

محیط رسوبی و چین‌نگاری سکانسی نهشته‌های مخلوط سیلیسی آواری - کربناته سازند آیتامیر (ناحیه بزنگان - شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ)

راهله عقیقی^۱، رضا موسوی حرمی^۲، اسداله محبوبی^{۳*}، محمد خانه‌باد^۳

۱- کارشناس ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: mahboubi@um.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۳/۲/۸

تاریخ دریافت: ۹۳/۱۰/۳۰

چکیده

سازند آیتامیر به سن آلین - سنومانین در حوضه رسوبی کپه‌داغ شامل ماسه‌سنگهای دانه ریز تا متوسط، سیلت سنگ، شیل و سنگهای آهکی است. مرز زیرین این سازند با سازند سنگانه به صورت تدریجی و مرز بالایی با سازند آب‌دراز به صورت ناپیوسته است. بررسیهای صحرایی و پتروگرافی سازند آیتامیر در دو برش آرتنج و قرقره، واقع در ناحیه بزنگان، شرق حوضه کپه‌داغ، به شناسایی سه مجموعه رخساره ماسه‌سنگی، گل‌سنگی و سنگ آهکی منجر شده است. بر این اساس، نهشته‌های این سازند در محیطهای دریای باز، حاشیه ساحل، سد و لاگون نهشته شده‌اند. بر اساس مشاهدات صحرایی، تحلیل رخساره‌ها و بررسی چین‌نگاری سکانسی، ۵ سکانس رسوبی در برش آرتنج و ۴ سکانس در برش قرقره شناسایی شده است. مرز سکانسی زیرین در برشهای مورد مطالعه درون سازند سنگانه قرار دارد و مرز بالایی با سازند آب‌دراز از نوع SB1 است، اما سایر مرزها از نوع SB2 است. پاراسکانسهای پیش‌رونده (TST) بیشتر شامل رخساره‌های مناطق عمیق تر و پاراسکانسهای پس‌رونده (HST) دربردارنده رخساره‌های کم‌عمق‌تر هستند. مقایسه منحنی تغییرات سطح آب دریا در برشهای مورد مطالعه با منحنی جهانی تا حدودی قابل انطباق بوده و اختلافات موجود ناشی از رخدادهای محلی است.

واژه‌های کلیدی: محیط رسوبی؛ چین‌نگاری سکانسی؛ آیتامیر؛ آلین - سنومانین

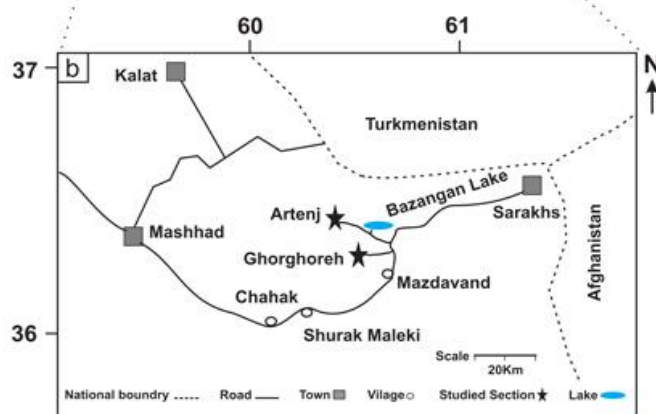
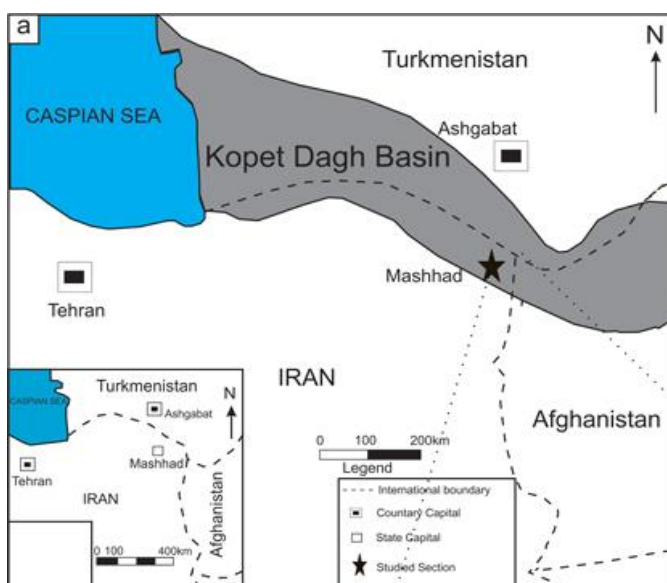
مقدمه

(Brenner, 1992 &). در اثر افت سطح آب دریا طی آلین و سنومانین، نهشته‌های سازند آیتامیر در آبهای کم عمق و از غرب تا شرق حوضه کپه‌داغ برجای گذاشته شده‌اند (افشارحرب، ۱۳۷۳). این سازند در نواحی مورد مطالعه به دو بخش زیرین (عمدتاً ماسه‌سنگ، شیل همراه با سیلت سنگ و چند میان لایه افق پرفسیل) و بالایی (عمدتاً شیل، سیلت سنگ با میان لایه‌های ماسه‌سنگی و

حوضه رسوبی کپه‌داغ در شمال شرق ایران به دلیل وجود میدانهای گازی و جایگاه زمین ساختی ویژه آن در فصل مشترک دو ابر قاره اوراسیا و گندوانا، از ویژگیهای خاصی برخوردار است (Lyberis & Manby, 1999). این حوضه درون قاره‌ای بعد از بسته شدن اقیانوس هرسی نین در اثر کوهزایی سیمیرین پیشین در تریاس میانی به وجود آمده است (Berberian & King, 1981؛ Moussavi-Harami

روش مطالعه

در این مطالعه، دو برش یکی در جنوب روستای آرتنج با ۳۵۰ متر ضخامت در عرض جغرافیایی $36^{\circ} 20' 12''$ شمالی و طول جغرافیایی $60^{\circ} 22' 47''$ شرقی و دیگری در نزدیکی روستای قرقره با ۱۷۴ متر ضخامت در عرض جغرافیایی $36^{\circ} 31' 04''$ شمالی و طول جغرافیایی $60^{\circ} 15' 36''$ شرقی اندازه‌گیری و نمونه برداری شده است (شکل ۱).



أفق پرفسیل) تقسیم شده است. تشکیل نهشته‌های مخلوط آواری و کربناته، طی سازوکارهای متفاوتی از جمله اختلاط جانبی رخساره‌ها، تغییرات سطح آب دریا و تغییر در میزان ورود رسوب به حوضه صورت می‌گیرد (Budd & Harris, 1990). همچنین تشخیص سازوکار اختلاط در هر مجموعه رسوبی مخلوط، خود نیازمند تعیین محیط رسوبی، بر خاستگاه زمین‌ساختی و نیز آب و هوای دیرینه است (Budd & Harris, 1990). هدف اصلی این تحقیق بررسی رخساره‌های رسوبی، محیط رسوب گذاری و در نهایت تفسیر چینه‌نگاری سکانسی و تغییرات سطح آب دریا در ناحیه مورد مطالعه است.

شکل ۱: (a) گسترش حوضه رسوبی کپه‌داغ در ایران و کشورهای همسایه (با تغییرات از (Berberian & King, 1981); (b) مسیره‌های دسترسی به برشهای مورد مطالعه.

ذرات آواری بر اساس نمودار مقایسه‌ای (Baccelle & Bosellini, 1965) و درصد خرده‌های اسکلتی بر اساس نمودار مقایسه‌ای (Flugel, 2010) تعیین شده‌اند. برای مطالعه رخساره‌های کربناته ضخامت و گسترش جانبی

برای تعیین رخساره‌های سنگی تعداد ۹۰ برش نازک و ۳۵ نمونه شیلی شسته شده، مطالعه شده است. سنگهای سیلیسی آواری به روش Folk (1980) و سنگهای کربناته به روش Embry & Klovan (1971) نام گذاری شده‌اند. درصد

رخساره سنگی Sp (ماسه سنگ با لامیناسیون مورب مسطح): در این رخساره سنگی، اندازه دانه‌های ماسه سنگی در اندازه ماسه متوسط با جورشدگی خوب بوده و دارای لامیناسیون مورب مسطح با زاویه کم است (شکل ۲C). این رخساره سنگی همراه با رخساره ماسه سنگی با لامیناسیون افقی (Sh) و رخساره ماسه سنگی St مشاهده شده است.

رخساره سنگی St (ماسه سنگ با لامیناسیون مورب تراف): در رخساره سنگی St، ماسه سنگها با جورشدگی خوب در اندازه ماسه متوسط بوده که دارای لامیناسیون مورب تراف هستند (شکل ۲C). این رخساره سنگی همراه با رخساره ماسه سنگی با لامیناسیون مورب مسطح (St) مشاهده شده است.

رخساره سنگی Sh (ماسه سنگ با چینه بندی افقی): در رخساره سنگی Sh طبقات ماسه سنگی با لامیناسیون افقی (شکل ۲D) و لایه بندی افقی (شکل ۲E) هستند که از جورشدگی خوبی برخوردارند. این رخساره جزو فراوان‌ترین رخساره‌های موجود در نهشته‌های مورد مطالعه است و به طور پراکنده از ابتدا تا انتهای سازند وجود دارد. این رخساره دارای اثرفسیل‌های *Cylinderichnous concentricus* (شکل ۲F)، *Thalassionoides* (شکل ۲G)، *Palaeophycus* (شکل ۲H) و *Arencolites* (شکل ۲I) است که جزو رخساره کروزیانا هستند.

مجموعه رخساره سنگی گلی (Mudstone Lithofacies) رخساره سنگی Fl (سیلت سنگ و گل سنگ لامینه): این رخساره سنگی شامل شیل و سیلت سنگهایی است که دارای لایه بندی، با ضخامتهای کم و زیاد و به رنگهای سبز تا خاکستری در قسمتهای زیرین و بالایی سازند یافت می‌شود (شکل ۲J).

افقهای پرفسیل، همراهی با سطوح مهم و موقعیت در توالی رسوبی، ویژگیهای رسوب‌شناسی (شامل جورشدگی و آرایش پوسته‌های فسیلی، نوع زمینه و ساختارهای رسوبی همراه) و تافونومی (شامل جهت‌گیری، خردشدگی، سایش، به هم ریختگی و فرسایش زیستی) (Kidwell, 1991) مورد بررسی قرار گرفته‌اند. تلفیق مطالعات میکروسکپی و شواهد صحرایی مانند بافت، رنگ، ساختارهای رسوبی، اثرفسیلها و الگوهای لایه بندی، موجب تشخیص شرایط حاکم بر محیط رسوبی و در نهایت تفسیر چینه‌نگاری ساکنسی سازند آیتامیر در ناحیه مورد مطالعه شده است. منحنی تغییرات سطح آب دریا در هر یک از برشهای مورد مطالعه تفسیر و با منحنیهای جهانی (Haq et al., 1987) مقایسه شده‌اند.

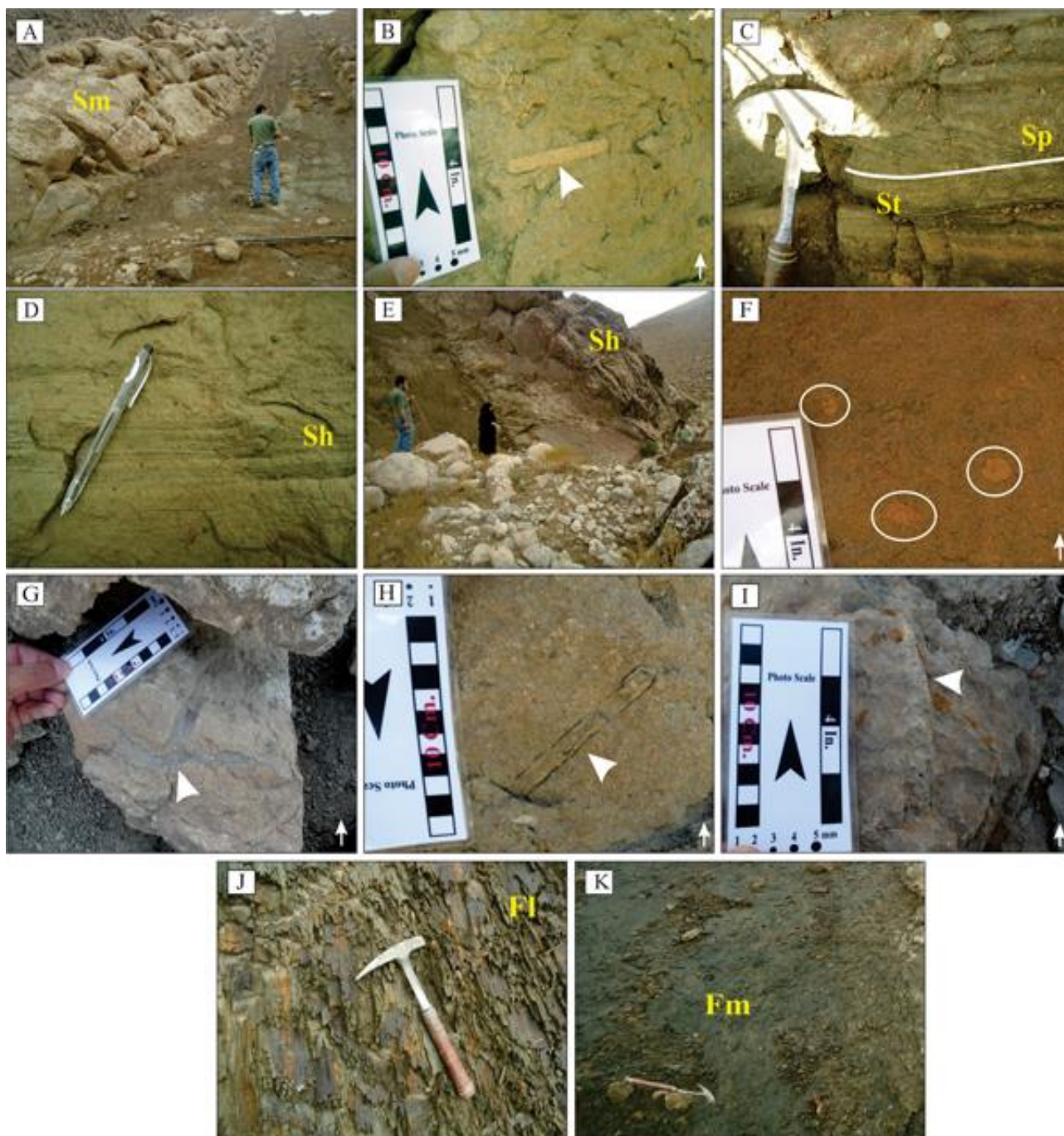
رخساره‌های سنگی

تشخیص رخساره‌های سنگی مختلف در این مطالعه بر اساس بافت و ساختارهای رسوبی صورت گرفته است. این رخساره‌ها متشکل از رخساره‌های سنگی ماسه سنگی، گل سنگی و کربناته است که در ادامه، توصیف و تفسیر رخساره‌های فوق ارائه می‌گردد.

رخساره‌های سنگی ماسه سنگی (Sandstone Lithofacies)

رخساره سنگی Sm (ماسه سنگ توده‌ای): این رخساره در نهشته‌های مورد مطالعه گسترش زیادی دارد (شکل ۲A) و از لحاظ ساختاری هیچ‌گونه ساختمان رسوبی در آن مشاهده نمی‌شود. اندازه دانه‌ها در این رخساره در حد ماسه‌های ریز تا متوسط با جورشدگی متوسط می‌باشد. این رخساره دارای اثرفسیل‌های *Paleophycus* (شکل ۲B) و *Cylindrichnous concentricus* است که در اثر رخساره کروزیانا قرار می‌گیرند.

رخساره سنگی Fm (سیلت سنگ و گل سنگ توده‌ای): این رخساره شامل شیل و سیلت سنگهای سبز تا خاکستری است که به مقدار اندکی در نهشته‌های دانه ریز و با ضخامت زیاد در سازند آیتامیر یافت می‌شود (شکل ۲K).



شکل ۲: (A) رخساره ماسه سنگ توده‌ای (Sm)، جهت دید به سمت شمال غرب؛ (B) اثر فسیل *Paleophycus* در ماسه سنگهای توده‌ای برش آرتنج (پیکان)؛ (C) رخساره ماسه سنگی با لامیناسیون مورب با زاویه کم (Sp) و رخساره ماسه سنگی با لامیناسیون مورب تراف (St) در ماسه سنگهای برش آرتنج؛ (D) رخساره ماسه سنگی با لامیناسیون موازی (Sh) در ماسه سنگهای برش آرتنج؛ (E) رخساره ماسه سنگی با طبقات موازی (Sh) در ماسه سنگهای برش آرتنج؛ (F) اثر فسیل *Cylindrichnous concentricus* در رخساره ماسه سنگی با طبقات موازی (Sh) در برش آرتنج؛ (G) اثر فسیل *Thalassinoides* (جهت دید به شمال غرب)؛ (H) اثر فسیل *Paleophycus* در رخساره ماسه سنگی با طبقات موازی (Sh) در برش آرتنج؛ (I) در رخساره ماسه سنگی با طبقات موازی (Sh) در برش قرقره؛ (H) اثر فسیل *Paleophycus* در رخساره ماسه سنگی با طبقات موازی (Sh) در برش آرتنج؛ (I) اثر فسیل *Ophiomorpha* در رخساره ماسه سنگی با طبقات موازی (Sh) در برش قرقره؛ (J) رخساره گل سنگ لامینه (Fl) در برش قرقره؛ (K) رخساره گل سنگ توده‌ای (Fm) در برش آرتنج (پیکان‌های سمت راست تصویر جهت بالای لایه را نشان می‌دهند).

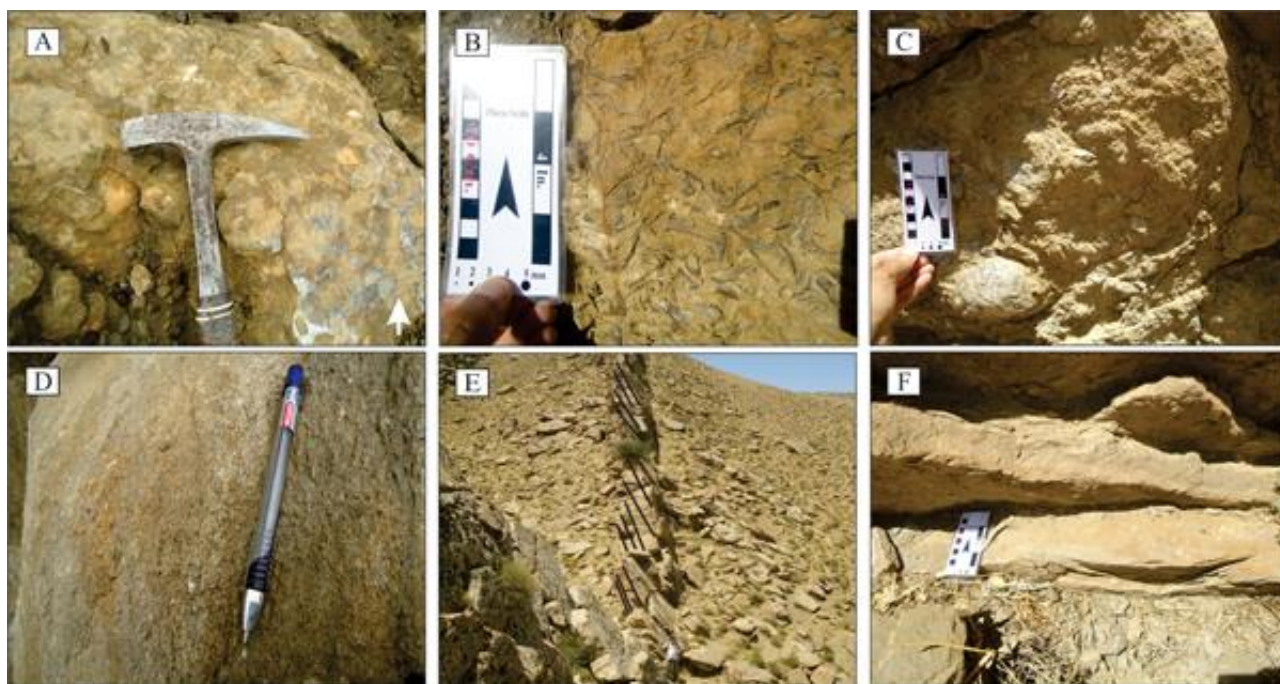
این اُفقها خرده‌های اسکلتی فاقد جهت‌یابی و دارای خردشدگی و سایش تقریباً بالا و جورشدگی ضعیف هستند. در برشهای آرتنج و قرقره به ترتیب ۷ و ۵ اُفق پرفسیل از این رخساره وجود دارد.

رخساره C₃: این رخساره به صورت اُفق آهکی به ضخامت ۲/۵ متر است که جورشدگی، خردشدگی و سایش در لایه‌های آن متنوع است (شکل ۳C-D). ساختهای رسوبی نظیر طبقه‌بندی مورب مسطح بزرگ مقیاس (شکل ۳E) و عدسی (شکل ۳F) و اثرفسیل‌های *Thalassinoides*، *Paleophycus* و *Diplocratrion* در این رخساره وجود دارد.

رخساره‌های سنگی کربناته (Carbonate Lithofacies): این مجموعه شامل ۳ رخساره A، B و C است که از سمت دریا به خشکی (شکل ۳ و ۶) عبارتند از:

رخساره C₁: این رخساره به صورت اُفقهای پرفسیل به ضخامت ۳۰ سانتی‌متر است که دارای تراکم پایینی از خرده‌های اسکلتی تقریباً سالم و جهت یافته با درجه پایینی از سایش و خردشدگی در زمینه‌ای از گل آهکی هستند (شکل ۳A).

رخساره C₂: این رخساره به صورت اُفقهای پرفسیل به ضخامت ۲۵ تا ۳۰ سانتی‌متر مشاهده می‌شوند که دارای تراکم بالایی از خرده‌های اسکلتی هستند (شکل ۳B). در



شکل ۳: تصاویر رخساره‌های سنگی کربناته: (A) رخساره سنگی کربناته (C₁) (جهت پیکان سمت تحدب خرده‌های اسکلتی را نشان می‌دهد); (B) رخساره سنگی کربناته (C₂); (C و D) رخساره سنگی کربناته (C₃); (E) طبقه بندی مورب مسطح در مقیاس بزرگ در رخساره سنگی (C₃) (جهت دید شمال غرب); (F) طبقه‌بندی مورب تراف در رخساره سنگی (C₃).

مجموعه پتروفاسیس ماسه‌سنگی (Sandstone Petrofacies):

این مجموعه از ۳ پتروفاسیس SS₁، SS₂ و SS₃ تشکیل شده است که در زیر مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت:

پتروفاسیس SS₁ (Sandstone with glaucony): این پتروفاسیس از ذرات آواری نیمه گردشده در اندازه ماسه متوسط تشکیل

پتروفاسیسهای سیلیسی آواریها

مطالعات میکروسکوپی سازند آیتامیر منجر به شناسایی پتروفاسیسهای سیلیسی آواری و ریزرخساره‌های کربناته شده است. این پتروفاسیسها عبارتند از:

Sh₂ (Green Shale): عمدتاً از شیل‌های به رنگ سبز حاوی دانه‌های گلاکونی بیشتر و خرده‌های فسیلی *Heterohelix* هستند که به صورت شیل سیلتی نیز دیده می‌شوند.

Sh₃ (Silty Shale): شامل شیل‌های سیلتی دارای مقادیر کمی گلاکونی و خرده‌های فسیلی *Heterohelix* است.

پتروفاسیس سیلت سنگی (Z): قسمت عمده این پتروفاسیس از کوارتزهای نیمه زاویه‌دار در اندازه سیلت تشکیل شده است. این مجموعه دارای سیمان کربناته است و از ۳ نوع سیلت سنگ به شرح زیر تشکیل شده‌اند:

Z₁ (Grey) Siltstone: عمدتاً شامل سیلت سنگ‌های خاکستری رنگ حاوی خرده‌های ژپس و مقادیر بسیار کمی گلاکونی‌های نابالغ هستند (شکل ۴D).

Z₂ (Green Siltstone): شامل سیلت سنگ‌های سبز رنگ با ۶ تا ۷ درصد گلاکونی همراه با خرده‌های اسکلتی دو کفه‌ای و *Heterohelix* است (شکل ۴E).

Z₃ (Sandy) Siltstone: سیلت سنگ‌های ماسه‌ای حاوی مقادیری گلاکونی و گاهی خرده‌های اسکلتی دو کفه‌ای هستند (شکل ۴F).

مجموعه ریزرخساره کربناته (Carbonate Microfacies):

این مجموعه شامل ۳ ریزرخساره C₁، C₂، C₃ است:

۱- رخساره میکروسکی محیط دریایی

فلوتستون حاوی دو کفه‌ای و براکیوپود (Bivalve Floatstone) (C₁): این رخساره حاوی ۱۰ تا ۲۵ درصد دو کفه‌ای (۵ تا ۸ سانتی‌متر) و ۵ تا ۱۰ درصد براکیوپود (۱ تا ۳ سانتی‌متر) است که در زمینه‌ای از گل آهکی و مقدار اندکی سیمان کلسیتی قرار دارند (شکل ۴G). دو کفه‌ایها به صورت سالم هستند و مقدار گلاکونی در این رخساره حدود ۱ تا ۲ درصد و ذرات آواری حدود ۷ تا ۸ درصد است. این ریزرخساره معادل RMF-14 در نوشته Flugel (2010) است.

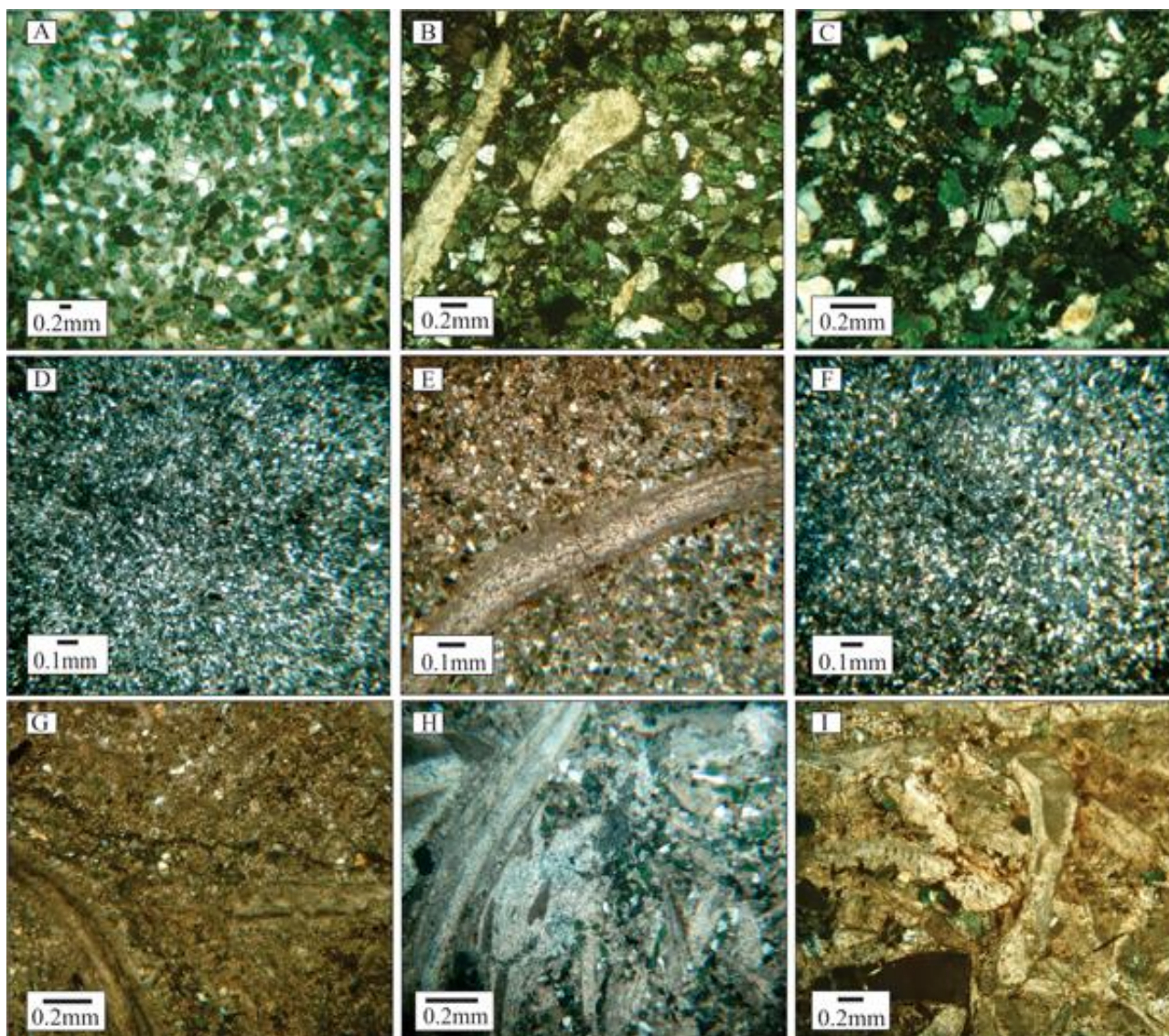
شده است (شکل ۴A). بلوغ بافتی این ماسه‌سنگها مچور است. اجزای تشکیل دهنده توسط سیمان کلسیتی و مقداری اکسید آهن به یکدیگر متصل شده‌اند. ماسه‌سنگها از نظر ترکیبی ساب آرکوز تا ساب لیت آرنایت هستند. این پتروفاسیس در حدود ۷۶٪ کوارتز، ۶٪ فلدسپات و ۵٪ خرده سنگ چرتی دارد که متوسط اندازه ذرات ۰/۲ میلی متر است. اجزای فرعی این رخساره شامل ۲۰ تا ۳۰ درصد گلاکونی، کمتر از ۱٪ میکا و کانی سنگین زیرکان و حدود ۱ تا ۲ درصد پیریت است.

پتروفاسیس (Sandstone with glaucony and fossils) Ss₂: این پتروفاسیس از نظر ترکیبی ساب آرکوز تا ساب لیت - آرنایت و دارای بلوغ بافتی ساب مچور و ذرات آواری در اندازه ماسه ریز تا متوسط هستند. وجود ۷ تا ۱۰ درصد خرده اسکلتی اویستر و سایر دو کفه‌ایها و روزن‌داران پلاژیک (*Heterohelix*) (شکل ۴B) و جورشدگی ضعیف و بلوغ بافتی کمتر این پتروفاسیس را از پتروفاسیس Ss₁ جدا می‌کند.

پتروفاسیس (Silty Sandstone) Ss₃: این پتروفاسیس شامل ماسه سنگ سیلتی است که دارای ذرات آواری در اندازه ماسه ریز و سیلت هستند. این پتروفاسیس دارای جورشدگی ضعیف و بلوغ بافتی ایتمچور است (شکل ۴C) که از نظر ترکیبی مشابه پتروفاسیس Ss₁ و از نوع ساب لیت آرنایت تا ساب آرکوز است.

مجموعه پتروفاسیس گل سنگی (Mudstone Petrofacies):

این مجموعه شامل شیل (Sh) و سیلت سنگ (Z) است. **پتروفاسیس شیلی (Sh):** این پتروفاسیس به میزان زیادی در سازند آیتامیر یافت شده و به ۳ صورت مشاهده می‌شود: Sh₁ (Grey Shale): این پتروفاسیس شامل شیل‌های رسی به رنگ خاکستری و دارای پولکهای ژپس فراوان و حدود ۱٪ گلاکونی نابالغ (Nacsent) هستند.



شکل ۴: (A) پتروفاسیس (SS₁) ساب لیت‌آرنایت بدون فسیل؛ (B) پتروفاسیس (SS₂) ساب آرکون فسیل‌دار؛ (C) پتروفاسیس (SS₃) ماسه‌سنگ سیلتی؛ (D) پتروفاسیس (Z₁) سیلت‌سنگ حاوی پولکهای ژپس؛ (E) پتروفاسیس (Z₂) سیلت‌سنگ حاوی خرده اسکلتی دوکفه‌ای؛ (F) پتروفاسیس (Z₃) سیلت‌سنگ ماسه‌ای؛ (G) ریزرخساره (C1) فلوئستون حاوی دوکفه‌ای؛ (H) ریزرخساره (C2) رودستون ماسه‌ای حاوی دوکفه‌ای و خرده‌های اسکلتی دیگر؛ (I) پتروفاسیس C3: رودستون حاوی دوکفه‌ای و خرده‌های اسکلتی دیگر (XPL).

۲- رخساره میکروسکپی محیط حاشیه ساحل

رودستون ماسه‌ای حاوی دوکفه‌ای، خرده‌های اسکلتی و گلاکونی Rudstone (Sandy Bioclastic Bivalve) (C₂): اجزای اسکلتی این رخساره شامل ۳۰ تا ۳۵ درصد اویستر و سایر دوکفه‌ایها (۱ تا ۱۰ سانتی‌متر) و ۱۰ تا ۲۵ درصد خرده‌های اسکلتی براکیوپود (۲ تا ۳ سانتی‌متر)، بریوزوئر (۳ تا ۵ سانتی‌متر)، گاستروپود (۰/۲ تا ۲/۵ سانتی‌متر) و جلبک

قرمز (۱/۵ سانتی‌متر) است. اکثر دوکفه‌ایها به صورت خرد شده دیده می‌شوند. مقدار گلاکونی در این رخساره حدود ۵ تا ۲۰ درصد و اجزای آواری شامل کوارتز، فلدسپات و خرده‌سنگ در اندازه ماسه ریز تا متوسط در حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد است که در زمینه‌ای از سیمان کلسیتی و گل آهکی قرار دارند (شکل ۴H). این ریزرخساره معادل RMF-14 در نوشته Flugel (2010) است.

۳- رخساره میکروسکپی محیط سدی

رودستون حاوی دوکفه‌ای و خرده‌های اسکلتی (C_3) (Bivalve Bioclastic Rudstone): اجزای اسکلتی این رخساره شامل ۵۰ درصد خرده‌های اسکلتی جلبک قرمز ($0/2$) تا $1/5$ سانتی‌متر، اکیودرم ($0/5$ تا $1/5$ سانتی‌متر)، بریوزوئر (1 تا 5 سانتی‌متر) و براکیوپود (2 تا 3 سانتی‌متر) و حدود ۳۵ درصد اویستر و سایر دوکفه‌ایها (2 تا 6 سانتی‌متر) است که به صورت دانه پشتیان در زمینه‌ای از سیمان کلسیتی و مقدار اندکی گل آهکی قرار دارند (شکل ۴I). مقدار گلاکونی در این رخساره حدود 2 تا 3 درصد و ذرات آواری آن حدود 3 درصد است. این ریزرخساره معادل RMF-26 در نوشته Flügel (2010) است.

محیط رسوبی

بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی، این واحدهای سنگی در زیر محیطهای دریای باز، حاشیه ساحل، سد و لاگون نهشته شده‌اند. نحوه جایگزینی مجموعه‌های رخساره‌ای می‌تواند نشان دهنده تغییرات کوچک و بزرگ در الگوهای محیطی نظیر آب و هوا، شدت جریان آب و یا تغییرات سطح نسبی آب دریا باشد (Bachmann & Hirsch, 2006). نهشته‌های مورد مطالعه در محیط دریایی شامل دریای باز، حاشیه ساحل، سد و لاگون برجای گذاشته شده‌اند.

محیط دریای باز (Open Marine)

رخساره‌های آواری محیط دریای باز در سازند آیتامیر به صورت ریز دانه و با ضخامت زیاد هستند. شیلها در این محیط به صورت لامینه (F1) و توده‌ای (Fm) مشاهده شده‌اند. شیلهای سبز پتروفاسیس Sh_2 و شیلهای سیلی رخساره Sh_3 با وجود گلاکونی و خرده‌های فسیلی پلاژیک (عمدتاً *Heterohelix*) در قسمت Offshore

تشکیل شده‌اند (Chang et al., 2008). رخساره سنگی فلوئستون C_1 نیز در قسمت Offshore تشکیل شده است. جهت یابی، حفظ شدگی خوب، درجه پایین سایش و خردشدگی خرده‌های اسکلتی که به دلیل حمل و نقل کوتاه و باقی ماندن خرده‌های اسکلتی در نزدیکی محل زیست آنها است مؤید محیط دریای باز است (Kidwell, 1986). همچنین وجود زمینه‌ای از گل، حضور روزن داران پلاژیک و فسیلهای جانوران سازگار با شوری نرمال دریا نظیر دوکفه‌ای و براکیوپود نشان دهنده رسوب گذاری در محیط دریای باز است (Mahboubi et al., 2010). کاهش در اندازه خرده‌های اسکلتی و بالا رفتن نسبت ماتریکس در این رخساره می‌تواند مرتبط با کاهش سطح انرژی در واحدهای دور از ساحل باشد. زمینه این رخساره دارای ذراتی در اندازه ماسه ریز و سیلت هستند که به احتمال زیاد از بخشهای پراثری ساحلی حمل شده است.

محیط حاشیه ساحل

حاشیه ساحل شامل رخساره‌های سنگی آواری Sh و Sm است که به صورت پتروفاسیسه‌های SS_2 و SS_3 هستند و در بخشهای مختلف آن نهشته شده‌اند. رخساره سنگی Sh که به صورت ماسه سنگهای (ساب‌لیت‌آرنایت تا ساب آرکوز) نازک تا متوسط لایه مشاهده می‌شوند، در سرعتهای پایین و بالای جریان آب حاصل می‌شود (Lee & Chough, 2006). این رخساره‌های سنگی دارای اثرات فسیلی نظیر *Paleophycus*, *Rhizocorallium*, *Thalassinoides* و *Arenicolites* است که مربوط به اثر رخساره کروزیانا و مؤید انرژی متوسط و مواد غذایی فراوان در بخشهای پایینی تا میانی حاشیه ساحل تحت شرایط نرمال دریایی هستند (Fürsich et al., 2006). جهت یابی اثر فسیل *Rhizocorallium* (Aquirre et al., 2010).

جورشدگی ضعیف به همراه بافت معکوس دیده می‌شود (Fursich & Oschmann, 1993).

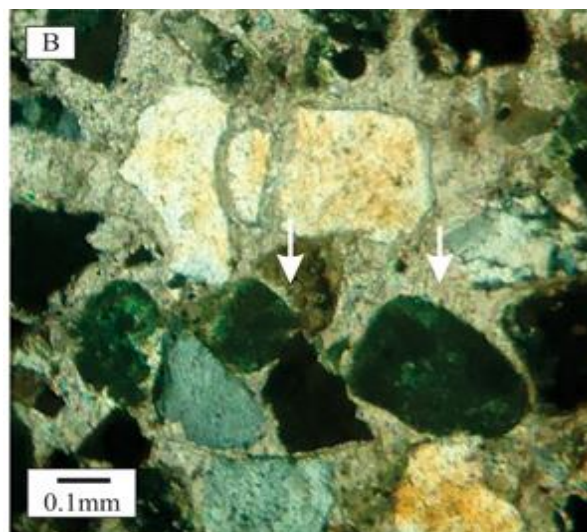
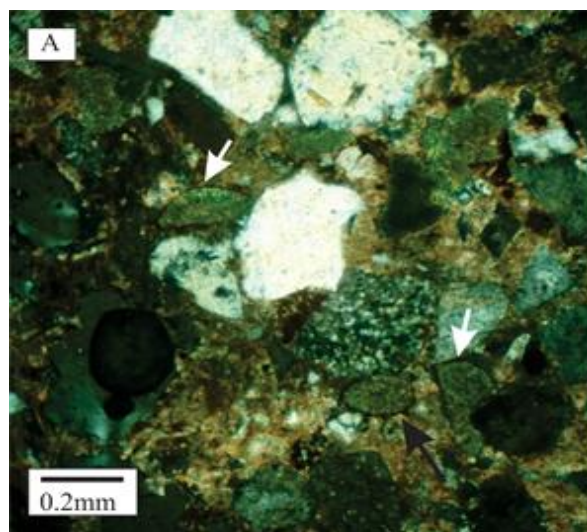
محیط سدی

محیط سدی دارای سطح انرژی امواج بالایی است و عمل حمل مجدد نهشته‌ها به صورت زیاد در آن انجام می‌پذیرد. در نتیجه نهشته‌های این قسمت دارای اندازه درشت‌تر و جورشدگی بهتری هستند. این محیط در سازند آیتامیر شامل رخساره‌های سنگی Sp، Sh و St است. این رخساره‌ها ماسه‌سنگهای گلاکونیتی (پتروفاسیس Ss₁) از نوع ساب‌آرکوز تا ساب‌لیت‌آرنایت، فاقد رس با جورشدگی خوب و دانه‌های خوب گردشده است که حاکی از یک دریای کم عمق با انرژی متوسط تا زیاد دارد. داشتن بلوغ بافتی مچور، گردشدگی خوب و ساختهای رسوبی نظیر لامیناسیون موازی، مورب و تراف نشان دهنده موقعیت پراانرژی حاشیه ساحل و تأثیر امواج است (Uroza & Steel, 2008) که گاهی اوقات تغییرات شدید در انرژی محیط (مانند وقوع طوفان) را تحمل می‌کرده‌اند. رسوب گذاری در این محیط به‌طور سریع در بستری دانه درشت و پراانرژی انجام شده است. وجود دانه‌های سبز گلاکونی از نوع برجا و نیمه برجا (آتوکتونوس یا پارآتوکتونوس) از دیگر خصوصیات این ماسه سنگها است (عقیقی و همکاران، ۱۳۹۲). گلاکونیهای نیمه برجا در داخل بستر حوضه و به صورت محلی و محدود جابه‌جا می‌شوند (Amorosi, 1997) و در سازند آیتامیر با داشتن ویژگیهایی نظیر حاشیه اکسید آهن در اطراف گلاکونی (شکل ۵A)، حاشیه‌ای از سیمان رشته‌ای اطراف دانه‌های گلاکونی (شکل ۵B)، گردشدگی و جورشدگی نسبتاً خوب شناخته می‌شوند (عقیقی و همکاران، ۱۳۹۲). حضور دانه‌های سبز گلاکونی در جازا نیز مؤید تشکیل این ماسه‌سنگها در محیط دریای کم عمق و پراانرژی است

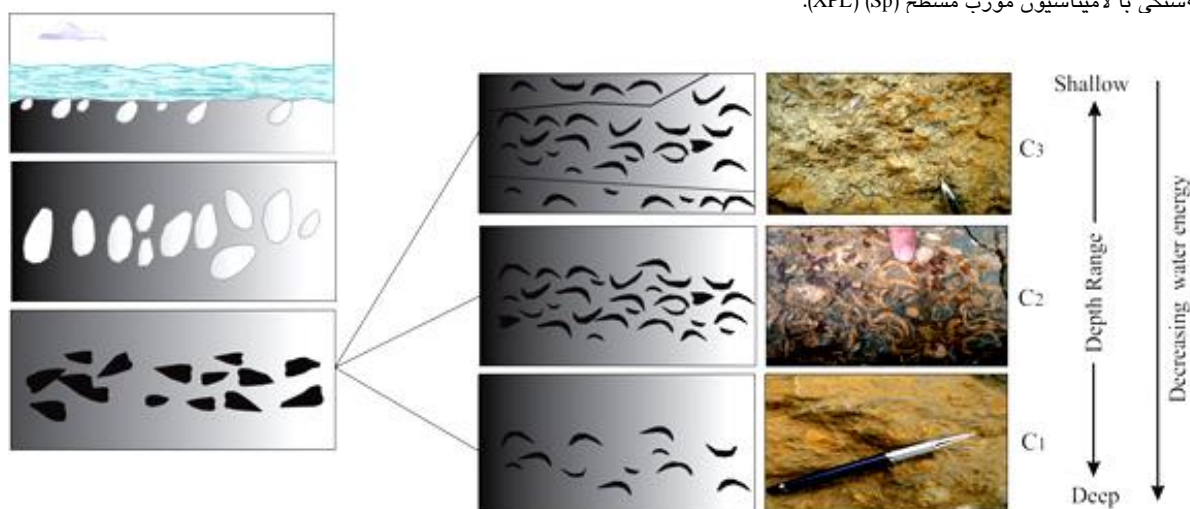
نیز بر انرژی متوسط در محیط دلالت می‌کند (قرائی و همکاران، ۱۳۸۹). این رخساره‌های سنگی به صورت ماسه‌سنگهای پتروفاسیس Ss₂ و Ss₃ مشاهده می‌شوند که حاوی خرده‌های فسیلی دوکفه‌ای و Heterohelix با حفظ شدگی ضعیف در بین دانه‌های سیلیسی آواری هستند و حاکی از وجود دوره‌های با جریانهای انرژی بالا می‌باشند (Khalife et al., 2006) که باعث حمل خرده‌های فسیلی به سمت حاشیه ساحل شده است. پتروفاسیسه‌های Z₂ و Z₃ نیز که به صورت توده‌ای مشاهده شده و دارای مقادیر بالایی گلاکونی و خرده‌های اسکلتی دوکفه‌ای و اثر فسیلی Cylindrichnous هستند، در محیط حاشیه ساحل تشکیل شده‌اند (Chang et al., 2008؛ Fursich et al., 2006). رخساره سنگی کربناته C₂ نیز در محیط حاشیه ساحل تشکیل شده است. تنوع نسبتاً بالای خرده‌های فسیلی و مقادیر بالای گلاکونیهای در جازا (عقیقی و همکاران، ۱۳۹۲) نشان‌دهنده تشکیل آن در محیط دریایی با مواد غذایی و شرایط نوری مناسب است (Jank et al., 2006). فراوانی بالای گلاکونیهای نیمه برجا (عقیقی و همکاران، ۱۳۹۲) نیز حاکی از ته‌نشینی این رخساره در محیط حاشیه ساحل است (Amorosi, 2003). عدم جهت‌گیری پوسته‌های فسیلی، خردشدگی و سایش بالا و تراکم بالای قالبهای فسیلی حاکی از حمل مجدد خرده‌های اسکلتی و رسوب گذاری سریع به وسیله جریانهای آشفته با انرژی بالا است (شکل ۶). فراوانی نوسانات انرژی هیدرودینامیکی داخل حوضه و تأثیر مداوم آن بر روی اُفقهای پرفسیل موجب شده که غالباً گل حمل شده و زمینه دانه درشت‌تر با آرایش چگال قالبهای فسیلی باقی بماند. به سمت بالای حاشیه ساحل از فراوانی و ضخامت اُفقهای پرفسیل کاسته می‌شود و به دلیل حمل مجدد و تأثیر امواج خردشدگی، سایش و تجمع خرده‌های اسکلتی بیشتر می‌شود و

(Chaftez & Read, 2000). وجود این شواهد نشان دهنده موقعیت حاشیه ساحل تحت تأثیر امواج است که در مجموعه سدی برجای گذاشته شده‌اند (Uroza & Steel, 2008).

رخساره سنگی C₃ نیز در محیط سدی نهشته شده است. این آفقی به دلیل تشکیل شدن از لایه‌هایی با خصوصیات متفاوت طبق نظر Kidwell (1991) از نوع مرکب یا چندگانه است. حفظ شدگی، خردشدگی و سایش در لایه‌های آن متفاوت است که مؤید تشکیل این رخساره در طی مراحل چندگانه است. وجود ساختهای رسوبی طبقه‌بندی مورب مسطح و عدسی و اثرفسیلهای *Thalassinoides*, *Paleophycus* و *Diplocraterion* حاکی از رسوب‌گذاری این رخساره در محیط با انرژی متوسط تا زیاد (Fursich *et al.*, 2006; Uroza & Steel, 2008) دارد که مربوط به اثر رخساره گلوسی فانجیتس است. نبود گل بیانگر حمل و نقل ذرات رسوبی تحت تأثیر جریانهای پرانرژی در محیط رسوب‌گذاری است (El-Azabi & El-Araby, 2005). بافت دانه پستیان با فراوانی روزن‌داران، جلبک قرمز، اکتینودرم و دوکفه‌ای نیز نشان‌دهنده انرژی متوسط تا زیاد محیط است (Fournier *et al.*, 2004). بر اساس موقعیت این رخساره در توالی مورد مطالعه و رخساره‌های همراه و وجود ساختهای رسوبی نظیر طبقه‌بندی مورب مسطح و



شکل ۵: (A) حاشیه اکسید آهن اطراف دانه‌های گلاکونی نابرجا در رخساره ماسه‌سنگی با لامیناسیون موازی (Sh); (B) حاشیه‌ای از سیمانهای رشته‌ای اطراف دانه‌های گلاکونی نابرجا در رخساره ماسه‌سنگی با لامیناسیون مورب مسطح (Sp) (XPL).



شکل ۶: مدل توصیفی تجمع خرده‌های اسکلتی در انواع رخساره‌های کربناته در منطقه مورد مطالعه (با تغییرات از Yanhong *et al.*, 2012)

عدسی شکل و موجودات دریای باز این نهشته‌ها در بالای خط اثر امواج (Leonide et al., Peyravi et al., 2010) و در سدهای نزدیک به ساحل در زمان پیش‌روی و بالا آمدن سطح آب دریا تشکیل شده‌اند.

محیط لاگون

رخساره سنگی FI در محیط لاگون قرار دارد. این رخساره سنگی شامل شیل و سیلت‌سنگهای خاکستری (پتروفاسیس Z_1 و Sh_1) که فاقد یا دارای مقادیر بسیار کمی گلاکونیهای نابالغ و سبز کمرنگ و حاوی مقادیر بالایی از پولکهای ژیس هستند. وجود پولکهای ژیس، نبود شرایط لازم برای تشکیل گلاکونی از جمله عدم وجود بستر مناسب، شوری زیاد و نبود چرخش کافی آب برای تأمین یونهای آهن و پتاسیم مؤید تشکیل این رخساره در محیط لاگون است (Diaz et al., 2002).

بر اساس تغییرات جانبی و قائم رخساره‌های سنگی (شکل‌های ۷ و ۸)، زیر محیط‌های در نظر گرفته شده برای نهشته‌های آواری و کربناته سازند آیتامیر شامل دریای باز، حاشیه ساحل، سد و لاگون است (شکل ۹).

چینه نگاری سکاسی

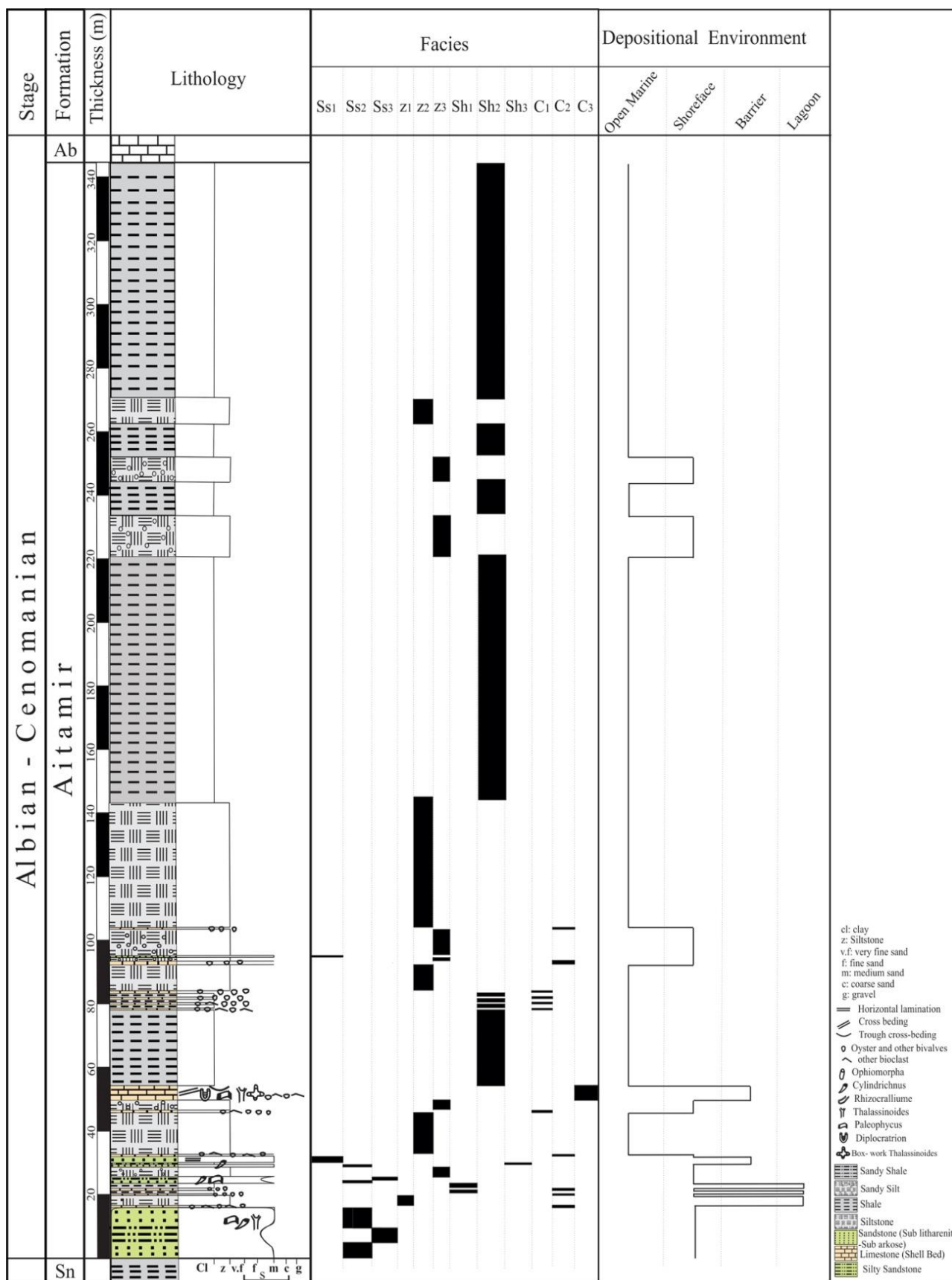
چینه نگاری سکاسی، با الگوی انباشتگی چینه‌ها و تغییرات آنها در یک چارچوب زمانی مرتبط می‌باشد و روش مفیدی جهت بررسی تحول چینه‌شناسی و رسوب‌گذاری چرخه‌ای در حوضه‌های رسوبی است (Catuneanu et al., 2006). با بررسی نوع رخساره‌ها و روند تغییرات رخساره‌ای، سکاسهای رسوبی سازند آیتامیر در برشهای مورد مطالعه تعیین شده است.

سازند آیتامیر در برش آرتنج و قرقره به ترتیب از ۵ و ۴ سکاس رسوبی تشکیل شده است (شکل‌های ۱۰، ۱۲ و ۱۳). حد زیرین سازند آیتامیر در برشهای مورد مطالعه با سازند

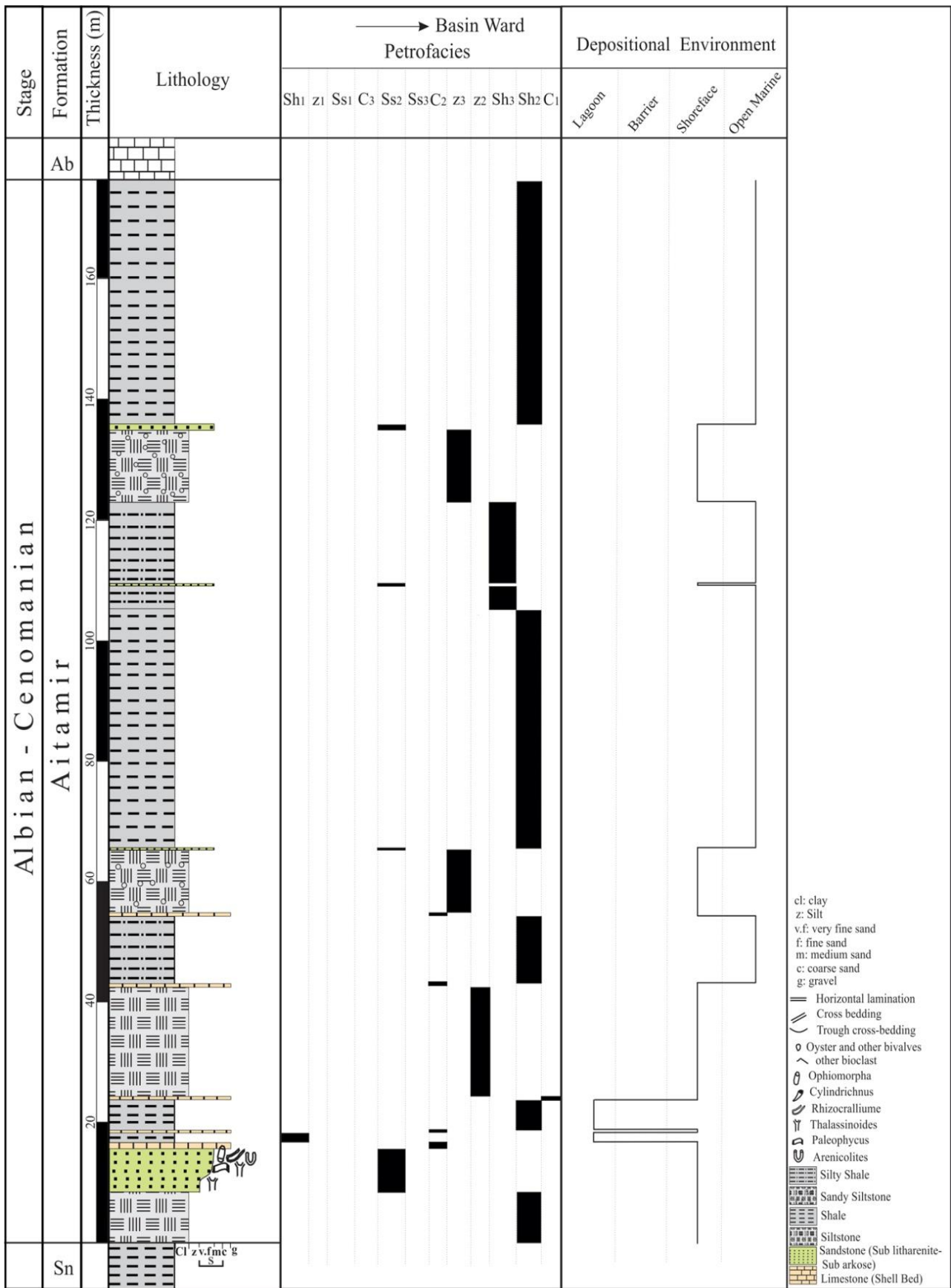
سنگانه، سطحی مشخص است و با قرارگیری ماسه‌سنگهای محیط کم عمق دریا بر روی شیل‌های تیره رنگ و پرفسیل سازند سنگانه مشخص می‌گردد که به احتمال زیاد مرز سکاسی پایین‌تر از سازند آیتامیر و درون سازند سنگانه قرار دارد. سطح بین شیل‌های سبز و خاکستری سازند آیتامیر با مارن و شیل‌های آبی روشن سازند آب‌دراز بر مبنای مطالعات دیرینه‌شناسی (Kalantary, 1987) از نوع SB_1 است. مرز سکاسهای درون سازند آیتامیر از نوع SB_2 است. شناسایی مرزهای سکاسی بر اساس تغییرات ناگهانی رخساره‌های سنگی بوده که در برشهای مورد مطالعه تغییراتی را نشان می‌دهند. رأس سازند آیتامیر به عنوان خط مبنا در نظر گرفته شده است.

سکاس رسوبی ۱ (DS_1): این سکاس در برشهای آرتنج و قرقره بین دو سازند سنگانه و آیتامیر مشترک است و دسته رخساره TST درون سازند سنگانه قرار دارد. این سکاس در هر دو برش از دسته رخساره HST تشکیل شده که در برشهای آرتنج و قرقره به ترتیب ۱۶ و ۱۵ متر ضخامت دارد. پس‌روی آب دریا در اواخر کرتاسه پیشین (افشارحرب، ۱۳۷۳) باعث تبدیل محیط دریایی نسبتاً عمیق سنگانه به محیط حاشیه ساحلی شده است که با برجای گذاشته شدن توالی ضخیم ماسه‌سنگهای گلاکونیتی خوب جور شده و گردشده مشخص می‌شود. حضور افق پرفسیل Transgressive lag در انتهای این توالیها نشان دهنده مرز بالایی این سکاس در برشهای مورد مطالعه می‌باشد که این مرز از نوع SB_2 است. به طور کلی در هر دو برش به سمت بالا اندازه دانه‌ها درشت‌تر و از فراوانی دانه‌های گلاکونی کاسته می‌شود. ماسه‌سنگها ساب‌مچور تا مچور و از نظر ترکیبی ساب‌آرکوز تا ساب‌لیت‌آرنایت و مربوط به حاشیه ساحل هستند.

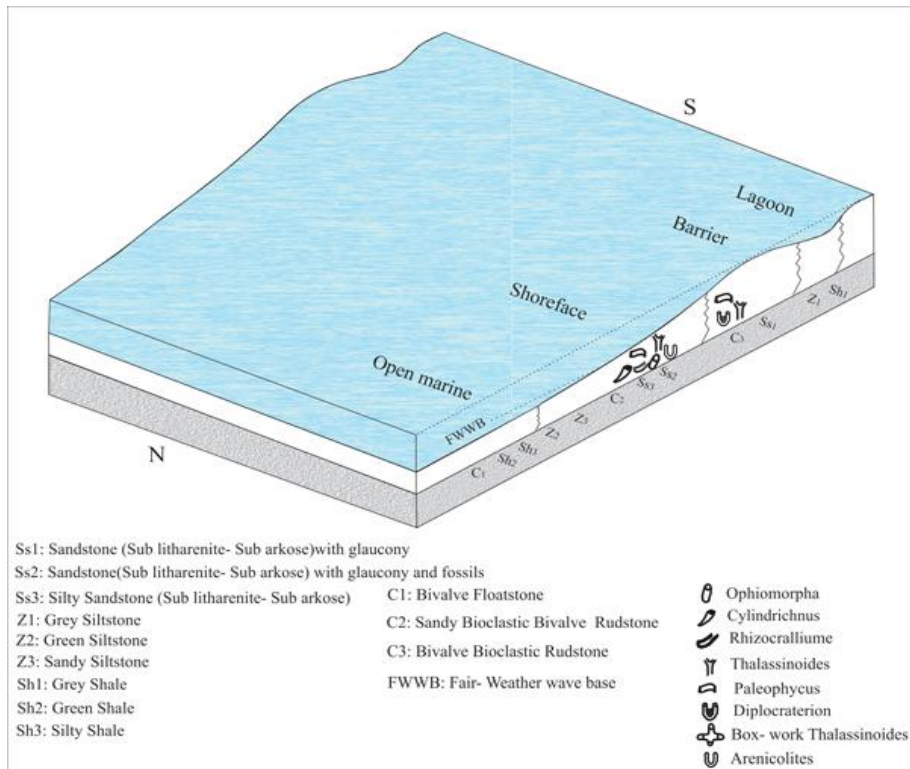
سکاس رسوبی ۲ (DS_2): ضخامت این سکاس در برش آرتنج ۳۷ متر و در برش قرقره ۴۳ متر است. مرز بالایی و



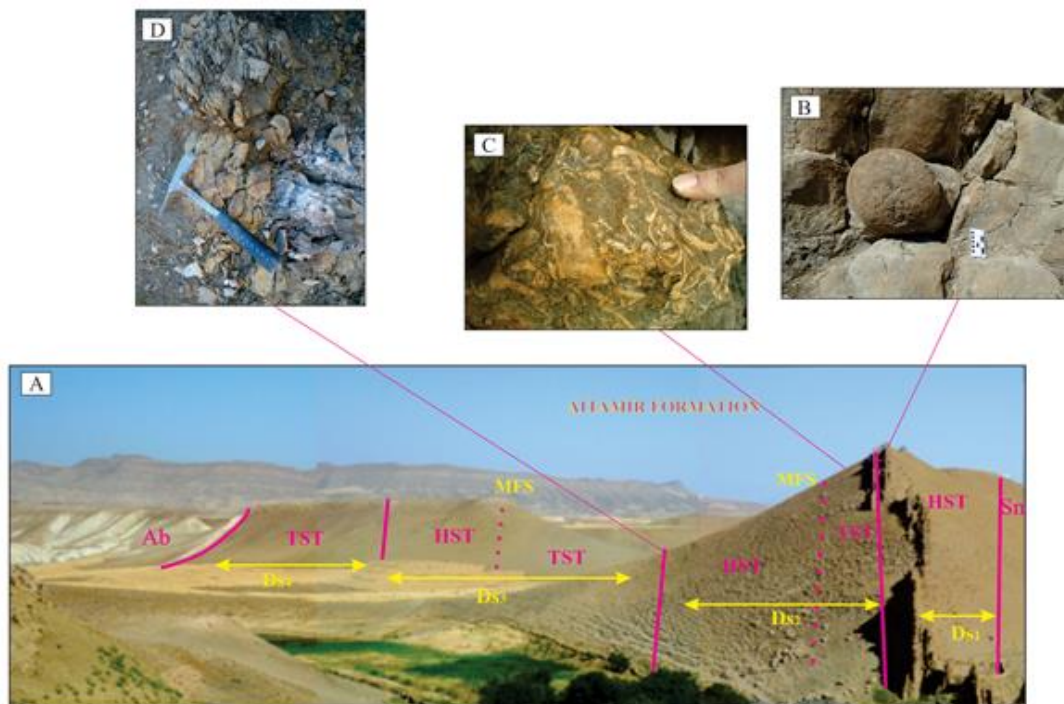
شکل ۷: ستون رخساره‌ای سازند آیتامیر در برش آرتنج



شکل ۸: ستون رخساره‌های سازند آیتامیر در برش قرقره



شکل ۹: مدل رسوبی سازند آیتامیر در ناحیه مورد مطالعه به همراه جایگاه اثرفسیلها و رخساره‌ها

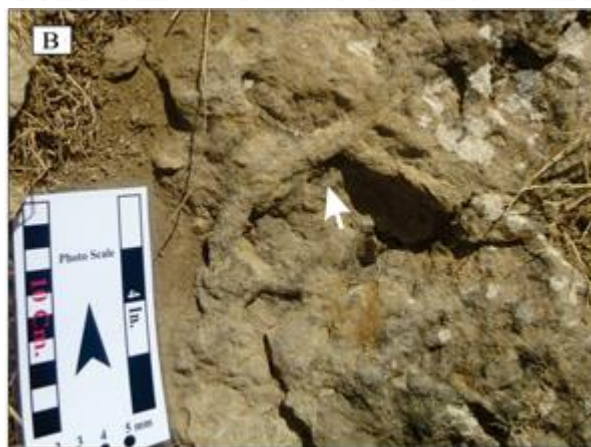


شکل ۱۰: (A) تصویر صحرایی سازند آیتامیر در برش قرقره به همراه دسته رخساره‌ها و تصاویر مربوط به هر قسمت (Sn: سنگانه و Ab: آبدراز)؛ (B) ندولهای ماسه‌سنگی در ماسه‌سنگهای دسته رخساره HST سکانس ۱؛ (C) افق پرفسیل حاشیه ساحل در دسته رخساره TST سکانس ۲؛ (D) ماسه‌سنگهای نازک لایه رأس دسته رخساره HST سکانس ۲

پرفسیل Condensed backlap در انتهای این دسته رخساره مشخص کننده مرز و سطح حداکثر پیش‌روی است.

پایینی در هر دو برش از نوع SB₂ است. دسته رخساره TST در برش آرتنج شامل ۲ پاراسکانس است که افق

باقیمانده قاعده‌ای به ضخامت ۳۰ سانتی‌متر شروع می‌شود که مربوط به بخش پایینی دسته رخساره پیش‌رونده است و از طریق پیش‌روی امواج در ساحل تشکیل شده است (Kumar *et al.*, 2009). اندازه درشت خرده‌های اسکلتی، سایش و شکستگی زیاد و عدم جهت‌یابی خرده‌های اسکلتی حاکی از انرژی بالا در این اُفقها است (شکل ۱۱A). پاراسکانس اول با شیل‌های حاوی پولک‌های ژپس و مربوط به محیط لاگون ادامه می‌یابد و به اُفق پرفسیل مربوط به حاشیه ساحل ختم می‌شود. پاراسکانس دوم هم با شیل‌های حاوی ژپس شروع می‌شود که در انتهای آن اُفق پرفسیل دریای باز به ضخامت ۳۰ سانتی‌متر از نوع Condensed backlap shellbed وجود دارد که دارای تراکم متوسطی از خرده‌های اسکلتی با آرایش تصادفی و جورشدگی ضعیف و گسترش جانبی بالا است و نشان دهنده سطح حداکثر پیش‌روی است (Parras & Casadio, 2005). حضور گلاکونیهای مچور در انتهای دسته رخساره TST حاکی از دوره کاهش تأمین نهشته‌های آواری در کف حوضه است (El-ghali *et al.*, 2009). دسته رخساره HST هم شامل ۵ پاراسکانس است. پاراسکانس اول شامل شیل دریایی و ماسه‌سنگ‌های حاشیه ساحل، پاراسکانس دوم شامل سیلت‌سنگ ماسه‌ای و ماسه‌سنگ‌های سیلتی حاشیه ساحل، پاراسکانس سوم شامل شیل‌های سیلتی و ماسه‌سنگ‌های محیط سدی، پاراسکانس چهارم شامل اُفق پرفسیل حاشیه ساحل و سیلت‌سنگ‌های حاوی ژپس محیط لاگون و پاراسکانس پنجم شامل اُفق پرفسیل حاشیه ساحل، سیلت‌سنگ ماسه‌ای و اُفق پرفسیل سدی است. این اُفق دارای اثر رخساره گلوسی‌فانجیتس و مربوط به محیط پرانرژی است. ماسه‌سنگ‌ها در این دسته رخساره سابلیت‌آرنایت، نازک تا متوسط لایه، دانه ریز تا متوسط با جورشدگی و گردشدگی متوسط تا خوب هستند. به طور کلی در این دسته رخساره به سمت بالا



شکل ۱۱: A) رسوبات باقی‌مانده قاعده‌ای رخساره C₂ در ابتدای دسته رخساره TST سکانس شماره ۱ برش قرقره؛ B) تصویر صحرایی اثر فسیل *Thalassinoides* مربوط به اثر رخساره گلوسی‌فانجیتس در رخساره C₃. سکانس شماره ۳ برش آرتنج؛ C) افق پرفسیل رخساره C₁ در بخش انتهایی دسته رخساره TST سکانس شماره ۳ برش آرتنج

در دسته رخساره HST رخساره گلوسی‌فانجیتس مرز سکانس و سطح پیش‌روی را نشان می‌دهد. دسته رخساره TST در این سکانس با یک اُفق پرفسیل از نوع نهشته‌های

اندازه دانه‌ها درشت شو است که از میزان بلوغ گلاکونیها کاسته می‌شود.

سکانس ۲ در برش قرقره نیز شامل دسته رخساره‌های TST و HST است که در TST افق پرفسیل Condensed backlap نشان دهنده مرز دسته رخساره است و در HST وجود ماسه سنگهای حاشیه ساحل کم عمق شدن حوضه و مرز سکانس را نشان می‌دهند. دسته رخساره TST در برش قرقره نیز با افق پرفسیل از نوع نهشته‌های باقی‌مانده قاعده‌ای به ضخامت ۲۵ سانتی‌متر شروع می‌شود. این دسته رخساره شامل ۲ پاراسکانس است. پاراسکانس اول شامل شیل‌های حاوی ژپس محیط لاگون و افق پرفسیل حاشیه ساحل و پاراسکانس دوم نیز شامل شیل‌های محیط لاگون و افق پرفسیل دریای باز است. افق پرفسیل رأس این دسته رخساره دارای تراکم متوسطی از خرده‌های اسکلتی با آرایش تصادفی و جورشدگی ضعیف از نوع backlap Condensed shell bed است و مشابه افقی است که Kumar *et al.* (2009) به عنوان سطح حداکثر پیش‌روی معرفی کرده‌اند. در این دسته رخساره به سمت بالا بر میزان بلوغ دانه‌های گلاکونی و میزان سیمان کلسیتی افزوده می‌شود. دسته رخساره HST در این برش نیز شامل ۳ پاراسکانس است. پاراسکانس اول با سیلت‌سنگهای سبز حاوی گلاکونی و مربوط به محیط دریای باز شروع می‌شود که در انتهای افق پرفسیل حاشیه ساحل قرار دارد. پاراسکانس دوم با شیل سیلتی آغاز و با افق پرفسیل حاشیه ساحل خاتمه می‌یابد. این افق‌های پرفسیل از نوع toplap shellbed و مشخصه دسته رخساره HST هستند. این افق‌ها دارای پوسته‌های فسیلی به هم ریخته با جورشدگی نسبتاً خوب، خردشدگی متوسط و آرایش متراکم تا پراکنده هستند. این نوع تجمعات در یک محیط پرنرزی حاشیه ساحل و در اثر عمل سریع امواج یا طوفان تجمع یافته‌اند (Parras & Casadio, 2005). پاراسکانس

سوم هم شامل سیلت‌سنگ ماسه‌ای و ماسه‌سنگهای نازک لایه در رأس است. ماسه‌سنگهای سبز رنگ از نوع ساب‌آرکوز تا ساب‌لیت‌آرنایت و ساب‌مچور تا مچور و حاوی خرده‌های اسکلتی دوکفه‌ای هستند. در این دسته رخساره به سمت بالا اندازه دانه‌ها درشت‌تر می‌شود که نشانه پیش‌روی خط ساحلی در جهت دریا است و از میزان سیمان کلسیتی نیز کاسته می‌شود.

سکانس رسوبی ۳ (DS₃): در برش آرتنج ضخامت این سکانس ۵۰ متر و در برش قرقره ۷۶ متر است که دارای بیشترین ضخامت در برش قرقره است. در برش آرتنج و قرقره مرز بالایی و پایینی از نوع SB₂ است. در برش آرتنج تشخیص سطح پیش‌روی در این سکانس با اثر رخساره گلوسی‌فانجیتس میسر شده است (برای مثال: Toplap Mac Eachern *et al.*, 1990) و افق پرفسیل shell bed نیز مشخص کننده مرز سکانس ۳ در این برش است. اثر رخساره گلوسی‌فانجیتس در این لایه با تنوع گونه‌ای کم و فراوانی بالا شامل اثر فسیل *Thalassinoides* به صورت Y شکل و شبکه‌ای (شکل ۱۱B)، *Paleophycus* و *Diplocratrion* است. دسته رخساره TST در برش آرتنج شامل ۴ پاراسکانس است که هر ۴ پاراسکانس با شیل‌های سبزرنگ دریایی آغاز و در انتها به افق پرفسیل دریایی نوع backlap shellbed ختم می‌شود (شکل ۱۱C). این افق‌ها دارای تراکم پایینی از خرده‌های اسکلتی با جورشدگی ضعیف و گسترش جانبی بالا است. در این دسته رخساره به سمت بالا بر فراوانی و رسیدگی گلاکونیها و همچنین میزان سیمان کلسیتی افزوده می‌شود که مطابق با الگوی توزیعی معرفی شده توسط El-Ghali *et al.* (2009) است به طوری که در حداکثر سطح پیش‌روی گلاکونیها تکامل یافته هستند. دسته رخساره HST هم شامل سه پاراسکانس است که پاراسکانس اول شامل سیلت‌سنگ دریای باز و افق پرفسیل حاشیه ساحل،

این لایه شیلی قرار دارد و مشابه این سطح در برش آرتنج نیز هست. دسته رخساره HST هم شامل ۲ پاراسکانس است. پاراسکانس اول شامل شیل دریایی، شیل سیلتی و ماسه‌سنگهای نازک لایه، قهوه‌ای تا سبز رنگ و دانه متوسط در رأس است. پاراسکانس دوم هم با شیل‌های سیلتی آغاز می‌شود که به سمت بالا به سیلت‌سنگ ماسه‌ای و ماسه‌سنگهای ساب‌لایت تا ساب‌آرکوز، نازک لایه که حاوی مقادیر کمی خرده‌های اسکلتی و گلاکونی هستند، ختم می‌شود. به طور کلی در این دسته رخساره به سمت بالا از میزان سیمان کلسیتی و درجه بلوغ گلاکونیها کاسته می‌شود.

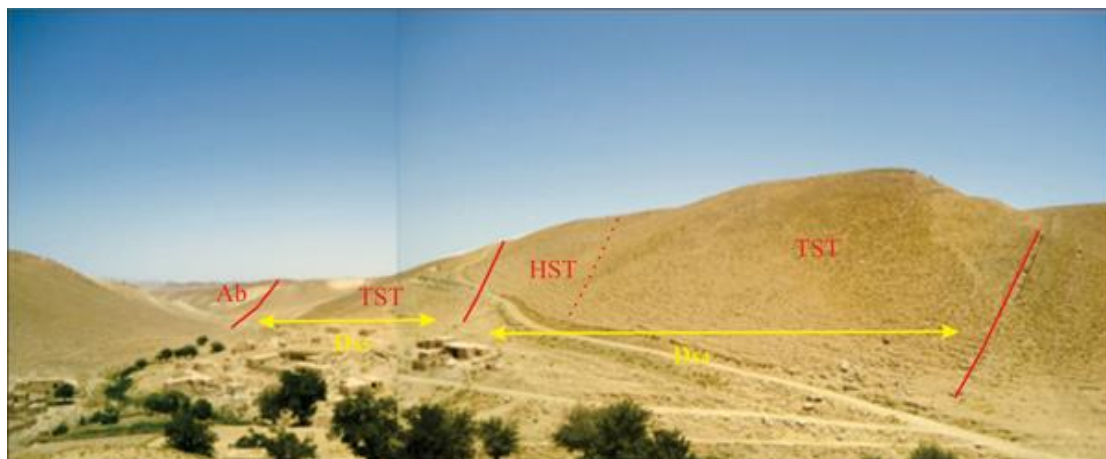
سکانس رسوبی ۴ (DS₄): این سکانس در برش آرتنج ۱۵۷ متر ضخامت و در برش قرقره ۴۰ متر ضخامت دارد. در برش آرتنج مرز پایینی و بالایی از نوع SB₂ است و در برش قرقره مرز پایینی از نوع SB₂ و مرز بالایی از نوع SB₁ است. در برش آرتنج این سکانس شامل شیل و سیلت‌سنگهای دریایی است که در انتها سیلت‌سنگهای محیط حاشیه ساحل کم عمق شدن حوضه و مرز سکانس را نشان می‌دهد. دسته رخساره TST شامل ۱ پاراسکانس است که با سیلت‌سنگهای دریایی آغاز می‌شود و با شیل‌های سبز تا خاکستری دریایی خاتمه می‌یابد و سطح حداکثر غرقابی احتمالاً درون این شیلها قرار دارد. دسته رخساره

پاراسکانس دوم شامل سیلت‌سنگ ماسه‌ای و ماسه‌سنگهای ساب‌آرکوز نازک لایه مربوط به حاشیه ساحل و پاراسکانس سوم هم شامل سیلت‌سنگ ماسه‌ای و افق پرفسیل حاشیه ساحل در رأس است. افقهای پرفسیل این دسته رخساره دارای پوسته‌های فسیلی به هم ریخته با جورشدگی نسبتاً خوب، خردشدگی متوسط و آرایش پراکنده و از نوع toplap shell bed هستند.



شکل ۱۲: تصویر صحرایی سازند آیتامیر در برش آرتنج به همراه دسته رخساره‌ها در سکانسهای ۱ تا ۳ (Sn: سازند سنگانه)

سکانس ۳ در برش قرقره شامل دسته رخساره‌های TST و HST است که ماسه‌سنگهای حاشیه ساحل نشان دهنده کم عمق شدن حوضه و مرز سکانس ۳ در برش قرقره هستند. دسته رخساره TST از شیل‌های سبز رنگ و حاوی مقادیری گلاکونی تشکیل شده است که سطح MFS احتمالاً درون



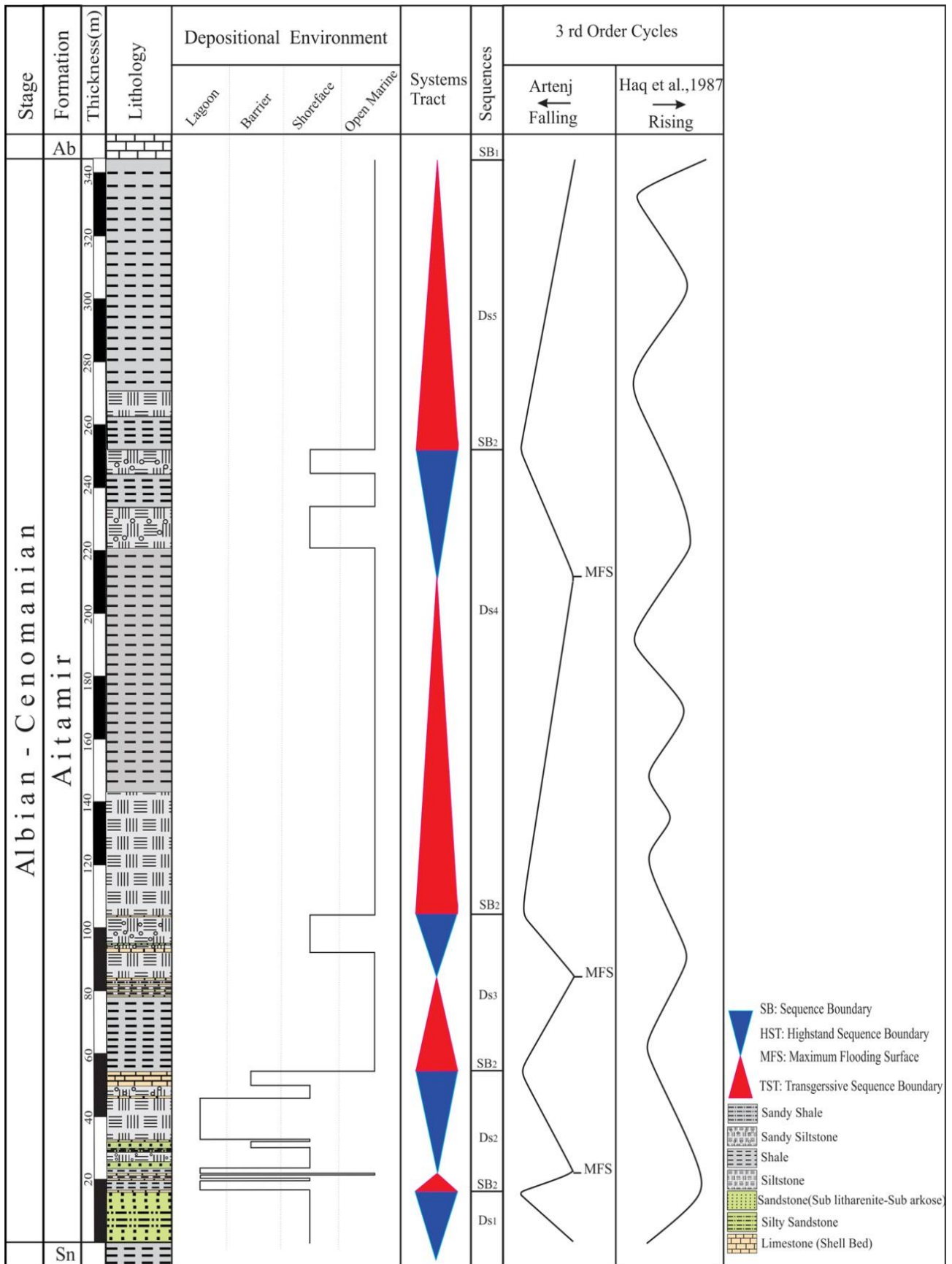
شکل ۱۳: تصویر صحرایی سازند آیتامیر در برش آرتنج به همراه دسته رخساره‌های مربوط به سکانسهای ۴ و ۵

نتیجه‌گیری

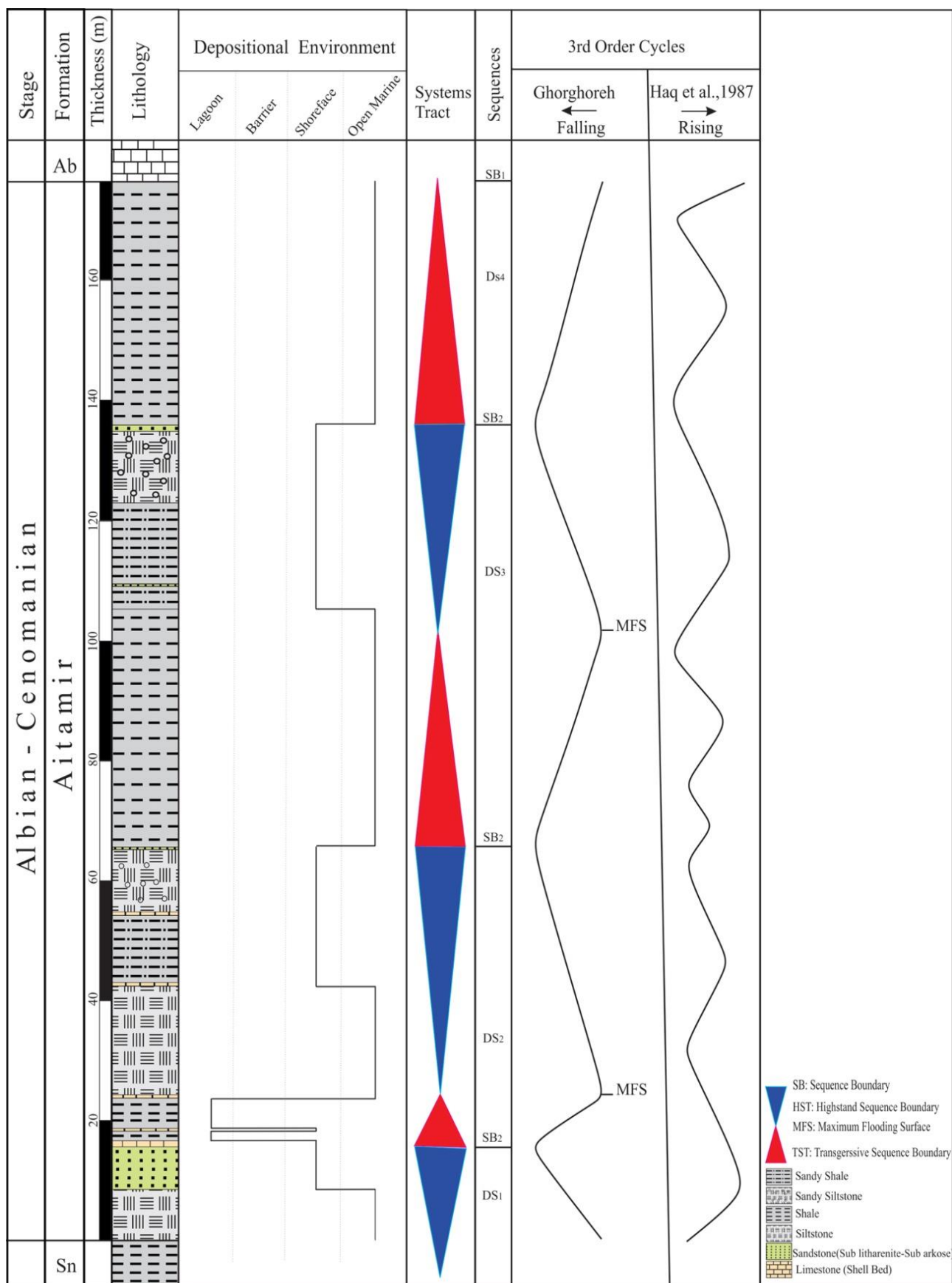
مطالعه رخساره‌های رسوبی، پتروگرافی، صحرایی و دیگر شواهد سنگ شناختی سازند آیتامیر در ناحیه بزنگان - شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ نشان می‌دهد که این سازند حاصل اختلاط نهشته‌های آواری - کربناته در یک سیستم رسوبی دریایی کم عمق است. این مطالعات به شناسایی ۳ مجموعه رخساره ماسه‌سنگ، گل‌سنگ (شیل و سیلت‌سنگ) و کربناته منجر شده است. نهشته‌های آواری و کربناته این سازند در زیر محیط‌های دریایی باز (Z_1 و Sh_1)، حاشیه ساحل (Z_2 و Sh_3)، (Sh_2, C_1) و $(Z_3$ و SS_3)، (SS_2, C_2) ، $(SS_1$ و $C_3)$ و لاگون (Z_1 و Sh_1) نهشته شده‌اند. طبق مطالعات انجام شده به ترتیب ۵ و ۴ سکانس رسوبی در برشهای آرتنج و قرقره شناسایی شده است که سکانس اول در هر دو برش با سازند سنگانه مشترک است و مرز بالایی این سازند با سازند سنگانه از نوع SB_1 است. مرزهای درون سازند آیتامیر از نوع SB_2 است. مقایسه منحنیهای رده سوم تغییرات سطح آب دریا در ناحیه مورد مطالعه با منحنیهای جهانی، بیانگر انطباق نسبی بین این منحنیها است که اختلافات موجود به عوامل محلی (از قبیل شرایط تکتونیکی منطقه و میزان رسوب‌گذاری) نسبت داده می‌شود. در برش آرتنج قسمتهایی از سکانسهای ۲ تا ۵ با منحنی رده سوم انطباق دارد و در برش قرقره قسمتی از سکانسهای ۲ تا ۴ دارای انطباق است. به طور کلی حوضه رسوب‌گذاری سازند آیتامیر در محل برشها در طی زمان (آلبین - سنومانین) نسبت به سطح جهانی، در محل مرزهای سکانسی و حداکثر سطح پیش‌روی به خصوص در برش آرتنج نوسانات کمتری را متحمل شده است. اختلافاتی که با منحنیهای جهانی دیده می‌شود ممکن است به دلیل تأثیرات محلی از جمله نرخ فروروشینی، نرخ تأمین رسوب و توپوگرافی بستر باشد.

HST شامل شامل دو پاراسکانس است که دارای تناوبی از شیل‌های سبز دریایی و سیلت‌سنگهای ماسه‌ای حاشیه ساحل هستند. در این دسته رخساره به سمت بالا فراوانی گلاکونیا افزایش یافته است. این سکانس در برش قرقره فقط شامل دسته رخساره TST است که شامل شیل‌های دریایی است که در زیر شیل و مارنهای روشن سازند آب‌دراز قرار گرفته‌اند.

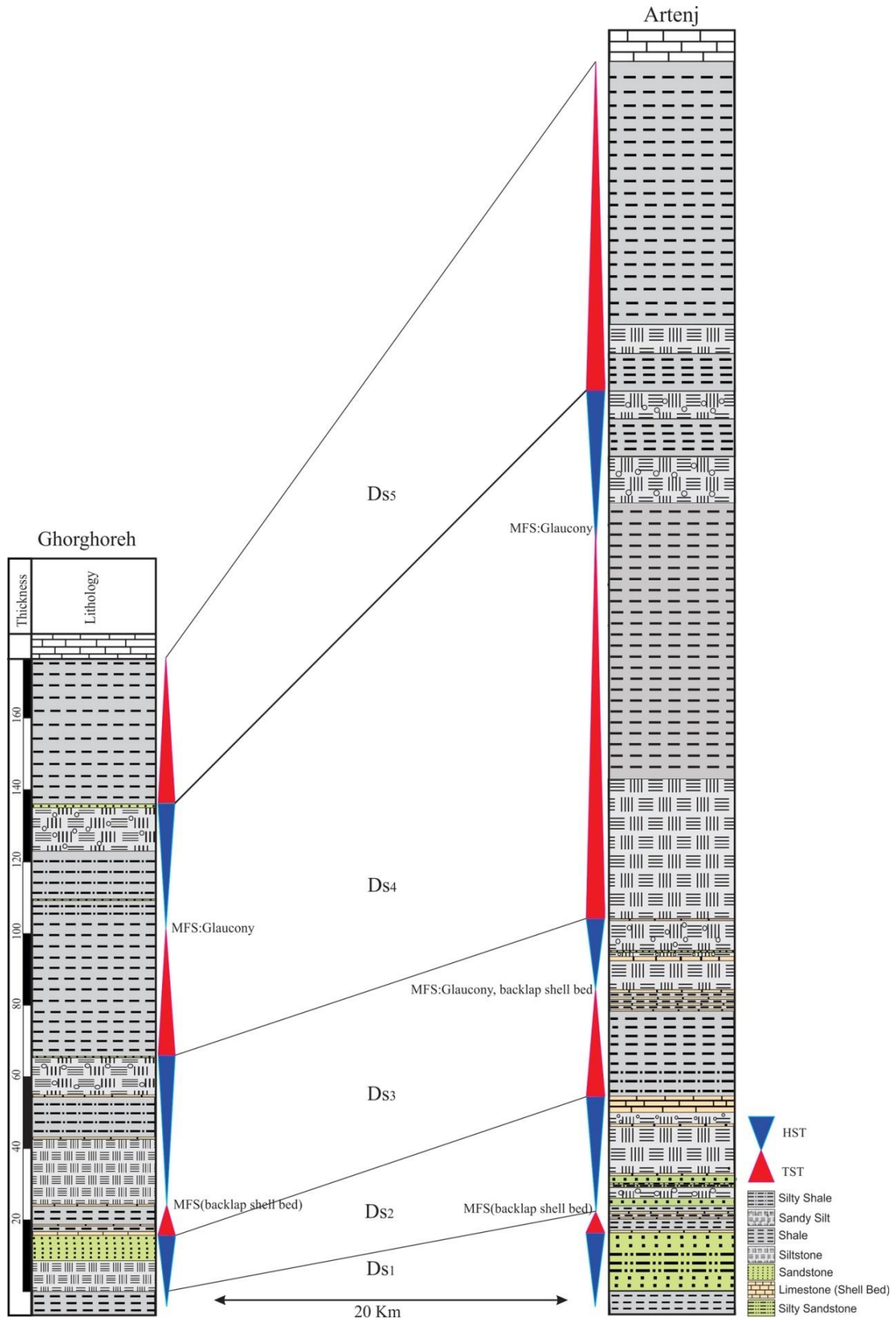
سکانس رسوبی ۵ (DS₅): این سکانس فقط در برش آرتنج قرار دارد و دارای ۹۰ متر ضخامت است که شامل دسته رخساره TST است. مرز پایینی این دسته رخساره از نوع SB_2 و مرز بالایی آن از نوع SB_1 است. این دسته رخساره شامل شیل‌های سبز تا خاکستری دریایی با میان‌لایه‌ای از سیلت‌سنگهای دریایی است که در زیر شیل و مارنهای روشن سازند آب‌دراز قرار گرفته‌اند. منحنی رده سوم تغییرات سطح آب دریا در توالیهای مورد مطالعه بدون در نظر گرفتن نرخ رسوب‌گذاری و تراکم با منحنی جهانی مقایسه شده (Haq et al., 1987) که دارای شباهتها و تفاوتی هستند (شکل‌های ۱۴ تا ۱۶). در برش آرتنج قسمتهایی از سکانسهای ۲ تا ۵ با منحنی رده سوم انطباق دارد و در برش قرقره قسمتی از سکانسهای ۲ تا ۴ دارای انطباق است. به طور کلی حوضه رسوب‌گذاری سازند آیتامیر در محل برشها در طی زمان (آلبین - سنومانین) نسبت به سطح جهانی، در محل مرزهای سکانسی و حداکثر سطح پیش‌روی به خصوص در برش آرتنج نوسانات کمتری را متحمل شده است. اختلافاتی که با منحنیهای جهانی دیده می‌شود ممکن است به دلیل تأثیرات محلی از جمله نرخ فروروشینی، نرخ تأمین رسوب و توپوگرافی بستر باشد.



شکل ۱۴: چینه نگاری سکانسی سازند آیتامیر در برش آرتنج



شکل ۱۵: چین‌نگاری سکansı سازند آیتامیر در برش قرقره



شکل ۱۶: انطباق جانبی برشهای مورد مطالعه سازند آیتامیر بر اساس آنالیز چینه نگاری سکانسی

سپاس‌گزاری

می‌گردد. همچنین از داوران محترم این مقاله که با نظرهای ارزشمند خود به ارتقای علمی این مقاله کمک کرده‌اند، سپاس‌گزاریم.

از گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد برای کمک‌های بی‌شائبه در طول این پژوهش تشکر می‌شود. از همکاری آقایان مهندس مجتبی کاویان‌پور، مسلم خداویسی و محمود شرفی در مطالعات صحرایی قدردانی

منابع

- افشار حرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین‌شناسی کپه‌داغ. *سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۲۷۵ صفحه.
- عقیقی، ر.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا.، خانه‌باد، م.، ۱۳۹۲. بررسی سازوکار تشکیل گلاکونیهای سازند آیتامیر در ناحیه بزنگان - شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ. *فصل‌نامه همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی*.
- Aguirre, J., Gibert, J.M.de., & Puga-Bernabeu, A., 2010. Proximal- distal ichnofabric changes in a siliciclastic shelf, Early Pliocene, Guadalquivir Basin, southwest Spain. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 29: 328-337.
- Amorosi, A., 1997. Detecting compositional, spatial and temporal attributes of glaucony, a tool for provenance research. *Sedimentary Geology*, 109 (1-2): 135-153.
- Amorosi, A., 2003. Glaucony and verdine. In: Middleton, G.V., (ed.), *Encyclopaedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 331-333.
- Baccelle, L., & Bosellini, A., 1965. Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocche sedimentary. *Annali dell universita di ferrara, Science Geologiche Palenotologiche*, 3: 59-62.
- Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Budd, D.A., & Harris., P.M., 1990. Carbonate siliciclastic mixtures. SEPM Reprint Series, Tulsa. *Society for Economic Paleontologists and Mineralogists*, 26: 185- 204.
- Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. *Elsevier*, Amsterdam, 375p.
- Chafetz, H.S., & Reid, A., 2000. Syndepositional shallow water precipitation of glauconitic minerals. *Sedimentary Geology*, 136: 29-42.
- Chang, S.S., Shau, Y.H., Wang, M.K., Ku, C.T., & Chiang, P.N., 2008. Mineralogy and occurrence of glauconite in central Taiwan. *Applied Clay Science*, 42: 74-80.
- Diaz, E., Prasad, M., Gutierrez, M.A., Dvorkin, J., & Mavko, G., 2002. Effect of Glauconite on the Elastic Properties, Porosity, and Permeability of Reservoirs Rocks. *American Association of Petroleum of Geologists Annual Meeting*. Texas. 1-7.
- El-Azabi, M.H., & El-Araby, A., 2005. Depositional facies, environments and sequence stratigraphic interpretation of the Middle Triassic-Lower Cretaceous (pre-Late Albian) succession in Arif El-Naga anticline, northeast Sinai, Egypt. *African Earth Sciences*, 41: 119-143.
- El-ghalia, M.A.K., Morada, S., Mansurbega, H., Cajae, M.A., Siratd, M., & Ogle, N., 2009. Diagenetic alterations related to marine transgression and regression in fluvial and shallow marine sandstones of the Triassic Buntsandstein and Keuper sequence, the Paris Basin, France. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 289-309.
- Embry, A.F., & Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. *Bulletin Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.

- Flugel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks Analysis Interpretation and Application*, 2nd Edition. Springer, Verlag, 984p.
- Folk, R., 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill, Austin, Texas, 159p.
- Fournier, F., Montaggioni, L., & Borgomano, J., 2004. Paleoenvironments and high-frequency cyclicity from Cenozoic South-East Asian shallow-water carbonates: a case study from the Oligo-Miocene buildups of Malampaya (Offshore Palawan, Philippines). *Marine and Petroleum Geology*, 21: 1-21.
- Fursich, F.T., Oschmann, W., 1993. Shell beds as tool in basin analysis, the Jurassic of Kachchh, western India. *Journal of the Geological Society*, London, 150: 169-185.
- Fursich, F.T., Wilmsen, M., & Seyed-Emami, K., 2006. Ichnology of Lower Jurassic beach deposits in the Shemshak Formation at Shahmirzad, southeastern Alborz Mountains, Iran. *Facies*, 52: 599-610.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., & Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235: 1156-1166.
- Jank, M., Wetzel, A., & Meyer, C.A., 2006. Late Jurassic sea-level fluctuations in NW Switzerland (Late Oxfordian to Late Kimmeridgian): closing the gap between the Boreal and Tethyan realm in Western Europe. *Facies*, 52: 487-519.
- Kalantary, A., 1987. Biofacies relationship of the Kopet-Dagh region. *National Iranian Oil Company, Exploration and Production Group*. Tehran, 1 Sheet.
- Khalife, M.A., Soliman, H.E., & Wanas, H.A., 2006. The Cambrian Araba Formation in north eastern Egypt: Facies and depositional environments. *Asian Earth Science*, 27: 873-884.
- Kidwell, S.M., 1991. The stratigraphy of shell concentrations. In: Allison, P.A., & Briggs, D.E.G., (eds.), *Taphonomy, releasing the data locked in the fossil record*. Plenum press, New York, pp. 211-290.
- Kidwell, S.M., 1986. Models for fossil concentrations, paleobiologic implications. *Paleobiology*, 12: 6-24.
- Kumar, P., Sarawati, P., & Banerjee, S., 2009. Early Miocene shell concentration in the mixed carbonate-siliciclastic system of Kutch and their distribution in sequence stratigraphic framework. *Journal of Geological Society of India*, 74: 432-444.
- Leonide, P., Borgomano, J., Masse, J.P., & Doublet, S., 2012. Relation between stratigraphic architecture and multi-scale heterogeneities in carbonate platforms: the Barmian-Lower Aptian of the Monts de rauclose, SE, France. *Sedimentary Geology*, 265: 86-109.
- Lyberis, N., & Manby, G., 1999. Oblique to orthogonal convergence across the Turan Block in the post-Miocene. *American Association of Petroleum of Geologists Bulletin*, 83: 1135-1160.
- Mac-Eachern, J.A., Pemberton, S.G., Raychaudhuri, & Vossler, S.M., 1990. The Glossifungites ichnofacies and discontinuity surfaces: Applications to sequence stratigraphy. *13th International Sedimentological Congress, Nottingham, England. International Association of Sedimentologists, Poster Abstracts*, p. 140.
- Mahboubi, A., Moussavi Harami, R., Carpenter, S.J., Aghaei, A., & Collins, L.B., 2010. Petrographical and Geochemical evidences for paragenetic sequence interpretation of diagenesis in Mixed siliciclastic-carbonate sediments: Mozduran Formation (upper jurrasic), south of aaghdarband, NE Iran. *Carbonates and Evaporites*, 25: 231-246.
- Moussavi Harami, R., & Brenner, R.L., 1992. Geohistory analysis and petroleum reservoir characteristics of Lower Cretaceous (Neocomian) sandstone, eastern portion of Kopet-Dagh basin, Northeastern Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 76: 1200-1208.
- Parras, A., & Casadio, S., 2005. Taphonomy and sequence stratigraphic significance of oyster-dominated concentrations from the San Julian Formation, Oligocene of Patagonia, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 217: 47- 66.

Uroza, C.A., & Steel, R.J., 2008. A highstand shelfmargin delta system from the Eocene of West Spitsbergen, Norway. *Sedimentary Geology*, 203: 229-245.

Yanhong, P., Jingeng., & Xiaogang, Y., 2012. Taphonomy of Early Cretaceous freshwater bivalve concentrations from the Sihetun area, western Liaoning, NE China. *Cretaceous Research*, 34: 94-106.

Depositional environment and sequence stratigraphy of mixed siliciclastic-carbonate deposits of Aitamir Formation (Bazangan area- east of Kopet Dagh Basin)

Aghighi, R.¹, Moussavi-Harami, R.², Mahboubi, A.^{2*}, Khanehbad, M.³

1- M.Sc. in Stratigraphy & Paleontology, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

3- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

***E-mail: mahboubi@um.ac.ir**

Abstract

The Aitamir Formation (Albian- Cenomanian) in the Kopet- Dagh Basin consists of fine to medium grained sandstone, siltstone, shale and limestone. Its lower contact with the Sanganeh Formation is gradual and its upper contact with The Abderaz Formation is unconformable. Field and petrographic studies of the Aitamir Formation in Artenj and Ghorghoreh sections, located in Bazangan area- east of Kopet- Dagh Basin, led to identification of 3 facies association consisting of sandstone, mudrocks and limestone. Based on this study, they were deposited in marine, shoreface, barrier and Lagoon environments. Five depositional sequences in Artenj section and four depositional sequences in Ghorghoreh section were identified based on field observations, facies and sequence stratigraphic analysis. In studied sections, the sequence boundary of the first depositional sequence is in the Sanganeh Formation and upper boundary of the last sequence with the Abderaz Formation is type 1 but the rests are type 2 (SB₂). The transgressive parasequences (TST) including a predominance of deep facies and regressive parasequences (HST) contains shallow facies parasequens. Interpretive sea level curve of studied sections are relatively comparable with the world wide curve. However, some differences could be occurred due to regional events.

Keywords: Depositional environment; sequenc stratigraphy; Aitamir; Albian-Cenomanian.