگ ماسه‌ای (D) (Sandy mudstone subfacies):

این زیر رخساره ۴ درصد از کل ستبرای برش مورد مطالعه را شامل می‌شود. دانه‌های در حد ماسه این زیر رخساره در حدود ۱۰ درصد است. این دانه‌ها به طور معمول خرده فسیل اکتینودرم، براکیوپد و تریلوبیت هستند. هم‌چنین دانه‌های کوارتز تک بلور هم گاهی دیده می‌شوند که از محیط‌های کم عمق‌تر وارد این زیر رخساره شده‌اند. در برخی موارد فابریک آشفستگی زیستی در این زیر رخساره دیده می‌شود (شکل ۵- C و D).

ب: رخساره دشت حوضه‌ای (E) (Basin plain facies):

این رخساره ۵۶ درصد از کل ستبرای برش مورد مطالعه را به خود اختصاص داده است و در تناوب با رخساره های توربیدیتی دیده می‌شود. ستبرای آن در بخش ۳ بیشتر از بخش ۱ و ۲ است، بطوری که ستبرای قابل توجه ای از این بخش را شامل می‌شود. این رخساره از شیل ساخته شده است و بر روی زمین به

زیر رخساره ماسه سنگ کلک لیتیتی (B)
(Calclitite sandstone subfacies):

این زیر رخساره ۲۴ درصد از کل ستبرای برش مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد. دانه‌های اصلی تشکیل دهنده زیر رخساره ماسه سنگ کلک لیتیتی بطور عمده خرده‌های کربناته‌اند که بیشتر شامل قطعات فسیل‌های براکیوپد، تریلوبیت و اکتینودرم هستند. دیگر دانه تخریبی مهم در ترکیب این زیر رخساره، دانه‌های کوارتز تک بلور هستند. اندازه دانه‌ها از حد ماسه خیلی ریز تا خیلی درشت متغیر است که به طور معمول اندازه‌های ریز تا متوسط مخصوص خرده‌های کوارتز است و خرده‌های کربناته را بیشتر در اندازه‌های درشت و خیلی درشت و حتی گاهی در حد پیل دیده می‌شود. رسیدگی بافتی این زیر رخساره از نارس (Immature) تا نیمه رسیده (Submature)، متغیر است. سیمان دربرگیرنده دانه‌ها بیشتر کلسیتی است. فابریک لامینه ای و ساخت‌های آشفستگی زیستی، دانه‌بندی تدریجی و لامینه های درهم پیچیده (Convolute laminae) (شکل ۶- B) در این زیر رخساره دیده می‌شوند. نوع تماس دانه‌ها در دانه‌های کوارتز بیشتر به صورت خطی است، ولی در خرده‌های کربناته به دلیل این که خرده‌ها را به طور عمده قطعات فسیلی تشکیل می‌دهند نوع تماس دانه‌ها را شکل خرده فسیل‌ها تعیین می‌کنند. این زیر رخساره معمولاً بخش

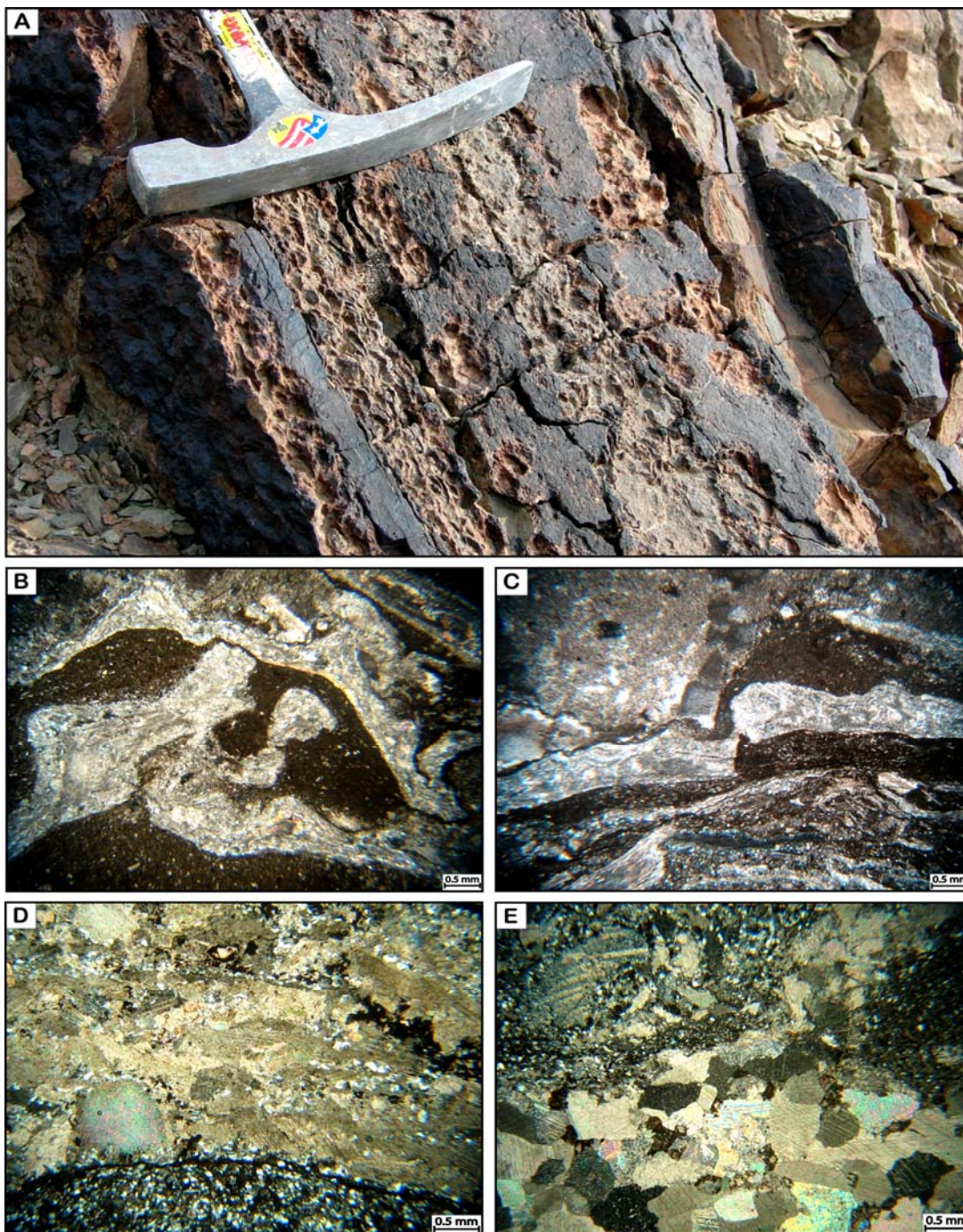
انرژی در محیط است (شکل ۶، C و D).

تفسیر:

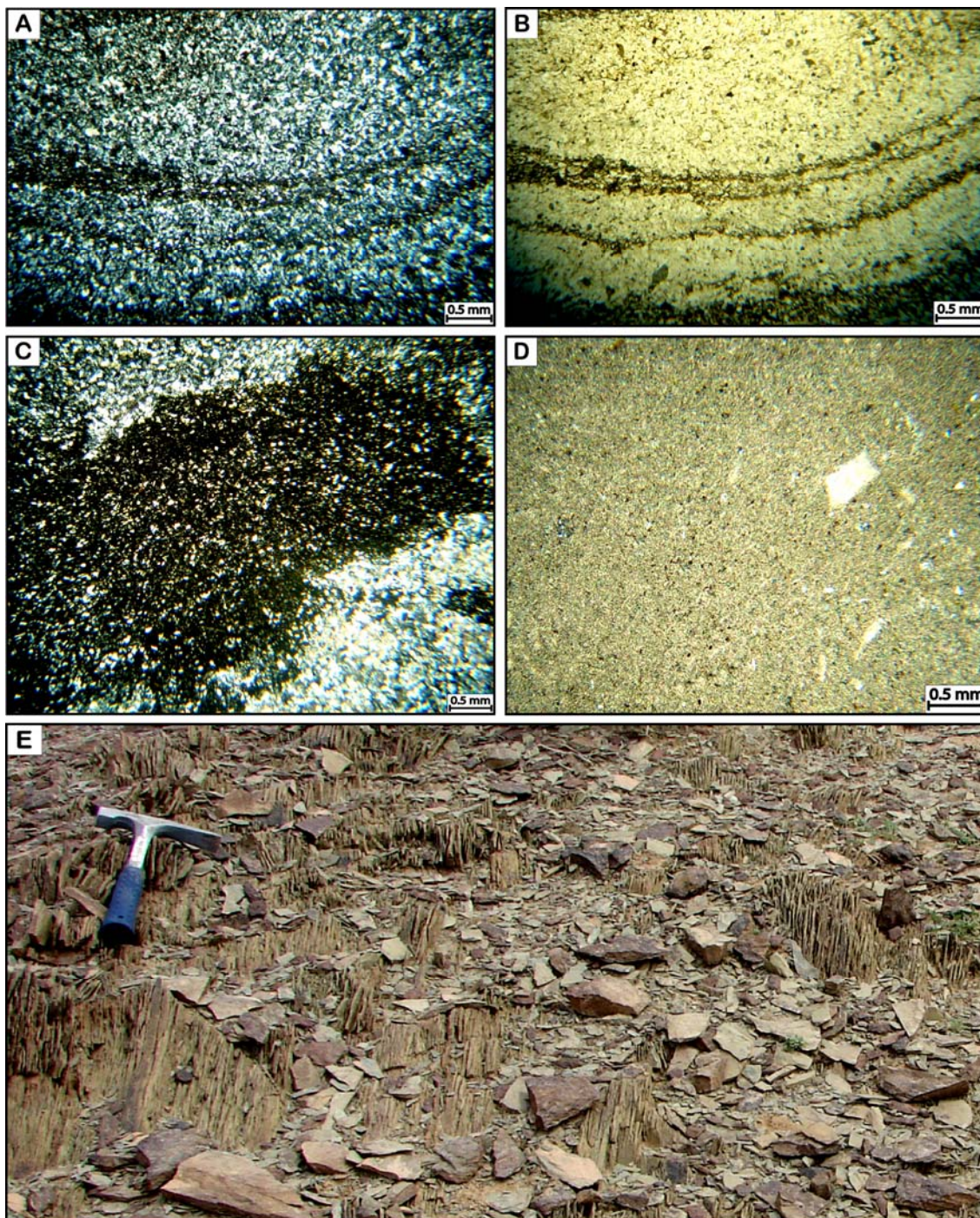
با توجه به خصوصیات چرخه‌های توریدیتی، آن‌ها را می‌توان به سه نوع مختلف تقسیم کرد که

رنگ سبز تا خاکستری دیده می‌شود (شکل ۵ - E).

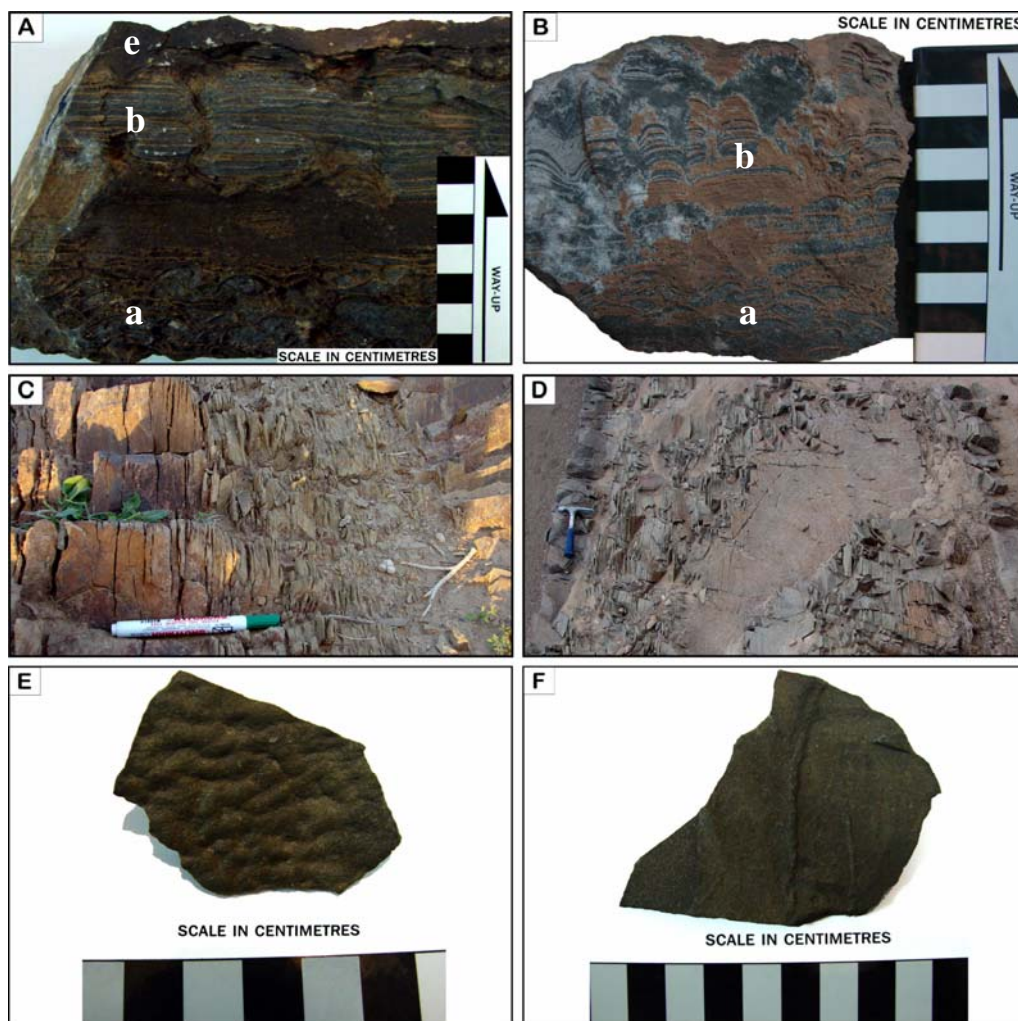
در مشاهدات صحرایی رخساره‌های توریدیتی به صورت تدریجی به این رخساره تبدیل می‌شوند، ولی همیشه مرز بالایی رخساره E با چرخه‌های توریدیتی بعدی ناگهانی است که در واقع نشان گر کاهش تدریجی



شکل ۴ - A) زیر رخساره A، کنگلومرای الیگومیکتیک در بخش ۱ (بالای چینه‌نگاری سمت راست). B) زیر رخساره A، پوسته شکسته براکیوپد (نور پلاریزه). C) زیر رخساره A، پوسته شکسته براکیوپد (نور طبیعی). D) زیر رخساره B، مرز ناگهانی تغییر رخساره ماسه‌سنگ دانه ریز به دانه درشت (نور پلاریزه). E) زیر رخساره B، فابریک دانه‌بندی تدریجی (نور پلاریزه).



شکل ۵- A و B) زیر رخساره C، فابریک لامینه‌ای (نور پلاریزه و طبیعی). C) زیر رخساره D، آشفتنگی زیستی (نور پلاریزه). D) زیر رخساره D که دانه‌های در حد ماسه آن را خرده‌های اکتینودرم تشکیل می‌دهند (نور پلاریزه). E) رخساره E، رخساره دشت حوضه ای که به ترتیب مربوط به بخش ۲ و ۳ است (بالای چینه‌نگاری سمت راست).



شکل ۶- A و B) چرخه های ناقص بوما مربوط به توریدیت های دانه درشت بخش ۱ که رخساره های مختلف آن ها با حروف مشخص شده است، ساخت لامینه های درهم پیچیده در شکل B، قابل توجه است. C و D) چرخه های توریدیتی دانه ریز مربوط به بالای بخش ۱ و ۳ که مرز ناگهانی بخش نازک لایه چرخه زیرین با بخش دانه درشت تر چرخه روی آن قابل توجه است، (بالای چینه نگاری سمت راست). E) ساخت قالب وزنی در سطح زیرین ماسه سنگ دانه ریز مربوط به بخش ۳. F) آثار فسیلی سطح لایه در ماسه سنگ دانه ریز مربوط به بخش ۳.

(Rupke and Stanley, 1974; Piper, 1978; Nelson, et al., 1978; Stow and Shanmugam, 1980; Kelts and Arthur, 1981; Stow, 2007). ویژگی رخساره هایی که در بالا شرح داده شده اند نشان دهنده رسوب گذاری دوباره آن ها در محیط ژرف دریا است. رخساره های توریدیتی شناسایی شده در برش مورد مطالعه بیشتر از نوع چرخه های توریدیتی دانه متوسط (مدل کلاسیک بوما، ۱۹۶۲) هستند، هم چنین این مدل با بخش هایی از چرخه های نوع توریدیت های دانه درشت و دانه ریز هم پوشانی دارد (Reading, 1985).

هر کدام با توجه به اختصاصات ساختی و بافتی مربوط به خود، از یکدیگر متمایز می شوند (Reading, 1985, 1996) (شکل ۷):

- ۱- چرخه توریدیتی دانه درشت (Coarse-grained turbidite), (Walker, 1978; Lowe, 1979, 1982).
- ۲- چرخه توریدیتی دانه متوسط (Medium-grained turbidite), (Bouma, 1962).
- ۳- چرخه توریدیتی دانه ریز (Fine-grained turbidite) (شکل ۶، C و D)

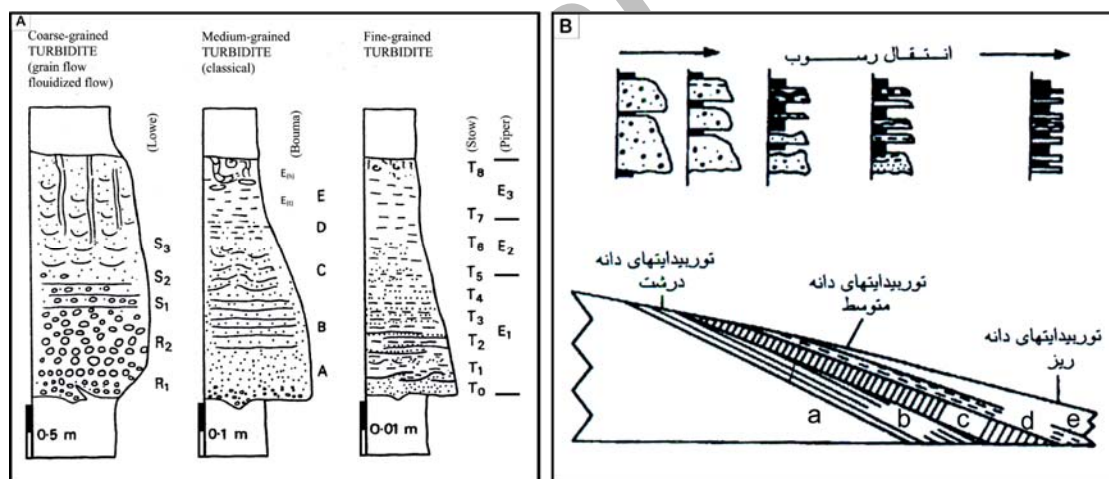
بیشتر خرده‌های فسیلی موجود در زیر رخساره‌های ماسه سنگی و کنگلومرایی سازند شیرگشت از فرسایش رسوبات سازند درنجال منشا گرفته اند که در اثر شکسته شدن رمپ کربناته سازند درنجال و پرشیب شدن آن در پی تشکیل ریفت پالئوتتیس، دوباره حمل شده و در این محیط رسوب کرده‌اند (لاسمی، ۱۳۷۹؛ منظمی، ۱۳۸۷). به گمان قوی این فسیل‌ها نشان دهنده سنی کهن‌تر از زمان تشکیل این زیر رخساره‌ها هستند (لاسمی، ۱۳۷۹). صدف‌های خرد شده و مخلوط بودن آن‌ها با اجزای تخریبی مثل دانه‌های کوارتز که در چرخه‌های ناقص بوما دیده می‌شوند (شکل ۴) در این زیر رخساره‌ها نشانگر در معرض فرسایش قرار گرفتن سازندهای کهن‌تر (سازندهای درنجال، زایگون و لالون) و حمل آن‌ها به محیط ژرف دریا است.

رخساره E در واقع رخساره‌ای پلاژیک است که در محیط دشت حوضه‌ای در شرایط آرام رسوب کرده است. همچنین در شرایط آرامش و پس از متوقف شدن جریان‌های توربیدیته، رسوبات توربیدیته را پوشانیده است (شکل ۶-C و D).

با توجه به اندازه دانه‌ها در رخساره توربیدیته، رخساره‌هایی که در محیط پر انرژی (برای نمونه: به طور معمول نزدیک منشا یا داخل کانال) رسوب کرده‌اند، دانه درشت‌تر از رخساره‌هایی هستند که در محیط کم انرژی (برای نمونه: به طور معمول دورتر از منشا یا خارج کانال) نهشته شده‌اند (Walker, 1978).

حوضه رسوبی سازند شیرگشت:

حواشی قاره‌ای و حوضه‌های آبی عمیق محل رسوب‌گذاری ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومرایی هستند



شکل ۷- A: انواع چرخه‌های توربیدیته بر اساس اندازه دانه‌های تشکیل دهنده آن‌ها (Reading, 1985; Stow, 2007). B: تغییرات ساختمان درونی و ستبرای رسوبات مربوط به جریان‌های توربیدیته با چگالی زیاد تا کم به سمت پایین دست، اقتباس از (Lowe, 1982) و (Stow, 1986).

به گمان قوی، این افت سطح دریاها به همراه پدیدار شدن کافت پالئوتتیس و حمل رسوب تخریبی به محیط ژرف دریا بوده است (لاسمی، ۱۳۷۹).

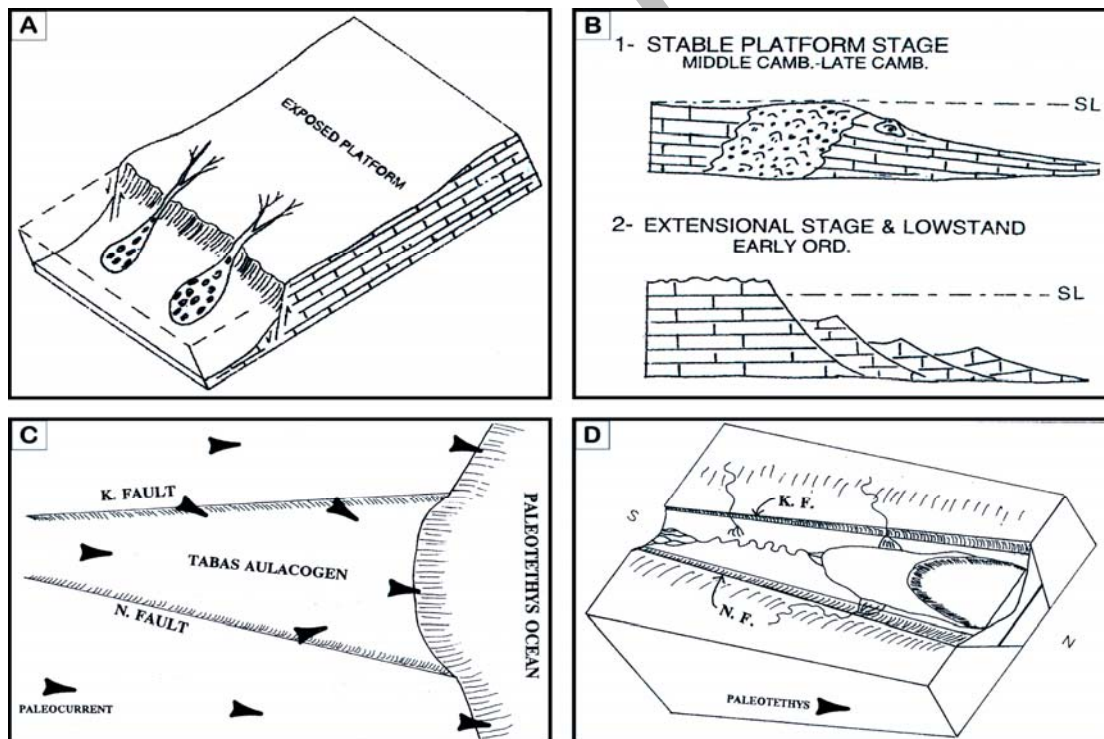
سنگ‌های ولکانیک گسترده و ستبر با ترکیب قلیایی آلکالن و به طور عمده زیر دریایی با سن اردوئیسین-دونین در شمال و شمال خاور ایران شناخته شده‌اند

که از فلات قاره و شیب قاره مجاور سرچشمه گرفته‌اند، حمل و نقل این رسوبات به طرف پایین دامنه به طریق لغزش، ریزش و نیز جریان‌های ثقلی رسوب به ویژه جریان‌های توربیدیته انجام می‌گیرند (Stow, 1996). در اوایل اردوئیسین سطح جهانی آب دریاها به مقدار زیادی پایین افتاد (Vail et al., 1977).

کردند. سنگ‌های اردوئیسین ایران، دربرگیرنده سازند شیرگشت و هم ارزهای آن (بخش پنج سازند میلا، سازند لشکرک و سازند قلی) که مجموعاً سکانس‌های بزرگ پیش‌رونده ساخته‌اند، هم‌زمان با کافت پالتوتیس پدیدار شده‌اند (لاسمی، ۱۳۷۹).

ستبرای زیاد سنگ‌های پالتوئوئیک در میان گسل‌های قطع‌کننده حاشیه واگرایی پالتوتیس، روند رو به شمال جریان قدیمی و افزایش ستبرا و دریایی‌تر شدن رخساره‌ها به سوی شمال و باز پویایی گسل‌های قطع‌کننده شمالی-جنوبی (گسل‌های نایبند و کوهبنان-کلمرد) پیدایش کافت سترون ایران مرکزی (اولاکوژن طبس) را که در شمال به پالتوتیس باز می‌شده است، تایید می‌کنند (Lasemi, 1997; Lasemi et al., 2008)، (شکل ۸).

(افشار حرب، ۱۹۷۹؛ منابع مختلف در نوشتارهای بربریان و کینگ، ۱۹۸۱ و درویش زاده، ۱۳۸۰). سنگ‌های یاد شده شامل بازالت‌های زیر دریایی سازند قلی با ساخت بالشی (اردوئیسین)، بازالت‌های بخش زیرین سازند نیور و هم ارزهای آن‌ها (بازالت سلطان میدان در دره میقان شاهرود و بازالت ماسوله در البرز باختری)، بازالت بخش زیرین سازند خوش بیلاق و سازند جیرود و... هستند که در زمان گسترش پوسته و پیدایش کافت پدید آمده‌اند (Berberian and King, 1981; Stampfli et al., 1991). رخساره‌های تخریبی دریای ژرف که همراه این سنگ‌ها دیده می‌شوند بالاآمدگی، گسترش و پیدایش کافت را تایید می‌کنند (لاسمی، ۱۳۷۹). اشتامفلی و همکاران (۱۹۹۱) پیدایش کافت پالتوتیس را در اواخر اردوئیسین-سیلورین مشخص نموده و مدل برشی ساده (کافت ناپویا) را برای تشکیل آن پیشنهاد

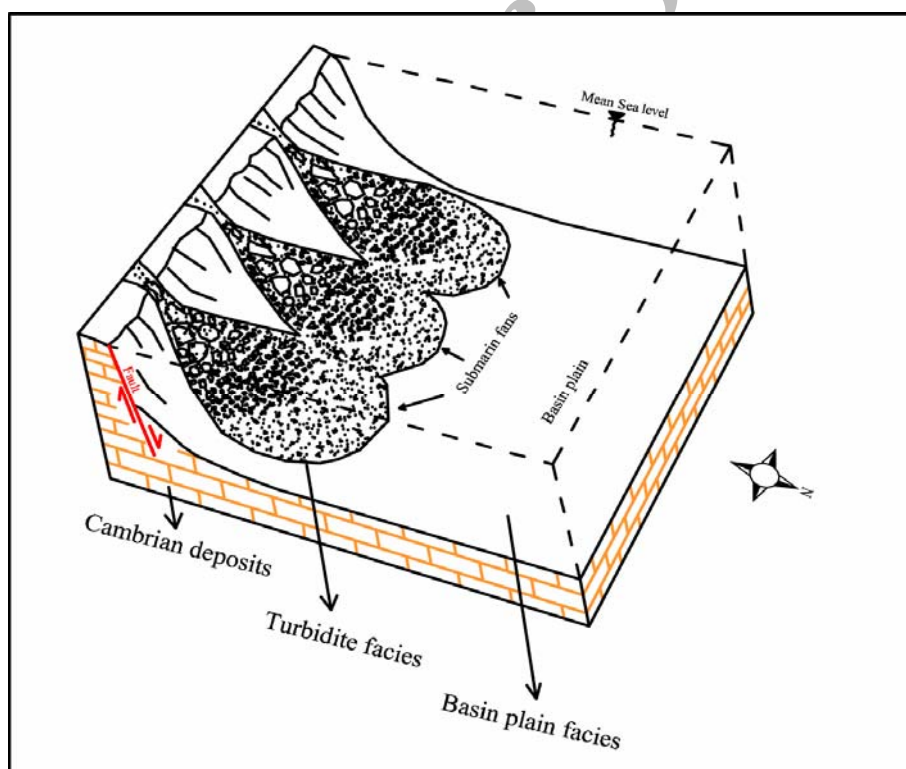


شکل ۸- A: مدل رسوبی برای سنگ‌های اردوئیسین شمال ایران (Lasemi, 1997). B: ناپدید شدن پلاتفرم کربناته کامبرین به دلیل پایین افتادن سطح دریاها و فعالیت‌های تکنونیک (پیدایش کافت پالتوتیس) در ابتدای اردوئیسین پیشین، رخساره‌ها غالباً سیلیسی آواری مربوط به مناطق ژرف دریا هستند (Lasemi, 1997). C و D: کافت سترون (اولاکوژن طبس)، در میان گسل‌های نایبند و کوهبنان/کلمرد که در ابتدای اردوئیسین پدید آمده است (لاسمی، ۱۳۷۷).

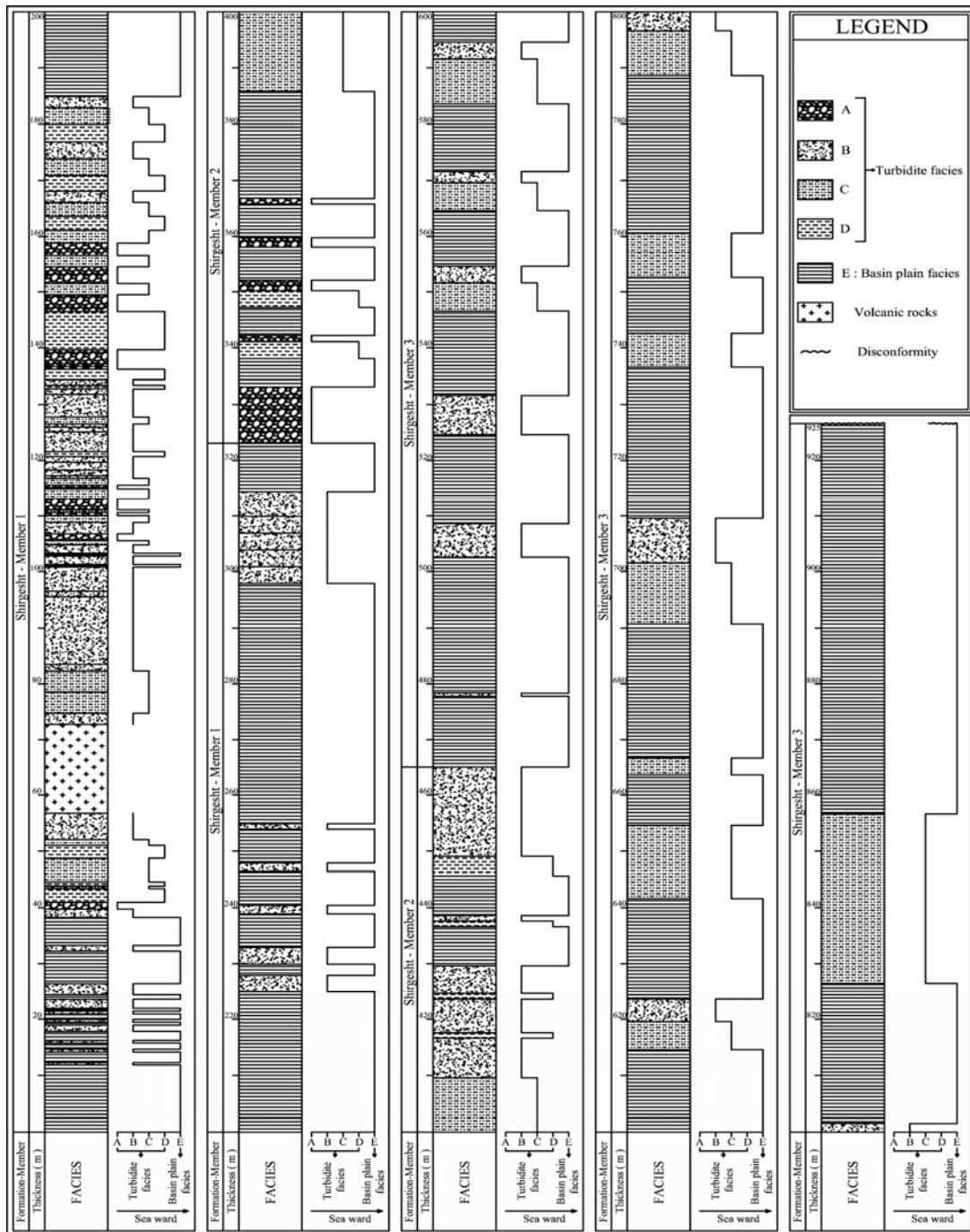
با توجه به رخساره‌ها و محیط رسوبی که برای سازند شیرگشت شناسایی شده است (در صفحات قبل شرح داده شده‌اند)، براساس قانون والتر (Middelton, 1973) و Walter's Law و مقایسه آن با محیط‌های امروزی و قدیمه (لاسمی، ۱۳۷۹ و Piper et al., 1984; Weimer et al., 1994; Stow et al., 1996; Lasemi, 1997; Rothwel et al., 2000) (شکل ۸) مدل رسوبی سازند شیرگشت پیشنهاد شده است (شکل ۹). ستون رخساره‌ای به تفکیک بخش‌های مختلف سازند شیرگشت و راهنمای آن و منحنی تغییرات محیط رسوبی این سازند در شکل ۱۰ نشان داده شده است.

رخساره‌ها و سکانس‌های اردویسین زیرین بیان‌گر شروع فازهای کشتی و گسترش پوسته هستند، ساز و کار گسل‌های نرمال به گمان قوی به پرشیب شدن انتهای پلاتفرم در زمان پدید آمدن سازند شیرگشت انجامیده است. هم‌زمان با این حرکات و پایین افتادن سطح آب دریاها رخساره‌های قدیمی‌تر (سازند درنجال و هم ارزهای آن) مورد فرسایش قرار گرفته‌اند و تخریبی‌های حاصل از این فرسایش به وسیله جریان‌های توربیدیته به بخش ژرف دریا حمل شده‌اند (Lasemi, 1997) (شکل ۸).

مدل رسوبی و تغییرات عمودی سازند شیرگشت:



شکل ۹- مدل رسوبی سازند شیرگشت در برش مورد مطالعه (برش الگو).



شکل ۱۰- ستون رخساره‌ای سازند شیرگشت در برش الگو (برش مورد مطالعه).

نتیجه گیری:

رخساره های توریدیتی و دشت حوضه ای انجامیده است. خرده های فسیلی موجود در زیر رخساره ها، آثار شکستگی صدف ها، فابریک دانه بندی تدریجی به سمت بالا ریز شونده و مرز ناگهانی زیر رخساره های دانه درشت با رخساره های دانه ریز زیر آنها، نشان می دهند که این رخساره ها با جریان های توریدیتی از بخش کم ژرفای محیط رسوبی به محیط ژرف حمل شده و دوباره نهشته شده اند.

از بررسی سازند شیرگشت نتایج زیر بدست آمده است: سازند شیرگشت به ستبرای ۹۲۵ متر از ۳ بخش تشکیل شده است که مرز زیرین آن با سازند درنجال تدریجی است و مرز بالایی آن با سازند نیور ناپیوسته و هم شیب است.

بررسی رخساره های سازند شیرگشت به شناسایی یک دسته رخساره ای آواری محیط ژرف دریا

بالا نازک شونده این سازند، نشان گر آن است که سازند شیرگشت در دریایی به نسبت ژرف و با شیبی مناسب که برای پدید آمدن جریان های توربیدیتی لازم است در محیط بادزن های زیر دریایی و دشت حوضه ای نهشته شده است.

مجموع رخساره های به سمت بالا ریز شونده سازند شیرگشت، تعداد زیادی چرخه های رده چهارم به سمت بالا درشت شونده را تشکیل می دهند که این چرخه ها در رده بالاتر دو چرخه رده دوم به سمت بالا ریز شونده را پدید می آورند و مجموع این دو سکانس، توالی به سمت بالا ریز شونده سازند شیرگشت را می سازند که این امر نشان گر عمیق تر شدن محیط رسوبی در زمان نهشته شدن این رسوبات است.

رخساره های توربیدیتی دانه درشت وابسته به محیط پر انرژی (بالای بادزن های زیر دریایی و داخل کانال ها) هستند و رخساره های توربیدیتی دانه ریز در محیط کم انرژی تر (پایین بادزن های زیر دریایی و خارج کانال ها) نهشته شده اند. رخساره دشت حوضه ای E از شیل ساخته شده و در محیط کم انرژی دشت حوضه ای نهشته شده است. این رخساره در شرایط آرامش روی رخساره های توربیدیتی را پوشانیده است.

سنگ های بازالتی که همراه رسوبات سازند شیرگشت دیده می شوند وابسته به محیط دریایی اند و ناشی از فعالیت های ریفت پالئوتتیس هستند. رخساره های سازند شیرگشت (رخساره های توربیدیتی و دشت حوضه ای) و سکانس های به سمت

منابع:

- آقنابتی، س.ع.، ۱۳۸۵، زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ص.
- آقنابتی، س.ع.، ۱۳۸۶، بانک اطلاعات چینه شناسی ایران، گروه زمین شناسی پایگاه ملی داده های علوم زمین کشور.
- درویش زاده، ع.، ۱۳۸۰، زمین شناسی ایران، انتشارات امیر کبیر تهران، ۹۰۰ص.
- طاهری، ج.، ۱۳۸۲، چینه شناسی رسوبات سیلورین در نواحی باختری کاشمر و شمال طبس بر اساس کنودونت ها. پایان نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، ۱۴۶ص.
- علوی نائینی، م.، ۱۳۷۲، چینه شناسی پالئوزوئیک ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (طرح تدوین کتاب)، شماره ۵، ۴۹۲ص.
- قادری، ع.، ۱۳۸۴، زیست چینه نگاری رسوبات برش الگوی سازند شیرگشت بر اساس کنودونت ها و مقایسه آن با واحد های هم ارز در فرازمین کلمرد (برش میگو دار). پایان نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، ۲۵۰ص.
- لاسمی، ی.، ۱۳۷۹، رخساره ها، محیط های رسوبی و چینه نگاری سکانسی نهشته سنگ های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۷۸، ۱۸۰ص.
- منظمی وظیفه دوست، م.، ۱۳۸۷، رخساره ها و محیط رسوبی سازند درنجال در ناحیه شیرگشت، شمال باختر طبس. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال (در دست تهیه).
- مهرجردی، ح.، ۱۳۷۴، مطالعات پالینواستراتیگرافی و پالئوبیوژئوگرافی سکانس رسوبی پالئوزوئیک زیرین (بخش فوقانی سازند درنجال و سازندهای شیرگشت و نیور) در برش الگوی سازند شیرگشت واقع در طبس. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۱۵۰ص.
- وزیری مقدم، ح.، و طاهری، ع.، ۱۳۸۲، بررسی ایکنوفسیل ها و ایکنو فاسیس رسوبات اردوئین بالایی در باختر شاهرود (ده ملا). فصل نامه علمی پژوهشی علوم زمین شماره ۵۰-۴۹، ص ۴۰ تا ۵۱.

- Afshar Harb, A., 1979, The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopeh Dagh region North east Iran. Ph.D. Thesis, univ. of London, UK.
- Berberian, M., & King, G. C. P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth sci.*, 18:210- 265.
- Bouma, A. H., 1962, *Sedimentology of some flysch deposits*: Amsterdam Elsevier, 168p. 11. Flügel, H., 1962, Korallen ans dem Silur von Ozbak-Kuh (NE-Iran). *Jahrb. Geol. Bundesanstalt, Wien. Bd. 105*, P.287-330.
- Flügel, H., 1962, Korallen ans dem Silur von Ozbak-Kuh (NE-Iran). *Jahrb. Geol. Bundesanstalt, Wien. Bd. 105*, p.287-330.
- Folk, R. L., 1974, *Petrology of sedimentary rocks*, Hemphills, Co., Austin Texas, 182p.
- Huckriede, R., Kürsten, M., and Venzlaff, H., 1962, Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran). *Beih. Geol. Jahrb.*, Bd. 51, 197p. 10 pls. 50 figs.
- Kelts, K., & Arthur, M. A., 1981 Turbidite after ten years of deep-sea drilling-waringing out the mop?, In: *The Deep sea Drilling project: A Decade of progress* (Ed. By J. E. Warme, R. G. Douglas and E. L. Winterer), pp. 91-127, *Spec. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, 32, Tulsa.
- Lasemi, Y., 1997, Depositional systems and sedimentary events of the Early-Late Ordovician syn-rift succession (Upper Sauk-Lower Tippecanoe Sequence) in northern and central Iran. *CSPG-SEPM Joint Convention, Calgary, Canada. Abstr.* p.161.
- Lasemi, Y., Ghomashi, M., Amin-Rasoli, H., & Kheradmand, A., 2008, The Lower Triassic Sorkh shale Formation of the Tabas block East Central Iran: Succession of the failed-rift basin at the Paleotethys margin. *Jour. Carbonate & Evaporite*.
- Lowe D. R., 1979, Sediment gravity flows: their classification and some problems of continental slopes (Ed. by L. J. Doyle and O. H. Pikey), pp. 75-82, *Spec. Publs Soc. Econ. Paleont. Miner.*, 27, Tulsa.
- Lowe D. R., 1982, Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sedim. Petrol.* 52, 279-97.
- Middelton, C.U., 1973, johann' es Walthers Law of the Correlation of facies, *Geol. Soc. Am. Bull.*, V. 84, No. 3, p. 979-988.
- Nelson, CH., Normark, W. R., Bouma, A. H., & Carlson, P. R., 1978, Thin-bedded turbidites in modern submarine canyons and fans. In: *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches*, (Ed. by D. J. Stanley and G. Kelling), pp. 177-89. Dowden, Hatchinson & Ross, Stroudsburg.
- Piper D. J. W., 1978, Turbidite muds and silts on deep sea fans and abyssal plains. In: *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches*, (Ed. by D. J. Stanley and G. Kelling), pp. 163-175. Dowden, Hatchinson & Ross, Stroudsburg.
- Piper D. J. W., Stow, D. A. V., and Normark, W. R., 1984, The Laurentian Fan: Soham Abyssal plain. *Geo-Marine Letters*, Springer Verlay New york Inc.
- Reading, H. G., 1985, *Sedimentary Environments and facies*, Blackwell Scientific Publications: 615p.
- Reading, H. G., 1996, *Sedimentary Environments: Processes, facies and stratigraphy*, Blackwell Scientific Publications: 688P.
- Rothwell, R. G., Reeder, M. S., Anastasakis, G., Stow, D. A. V., Thamson, J., and Kähler, G., 2000, Low Sea-level stand emplacement of megaturbidites in the western and

- estern Mediterranean Sea.
www.elsavier.com
- Rupke, N. A., & Stanley, D. J., 1974, Distinctive properties of turbiditic and hemipelagic mud layers in the Algero-Balearic Basin, western Mediterranean sea. *Smithsonian contributions to the Earth Sciences*, 13, 40PP.
 - Ruttner, A., Nabavi, M. H. and Hajian, J., 1968, Geology of the Shirgesht area (Tabas area, East Iran). *G. S. Of Iran. Geo. Rep. No. 4*, 133P.
 - Ruttner, A., Nabavi, M. H., Hajian, J., 1994, Cartographic Section of Geological map of Iran, 1:100000 Series, Sheet 7358- Shirgesht.
 - Stampfli, G., Marcoux, J., & Baud, A., 1991, Tethyan margin in space and time. *Paleogeog. Paleocli. Paleoecol.* 87: 373- 409.
 - Stöcklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran; a review, *American Association of petroleum Geologists Bulletin*, 52(7), P. 1229-1258.
 - Stow, D. A. V. & Shanmugam, G., 1980, Sequence of structures in fine-grained turbidites; comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedim. Geol.*, 25, 23-42.
 - Stow, D. A. V., 1986, Deep clastic seas. In: *Sedimentary environments and facies*. (Ed. by H. G. Reading), pp.399-444. Blackwells, Oxford.
 - Stow, D. A. V., Reading, H. G., & Collinson, J. D., 1996, Deep Seas. In: *Sedimentary Environments: Processes, facies and stratigraphy* (ed. H. G. Reading), pp.395-453. Blackwell Science, Oxford.
 - Stow, D. A. V., 2007, *Sedimentary Rocks in the Field A Colour Guide*, Manson Publishing: 320p.
 - Vail, P. R., Mitchum, R. M. Jr., & Thompson, S. III, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *AAPG Mem.* 26: 83-97.
 - Walker, R., G., 1978, Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, V. 62, p. 932-966.
 - Weimer, P., Bouma, A. H., & Perkins, B. F., (Eds), 1994, *Submarine Fans and Turbidite Systems*, 440 pp. Soc. Econ. Paleont. Miner, Galf Coast Section, Austin, TX.

Archive of SID