

چینه‌نگاری سکانسی سازند آیتامیر (آلبین - سنومانین) در برش‌های باغک و شوربجه - خاور حوضه کپه‌داغ

مرضیه علامه^۱، اسداله محبوبی^۲، رضا موسوی حرمی^۱ و محمد خانه‌باد^۲

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۳ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۲/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۷/۰۴

چکیده

سازند آیتامیر (آلبین - سنومانین) از سنگ‌های سیلیسی آواری و چند افق کربناته تشکیل شده است. به منظور بررسی محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی، دو برش چینه‌شناسی در شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ در نزدیکی روستاهای باغک و شوربجه مورد مطالعه قرار گرفته است. مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری به شناسایی رخساره‌های سیلیسی آواری و کربناته انجامیده است؛ که در ۴ محیط لاگون، پشته سدی، حاشیه ساحلی و دریای باز رسوب کرده‌اند. تحلیل چینه‌نگاری سکانسی سبب شناسایی ۳ سکانس رسوبی در هر دو برش مورد مطالعه شده است. مقایسه منحنی‌های تفسیر شده سطح آب دریا در برش‌های مورد مطالعه با منحنی جهانی آلبین - سنومانین، نشان‌دهنده شباهت‌های نسبی و تفاوت‌هایی است که می‌تواند در ارتباط با تغییرات موقعیت زمین‌ساختی ناحیه مورد مطالعه و نرخ رسوب‌گذاری باشد.

کلیدواژه‌ها: آیتامیر، آلبین - سنومانین، چینه‌نگاری سکانسی، رخساره، محیط رسوبی.

*نویسنده مسئول: اسداله محبوبی

E-mail: mahboubi@um.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

حوضه رسوبی کپه‌داغ در بخش گسترده‌ای از شمال خاور ایران جای گرفته و از حوضه‌های رسوب‌گذاری اصلی جنوب سکوی توران است (Lyberis and Manby, 1999). مطالعات نشان داده است که این حوضه، در اثر وقایع کششی جنوب خاوری حوضه خزر، در یک سامانه پشت کماتی اقیانوس نوتتیس ایجاد شده است (Golanka, 2004). رسوب‌گذاری در بخش‌های خاوری کپه‌داغ از ژوراسیک تا میوسن به صورت به نسبت پیوسته و در طی پنج سوپر سکانس پیش‌رونده و پس‌رونده انجام گرفته است (Moussavi-Harami and Brenner, 1992). با افت سطح آب دریا در آلبین و اوایل سنومانین پسین، رسوبات هیبریدی آب‌های کم‌زرفای سازند آیتامیر، از باختر تا خاور حوضه برجای گذاشته شده است (افشارحرب، ۱۳۷۳). این سازند در برش‌های مورد مطالعه به دو بخش قابل تقسیم است که بخش زیرین بیشتر از ماسه‌سنگ‌های گلاکونیتی، سیلستون و چند افق کربناته و بخش بالایی بیشتر از شیل، سیلستون و مقادیر کمتر ماسه‌سنگ تشکیل شده است. تحلیل رخساره‌های سنگی و ارائه مدل رخساره‌ای ابزارای سودمند در برقراری ارتباط میان نهشته‌های مرتبط باهم و بازسازی شرایط محیط رسوب‌گذاری دیرینه است (Huerta et al., 2010; Shukla et al., 2010). چینه‌نگاری سکانسی سرگذشت رسوب‌گذاری، فرسایش و افت و خیز سطح دریا را در هر منطقه مشخص می‌کند (Emery and Myers, 1996). هدف از این مطالعه شناسایی رخساره‌های سنگی، تعیین محیط رسوب‌گذاری و تحلیل چینه‌نگاری سکانسی سازند آیتامیر در ناحیه مورد نظر است تا بتواند به شناخت و درک بهتر شرایط رسوب‌گذاری این سازند در دیگر نقاط کمک کند.

۲- روش مطالعه

به منظور دست‌یابی به اهداف یاد شده، برش‌های باغک با مختصات جغرافیایی "۲۰° ۰۳' ۳۶" شمالی و "۱۹° ۴۶' ۶۰" خاوری و سترای ۳۱۰ متر و شوربجه با مختصات "۲۱° ۰۲' ۳۶" شمالی و "۲۵° ۵۴' ۶۰" خاوری و سترای ۱۸۷ متر و با فاصله حدود ۱۲/۵ کیلومتر از یکدیگر، در ۶۵ کیلومتری جنوب سرخس (خاور حوضه رسوبی کپه‌داغ) نمونه‌برداری و اندازه‌گیری شد (شکل ۱). از این دو برش، ۱۵۰ نمونه شامل ماسه‌سنگ، شیل و سنگ آهک پرفسیل برداشت شد. سپس ۱۰۰ برش نازک تهیه شد که ۵۵ نمونه از برش باغک و ۴۵ نمونه از برش شوربجه است. تعیین درصد فراوانی دانه‌های آواری و خرده‌های کربناته بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری و مقایسه آنها با نمودارهای تصویری (Baccelle and Bosellini, 1965; Flugel, 2010)

صورت گرفته است. ماسه‌سنگ‌ها به روش Folk (1980) و سنگ آهک‌ها به روش Embry and Kloven (1971) نام‌گذاری شده‌اند. منحنی تغییرات سطح آب دریا در هر یک از برش‌های مورد مطالعه تفسیر و با منحنی جهانی (Haq et al., 1987) مقایسه شده‌اند.

۳- رخساره‌های سنگی

رخساره‌های سنگی در سازند آیتامیر به مجموعه رخساره‌های سیلیسی آواری و کربناته تقسیم می‌شود. در این مطالعه تشخیص رخساره‌های ماسه‌سنگی مختلف بر پایه بافت و ساختارهای رسوبی (Miall, 2000) صورت گرفته است. رخساره‌های سیلیسی آواری شامل رخساره‌های ماسه‌سنگی Sh, Sm, St, Sp، گل‌سنگی Fm و Fh و رخساره‌های کربناته شامل ۳ مجموعه رخساره‌های C₁، C₂ و C₃ است.

۳-۱. رخساره‌های ماسه‌سنگی

۳-۱-۱. رخساره سنگی Sm (ماسه‌سنگ توده‌ای): این رخساره بیشتر در واحد زیرین برش‌های مورد مطالعه گسترش دارد. همبری زیرین و بالایی آن مشخص است. در این رخساره ساختمان رسوبی خاصی دیده نشده است و ماسه‌سنگ‌ها خاکستری تا سبز رنگ، دارای گلاکونی و به صورت متراکم و توده‌ای هستند. گاه در برخی نقاط لایه‌بندی ظریفی در آن دیده شده است که توسط آشفستگی زیستی از میان رفته‌اند. اندازه دانه‌ها ریز تا متوسط است؛ دارای جورشدگی ضعیف تا متوسط (وجود پوسته‌های اسکلتی درشت در میان ذرات ریز تا متوسط سیلیسی آواری)، نیمه‌زاویه دار تا نیمه گرد شده و نیمه‌بالغ تا بالغ هستند. آثار فسیلی Paleophycus و Ophiomorpha، Thalassinoides در آن دیده شده است (شکل ۲، A، B، C، D). این رخساره شامل سنگ‌رخساره A₂ است که از اجزای اصلی کوارتز به‌طور میانگین ۴۰ درصد، فلدسپار ۴ درصد و خرده‌سنگ چرتی ۷ درصد و اجزای فرعی گلاکونی ۲۵ درصد، میکا ۱ درصد و زیرکن کمتر از ۱ درصد تشکیل شده است. خرده‌های اسکلتی دو کفه‌ای و روزن‌بران پلاژیک ۵ تا ۷ درصد در آن دیده شده است. اجزای تشکیل‌دهنده توسط سیمان کلسیتی ۱۵ تا ۲۰ درصد و اکسید آهن ۰ تا ۱۵ درصد به یکدیگر متصل شده‌اند. ماتریکس رسی ۱ تا ۲ درصد نیز در این ماسه‌سنگ‌ها دیده شده است (شکل ۳ - C).

۳-۱-۲. رخساره سنگی St (ماسه‌سنگ با چینه‌بندی مورب عدسی‌شکل): این رخساره در واحد زیرین توالی‌ها گسترش یافته است. این ماسه‌سنگ‌ها دارای مقادیر بالایی گلاکونی هستند و به رنگ سبز دیده می‌شوند. در آن چینه‌بندی مورب عدسی شکل دیده می‌شود و همبری آن با رخساره‌های زیرین و بالایی تدریجی است. رخساره‌های Sp

خرده‌های اسکلتی، کمتر از ۱ درصد گلاکونی و دارای سیمان کربناته) و B_{2-1} (شیل‌های سیلتی با کمتر از ۵ درصد گلاکونی) است (شکل ۳-۳-G).

۳-۳. رخساره‌های کربناته

– **رخساره C_1 (رودستون ماسه‌ای بیولکستی با گلاکونی و چینه‌بندی مورب):** اجزای تشکیل‌دهنده آن شامل دوکفه‌ای‌های ایسترا و پلیس بود (۱۵ درصد، ۱ تا ۱۰ سانتی‌متر)، براکیوپود (۵ درصد، ۲ تا ۱۲ سانتی‌متر)، گاستروپود (۱ درصد، ۳ سانتی‌متر)، جلبک سرخ (۶ درصد، ۱ سانتی‌متر)، گلاکونی (۵ تا ۳۰ درصد، در اندازه ماسه ریز تا متوسط) و بالغ (علامه و همکاران، ۱۳۹۴)، به همراه کوارتز، فلدسپار و خرده‌سنگ چرتی (۱۰ تا ۱۵ درصد و در اندازه ماسه متوسط) است. دانه‌ها توسط سیمان کلسیتی با فابریک پویکیلو تویپیک و اکسید آهن به یکدیگر متصل شده‌اند (شکل ۴-۴-A). این رخساره در صحرا ستبر لایه، نخودی رنگ و دارای چینه‌بندی مورب مسطح و عدسی شکل است. همبری زیرین و بالایی آن مشخص است. تراکم خرده‌های فسیلی در این رخساره زیاد است و پوسته‌ها سایش و خردشدگی بالاتری نسبت به رخساره‌های دیگر دارند. پوسته‌های فسیلی در این رخساره دارای جهت‌یابی‌های مختلفی هستند (شکل ۴-۴-B).

– **رخساره C_2 (رودستون ماسه‌ای بیولکستی با گلاکونی):** این رخساره شامل دوکفه‌ای‌های ایسترا و پلیس بود (۱۰ درصد، ۰/۸ میلی‌متر تا ۷ سانتی‌متر)، براکیوپود (۳ درصد، ۱ تا ۶ سانتی‌متر)، گاستروپود (۲ درصد، ۲ تا ۴ سانتی‌متر)، روزن‌بر (۱ درصد، ۰ تا ۵/۳ میلی‌متر)، اکتیونید (کمتر از ۱ درصد، ۱ سانتی‌متر)، جلبک سرخ (۲ درصد، ۰/۵ تا ۱ سانتی‌متر)، گلاکونی (۲۵ تا ۳۵ درصد، در اندازه ماسه متوسط و نیمه‌بالغ تا بالغ) همراه با کوارتز، فلدسپار و خرده‌سنگ چرتی (۱۰ درصد و در اندازه ماسه ریز تا متوسط) است. فضای میان دانه‌ها توسط سیمان کربناته و گل پر شده است (شکل ۴-۴-C). از دید بافتی این رخساره دارای ستبرهای متفاوت، نخودی تا قهوه‌ای رنگ و بدون ساختمان رسوبی است. در این رخساره تراکم پوسته‌های فسیلی کاهش یافته است و خردشدگی کمتری دارند. همچنین در این رخساره گل و جهت‌یابی کمتر پوسته‌ها دیده می‌شود (شکل ۴-۴-D).

– **رخساره C_3 (فلوتستون ماسه‌ای بیولکستی با آمونیت و گلاکونی):** این رخساره از آمونیت (۴ درصد، ۳ تا ۱۲ سانتی‌متر)، دوکفه‌ای (۸ درصد، ۲ تا ۶ سانتی‌متر)، براکیوپود (۲ درصد، ۵ سانتی‌متر)، گاستروپود (۱۵ درصد، ۱ تا ۳ سانتی‌متر)، بریوزوئر (کمتر از ۱ درصد، ۱ تا ۲ سانتی‌متر)، روزن‌بر (۲ درصد، ۰ تا ۴/۲ میلی‌متر)، گلاکونی (۱۰ درصد و در اندازه ماسه خیلی ریز و بالغ) به همراه ذرات آواری (۵ تا ۱۰ درصد، در اندازه ماسه ریز) تشکیل یافته است. فضای میان اجزا را گل پر کرده و مقدار اکسید آهن کم است (شکل ۴-۴-E). این رخساره در صحرا دارای ستبرهای کم است و به رنگ تیره دیده می‌شود. به طور کلی در این رخساره میزان گل افزایش یافته و از تراکم پوسته‌های فسیلی کاسته شده است. به علت انرژی پایین، حمل دوباره و تحرک کم از محل اولیه، میزان خردشدگی و سایش پوسته‌های اسکلتی کم است. آرایش پوسته‌های اسکلتی محذب رو به بالا و میزان جورشدگی پایین است (شکل ۴-۴-F).

۴- محیط رسوب‌گذاری

بر پایه مطالعات صحرایی، سنگ‌نگاری و رخساره‌های شناسایی شده، سازند آیتامیر در ناحیه مورد مطالعه در ۴ محیط لاگون، سد، حاشیه ساحل و دریای باز رسوب‌گذاری کرده است.

۴-۱. محیط لاگون

در محیط رسوبی لاگون رخساره‌های سنگی گلی F_h شامل سنگ‌رخساره‌های B_{1-3} و B_{2-3} برجای گذاشته شده است. این رخساره حاصل فروکش جریان‌های سیلابی در نواحی خارج از کانال است (Miall, 2000; Higgs et al., 2012). در حقیقت این محیط شامل سیلستون و شیل‌های خاکستری، بدون پوسته‌های فسیلی و گلاکونی بوده و یا محتوای گلاکونیتی آن کم است؛ اما پولک‌های ژپیس به مقدار زیادی در شیل‌ها دیده می‌شود. برای این رخساره با توجه به وجود ژپیس بالا، نبود خرده‌های فسیلی و گلاکونی کم، محیطی کم‌انرژی با درجه شوری بالا و کم‌رطوبت پیشنهاد می‌شود. درجه شوری بالا سبب می‌شود که شرایط برای زندگی

و همراه با این رخساره سنگی دیده شده است. از دید بافتی ریز تا متوسط دانه، با جورشدگی متوسط تا خوب، مقدار رس کم، نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه‌گردشده و بالغ هستند (شکل ۲-۲-E). این رخساره از سنگ‌رخساره A_1 تشکیل شده است که شامل کوارتز به‌طور میانگین ۴۵ درصد، فلدسپار ۵ درصد و خرده‌سنگ چرتی ۸ درصد و اجزای فرعی شامل گلاکونی ۲۰ درصد، میکا ۱ درصد و زیرکن و تورمالین کمتر از ۱ درصد است. اجزای تشکیل‌دهنده توسط سیمان کلسیتی ۱۵ تا ۲۰ درصد و در برخی نقاط اکسید آهن ۰ تا ۱۵ درصد به یکدیگر متصل شده‌اند. در برخی از این ماسه‌سنگ‌ها ماتریکس رسی حدود ۱ درصد دیده شده است (شکل ۳-۳-A).

– **رخساره سنگی Sp (ماسه‌سنگ با چینه‌بندی مورب مسطح):** این رخساره در واحد زیرین توالی‌های مورد مطالعه دیده شده است. دارای مقادیر فراوان گلاکونی و چینه‌بندی مورب مسطح با زاویه کم و زیاد است. همبری آن با لایه‌های زیرین و بالایی تدریجی است. همراه با این رخساره، رخساره‌های ماسه‌سنگی Sh و St یافت شده است. ذرات آواری در اندازه متوسط، با جورشدگی متوسط تا خوب، نیمه‌گردشده تا گردشده و بالغ هستند (شکل‌های ۲-۲-F و G). رخساره سنگی Sp از سنگ‌رخساره A_1 تشکیل یافته است که شامل کوارتز به‌طور میانگین ۴۵ درصد، فلدسپار ۵ درصد و خرده‌سنگ چرتی ۸ درصد و اجزای فرعی شامل گلاکونی ۲۰ درصد، میکا ۱ درصد و زیرکن و تورمالین کمتر از ۱ درصد است. اجزای تشکیل‌دهنده توسط سیمان کلسیتی ۱۵ تا ۲۰ درصد و در برخی نقاط اکسید آهن ۰ تا ۱۵ درصد به یکدیگر متصل شده‌اند. در برخی از این ماسه‌سنگ‌ها ماتریکس رسی ۱ درصد دیده شده است (شکل ۳-۳-B).

– **رخساره سنگی Sh (ماسه‌سنگ با لایه‌بندی افقی):** این رخساره در بخش‌های مختلف توالی‌های مورد مطالعه دیده شده است. مهم‌ترین ساختار رسوبی در این رخساره لایه‌بندی و لامیناسیون موازی با افقی است. همبری زیرین و بالایی آن در برخی نقاط مشخص و در برخی موارد تدریجی است. از دید شکل هندسی به‌صورت صفحه‌ای هستند. اجزای تشکیل‌دهنده ریز تا متوسط، دارای جورشدگی متوسط، نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه‌گردشده و از دید بلوغ بافتی نیمه‌بالغ تا بالغ هستند (شکل‌های ۲-۲-H و I). این رخساره شامل سنگ‌رخساره A_3 است که از کوارتز به‌طور میانگین ۳۸ درصد، فلدسپار ۴ درصد و خرده‌سنگ چرتی ۶ درصد و اجزای فرعی شامل گلاکونی ۱۵ درصد، میکا ۱ درصد و کانی‌های سنگین کمتر از ۱ درصد تشکیل شده است. گاهی در این سنگ‌رخساره خرده‌های اسکلتی تا ۲ درصد دیده می‌شود. اجزای تشکیل‌دهنده توسط سیمان کلسیتی ۱۰ تا ۱۵ درصد و اکسید آهن ۰ تا ۸ درصد به یکدیگر متصل شده‌اند. در این ماسه‌سنگ‌ها ماتریکس رسی ۱ تا ۲ درصد نیز دیده شده است (شکل ۳-۳-D).

۳-۲. رخساره‌های گل‌سنگی

– **رخساره سنگی F_m (گل‌سنگ توده‌ای):** این رخساره شامل شیل و سیلستون‌های سبز تا خاکستری رنگ بدون لایه‌بندی و ساختمان رسوبی است. گسترش و ستبرای گل‌سنگ‌های توده‌ای در برش‌های مورد مطالعه زیاد است و بیشتر در واحد بالایی توالی‌های مورد مطالعه وجود دارند. در بیشتر نقاط همبری زیرین و بالایی آن تدریجی و گاه مشخص است (شکل ۲-۲-J). این رخساره شامل سنگ‌رخساره‌های B_{1-1} (سیلستون‌های ماسه‌ای دارای ۱۰ درصد کوارتز و چرت در اندازه ماسه متوسط، کمتر از ۵ درصد گلاکونی و حدود ۱ درصد خرده‌های اسکلتی دوکفه‌ای)، B_{1-2} (سیلستون‌های گلاکونی‌دار (حدود ۱۰ درصد) دارای دانه‌های بسیار ریز کوارتز، فلدسپار، چرت، کمتر از ۲ درصد روزن‌بران پلاژیک (Heterohelix) و دوکفه‌ای)، B_{2-2} (شیل‌های ستبر لایه دارای گلاکونی (به‌طور میانگین ۱۵ درصد) و روزن‌بران پلاژیک (Heterohelix) حدود ۱ درصد) و B_{2-3} (شیل‌های دارای پولک‌های ژپیس، با مقادیر بسیار کم گلاکونی (کمتر از ۳ درصد) و بدون خرده‌های اسکلتی) است (شکل‌های ۳-۳-E، F و H).

– **رخساره سنگی F_h (گل‌سنگ با لایه‌بندی افقی):** این رخساره دارای شیل و سیلستون‌های سبز تا خاکستری رنگ، به‌صورت نازک تا متوسط لایه، دارای شکل هندسی صفحه‌ای و ساختمان لایه‌ای و همبری زیرین و بالایی تدریجی است (شکل ۲-۲-K). سنگ‌رخساره‌های تشکیل‌دهنده آن شامل B_{1-3} (سیلستون‌های بدون

کم می‌شود و درصد گل در زمینه افزایش می‌یابد (گل‌پشتیان). این رخساره با کاهش انرژی محیط همراه است. به سوی بخش‌های پایینی دور از ساحل تراکم قالب‌های فیسیلی کاهش و زمینه گلی افزایش می‌یابد (Kidwell, 1991) (شکل ۵).

۵- چینه‌نگاری سکانسی

در این مطالعه با تلفیق اطلاعات صحرایی و سنگ‌نگاری، مطالعه تغییرات عمودی و جانبی و همچنین موقعیت رخساره‌ها در محیط رسوب‌گذاری و هم‌ارزی رخساره‌ها با نوسان‌های سطح دریا (Van Buchem et al., 2010)، سکانس‌های رسوبی سازند آیتامیر شناسایی و توصیف شده‌اند. دسته رخساره‌های موجود در توالی‌های مورد مطالعه، بر پایه الگوهای انباشتگی چینه‌ها، موقعیت در سکانس و انواع سطوح مرزی تفکیک شده‌اند (Catuneanu, 2006; Catuneanu et al., 2009; Higgs et al., 2012). سازند آیتامیر در برش‌های مورد مطالعه از ۳ سکانس رسوبی تشکیل یافته است. همه مرزهای سکانسی در این دو برش از نوع پیوسته و تدریجی (SB_2) است و مرز آن با سازند آبدراز اگر چه بر پایه مطالعات زیست‌چینه‌نگاری (افشارحرب، ۱۳۷۳) در بخش‌های دیگر حوضه SB_1 است؛ اما به دلیل نبود هیچ گونه شواهد فیزیکی SB_2 ولی باعلامت سوال مشخص شده است.

در برش‌های مورد مطالعه تشخیص دسته‌رخساره‌ها و سطح بیشینه غرقابی بر پایه محتوای فیسیلی، گسترش سیمان کربناته و فراوانی و درجه بلوغ گلاکونی‌ها صورت می‌گیرد. به این ترتیب که از قاعده به سوی رأس دسته‌رخساره‌های TST و سطح بیشینه غرقابی (MFS)، سیمان کربناته، گوناگونی موجودات دریایی و میزان گلاکونی‌های بالغ و بسیار بالغ افزایش می‌یابد. دسته‌رخساره‌های HST با کاهش محتوای فیسیلی، سیمان کربناته و گلاکونی‌ها همراه هستند و گلاکونی‌ها بیشتر به شکل نابالغ دیده می‌شوند (علامه و همکاران، ۱۳۹۴).

۵-۱. سکانس رسوبی اول (DS_1)

ستبرای این سکانس رسوبی از ۸۱ متر در برش باغک تا ۷۵ متر در برش شورجه متغیر است. این سکانس پایین‌ترین سکانس توالی‌های مورد مطالعه بوده و میان دو سازند آیتامیر و سنگانه مشترک است؛ به طوری که دسته‌رخساره TST آنها در سازند سنگانه قرار دارد و با مخلوطی از شیل‌های سیاه رنگ سازند سنگانه و شیل‌های گلاکونیتی سازند آیتامیر مشخص می‌شود. پسروی آب دریا در اواخر کرتاسه زیرین سبب تبدیل محیط دریایی به نسبت ژرف سنگانه به محیط حاشیه ساحلی شده است که با برجای گذاشته شدن توالی ستبر ماسه‌سنگ‌های گلاکونیتی خوب جور شده و گرد شده مشخص می‌شود (افشارحرب، ۱۳۷۳). این سکانس رسوبی در هر دو برش توسط مرز سکانسی دوم (SB_2) از بالا در بر گرفته شده و تنها از دسته‌رخساره سکون (HST) تشکیل شده است. این دسته‌رخساره در برش باغک از ۴ و در برش شورجه از ۳ پاراسکانس تشکیل شده است (شکل‌های ۶ و ۷-A). برش باغک در پاراسکانس اول با ۴۴ متر ستبر شامل شیل‌های سبز رنگ دارای روزن‌بر دریای باز و ساب‌لیتارنایت‌های ستبر لایه دارای آثار فیسیلی *Thalassinoides*، *Ophiomorpha* و *Paleophycus* حاشیه ساحل، در پاراسکانس دوم با ۲۱ متر ستبر شامل شیل‌های سبز و فلوتستون‌های ماسه‌ای دریای باز، ساب‌لیتارنایت‌ها تا ساب‌آرکوزهای دارای سیلستون حاشیه ساحل و ساب‌لیتارنایت‌های دریای مورب و چینه‌بندی افقی محیط سد، در پاراسکانس سوم با ۹ متر ستبر، ساب‌لیتارنایت تا ساب‌آرکوزهای دارای سیلستون حاشیه ساحل و شیل‌های خاکستری ژپس‌دار لاگون و در آخرین پاراسکانس با ۷ متر ستبر ساب‌لیتارنایت‌ها و ساب‌آرکوزهای گلاکونیتی بالغ، رودستون‌های ماسه‌ای دریای چینه‌بندی مورب سد و شیل‌های خاکستری لاگون برجای گذاشته شده است. در برش شورجه در پاراسکانس‌های اول و دوم این دسته‌رخساره که به ترتیب دارای ۲۳ و ۱۳ متر ستبر هستند، سیلستون‌های سبز دریای باز و سیلستون‌های ماسه‌ای حاشیه ساحل برجای گذاشته شده است. در پاراسکانس سوم از ۳۹ متر ستبر سیلستون‌های ماسه‌ای دریای باز، ساب‌لیتارنایت‌ها تا ساب‌آرکوزهای گلاکونیتی ستبر لایه و بالغ دارای چینه‌بندی مورب مسطح و عدسی شکل سد نهشته شده است. مرز این سکانس در برش‌های مورد مطالعه با نهشته شدن رخساره کربناته حاشیه ساحل سکانس رسوبی دوم روی شیل‌های خاکستری لاگون مشخص می‌شود (شکل‌های ۸ و ۹-A).

موجودات کمی فراهم باشد. همچنین مقدار گلاکونی به دلیل نبود شرایط لازم مانند درجه شوری عادی، اکسیژن کم و بستر اولیه مناسب (Chang et al., 2008)، بسیار کم است.

۴-۲. محیط سد

در محیط رسوبی سدی رخساره‌های سنگی ماسه‌ای Sp ، St و Sh شامل سنگ‌رخساره A_1 و رخساره سنگی کربناته A شامل ریزرخساره C_1 نهشته شده است. رخساره سنگی St بیشتر در اثر مهاجرت اشکال سه‌بعدی (دون‌های سه‌بعدی) یا سدهای متقاطع سه‌بعدی با خط‌الرأس پیچیده (Miall, 2006) و یا در نتیجه حرکت رپیل‌ها و مگارپیل‌های سه‌بعدی با خط‌الرأس سینوسی حاصل می‌شود (Lee and Chough, 2006)؛ در حالی که رخساره Sp با زاویه زیاد در سرعت پایین جریان آب و در اثر حرکت مگارپیل‌های دوبعدی دارای خط‌الرأس مستقیم تشکیل می‌شود (Therrien, 2006; Ghosh et al., 2006). در ماسه‌سنگ‌ها بر پایه شواهدی مانند جورشدگی خوب با دانه‌های نیمه‌گرد شده و رس ماتریکسی کم، محیط تشکیل دارای انرژی متوسط تا بالاست (Tucker, 2001). همچنین وجود گلاکونی‌های درجازا دلیل دیگری بر رسوب‌گذاری آنها در محیط سدی است (علامه و همکاران، ۱۳۹۴). اندازه ذرات تشکیل‌دهنده در این ماسه‌سنگ‌ها متوسط است و در نتیجه در بالای خط اثر امواج قرار می‌گیرد و سطح انرژی امواج بالاتری دارد. در رخساره کربناته که شامل رودستون ماسه‌ای دریای چینه‌بندی مورب است، عواملی مانند خردشدگی پوسته‌ها، آرایش متراکم، جهت‌یابی متفاوت اجزا، وجود سایش، فراوانی کم گل و وجود اجزای آواری متوسط‌دانه نشان‌دهنده انرژی بالا، نوسان‌های امواج و جریان‌ها و محیط سدی است. نبود گل بیانگر حمل و نقل ذرات رسوبی تحت تأثیر جریان‌های پر انرژی در محیط رسوب‌گذاری است (El-Azabi and El-Araby, 2005).

۴-۳. محیط حاشیه ساحل

در این محیط رخساره‌های سنگی ماسه‌ای Sm و Sh شامل سنگ‌رخساره‌های A_2 و A_3 ، رخساره‌های سنگی گلی Fm شامل سنگ‌رخساره B_{1-1} و رخساره‌های سنگی کربناته B شامل ریزرخساره C_2 رسوب‌گذاری کرده است. تشکیل رخساره Sm می‌تواند به علت رسوب‌گذاری سریع طی فروکش جریان‌های سیلابی باشد (Miall, 2006; Tewari et al., 2011). رخساره Sh در رژیم جریانی پایین و بالا به وجود می‌آید؛ به طوری که ماسه‌سنگ‌های درشت‌دانه در سرعت‌های پایین جریان آب و ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز در سرعت‌های بالای جریان آب ایجاد می‌شوند (Miall, 2000; Lee and Chough, 2006). ماسه‌سنگ‌های توده‌ای دریای اثر فیسیل‌های *Thalassinoides*، *Ophiomorpha* و *Paleophycus* نشان‌دهنده محیط حاشیه ساحلی است (عاشوری و همکاران، ۱۳۹۰). این ماسه‌سنگ‌ها توده‌ای (از بین رفتن لایه‌بندی در اثر آشفستگی زیستی توسط موجودات که آثار فیسیلی آنها دیده می‌شود) دارای خرده‌های فیسیلی و نیمه‌بالغ هستند و در محیط حاشیه ساحل جای می‌گیرند. این ناحیه دارای سطح انرژی پایین تری نسبت به محیط سدی است؛ در این ناحیه ذرات تشکیل‌دهنده رسوبات دانه‌ریزتر هستند و حوضه دریای شیب آرام به سوی دریاست. همچنین ماسه‌سنگ‌های دریای سیلت و خرده‌های فیسیلی با جورشدگی ضعیف نیز در محیط حاشیه ساحل رسوب‌گذاری کرده‌اند؛ اما نسبت به رخساره پیشین سطح انرژی پایین تری دارند و در نواحی پایین‌تر حاشیه ساحل برجای گذاشته شده‌اند. رخساره C_2 با کاهش خردشدگی پوسته‌ها، جهت‌یابی کمتر اجزای اسکلتی، مقدار ذرات آواری کمتر و گل بیشتر، نشان‌دهنده انرژی پایین‌تر محیط رسوب‌گذاری و بیانگر محیط حاشیه ساحل است.

۴-۴. محیط دریای باز

در این محیط رخساره‌های سنگی گلی Fm و Fh شامل سنگ‌رخساره‌های B_{1-2} ، B_{2-1} و B_{2-2} و رخساره سنگی کربناته C شامل ریزرخساره C_3 بر جای گذاشته شده است. رخساره Fm رسوب‌گذاری ذرات دانه‌ریز روی سدهای کانالی در رژیم جریانی پایین را نشان می‌دهد (Tewari et al., 2011). سیلستون‌ها و شیل‌های سبز دریای گلاکونی و فیسیل‌های دوکفه‌ای و روزن‌بران پلاژیک (Heterohelix) و شیل‌های سیلتی بدون فیسیل در این محیط نهشته شده‌اند. در رخساره C_3 که شامل فلوتستون‌های ماسه‌ای است، تراکم و خردشدگی پوسته‌های اسکلتی و فراوانی و اندازه دانه‌های آواری

منحنی جهانی (Haq et al., 1987) نشان می‌دهد که این منحنی‌ها دارای شباهت‌ها و تفاوت‌هایی هستند. سازند آیتامیر در هر دو برش بر اثر یک پستی دریا نهشته می‌شود. در هر دو برش بیشترین انطباق با منحنی جهانی در بخش میانی توالی‌ها دیده می‌شود. در بخش پایینی و بالایی توالی‌های مورد مطالعه منحنی‌های مرتبه سوم با منحنی جهانی تفاوت نشان می‌دهد. وجود تفاوت‌ها می‌تواند در اثر عوامل مختلفی از جمله تفاوت در نرخ تأمین رسوب، توپوگرافی بستر، نرخ بالاتر فرورانشینی و شرایط زمین‌ساختی ناحیه باشد (Moussavi-Harami and Brenner, 1992).

۶- نتیجه‌گیری

مطالعات صحرایی، بررسی رخساره‌های سنگی و ساختمان‌های رسوبی سازند آیتامیر در برش‌های باغک و شورپیجه به شناسایی ۴ رخساره ماسه‌سنگی Sh, St, Sp و Sm، دو رخساره گل‌سنگی Fm و Fh و همچنین ۳ رخساره کربناته C₁، C₂، C₃ انجامید؛ که تشخیص رخساره‌های ماسه‌سنگی مختلف بر پایه بافت و ساختارهای رسوبی صورت گرفته است. این رخساره‌های سنگی در ۴ محیط لاگون، پشته‌های سدی، حاشیه ساحل و دریای باز برجای گذاشته شده‌اند. بر پایه مطالعات انجام شده، برش‌های مورد مطالعه هر دو از ۳ سکانس رسوبی تشکیل شده‌اند. در این برش‌ها همه مرزهای سکانسی از نوع SB₂ است. سکانس رسوبی اول تنها از دسته‌رخساره HST، سکانس رسوبی دوم از دسته‌رخساره‌های TST و HST و سکانس رسوبی سوم از دسته‌رخساره TST تشکیل شده است. تشخیص سطح پیشینه غرقابی بر پایه پوسته‌های فسیلی، سیمان کربناته و فراوانی و میزان رسیدگی گلاکونی‌ها انجام می‌گیرد. مقایسه منحنی‌های مرتبه سوم تغییرات سطح آب دریا با منحنی جهانی (Haq et al., 1987) نشان‌دهنده شباهت‌ها و تفاوت‌هایی است؛ به طوری که بیشترین انطباق در بخش میانی توالی‌ها و در بخش پایینی و بالایی توالی‌های مورد مطالعه تفاوت نشان می‌دهد. وجود تفاوت می‌تواند ناشی از عوامل گوناگونی مانند تفاوت در نرخ تأمین رسوب، توپوگرافی بستر، نرخ فرورانشینی و شرایط زمین‌ساختی ناحیه باشد.

سپاسگزاری

از دانشگاه فردوسی مشهد به سبب در اختیار گذاشتن امکانات (کد طرح: ۳/۲۳۴۶۹) قدردانی می‌شود.

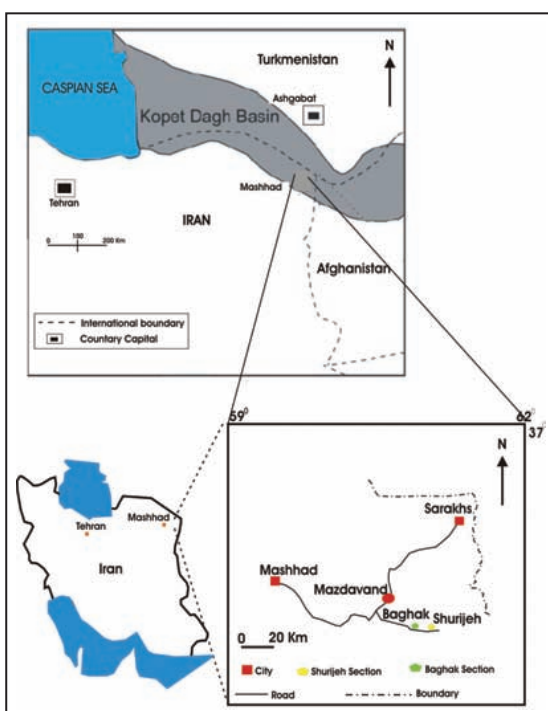
۵-۲. سکانس رسوبی دوم (DS₂)

سکانس رسوبی دوم شامل دسته‌رخساره‌های TST و HST است. مرزهای سکانسی پایین و بالا در این سکانس از نوع SB₂ است (شکل‌های ۶ و ۷-B). دسته‌رخساره TST که با یک پیشروی از سکانس پیشین آغاز می‌شود، در برش‌های باغک و شورپیجه به ترتیب ۳۷ و ۳۳ متر ستبرا دارد که در برش باغک از ۲ پاراسکانس تشکیل شده است. در پاراسکانس اول با ستبرا ۲۳ متر، رودستون ماسه‌ای حاشیه ساحل، ساب‌لیتارنایت تا ساب‌آرکوزهای دارای چینه‌بندی مسطح و افقی سدی و تناوب شیل‌های سبز همراه با فلوستون ماسه‌ای دریای باز برجای گذاشته شده است. در پاراسکانس دوم با ۱۴ متر ستبرا، ساب‌لیتارنایت‌های متوسط‌لایه نیمه‌بالغ حاشیه ساحل و شیل‌های سبز رنگ فسیل‌دار دریای باز نهشته شده‌اند. این دسته‌رخساره در برش شورپیجه که ۱۷ متر ستبرا دارد از یک پاراسکانس و از رودستون ماسه‌ای، ساب‌لیتارنایت تا ساب‌آرکوز سیلتی و ساب‌لیتارنایت‌های متوسط‌لایه و نیمه‌بالغ محیط حاشیه ساحلی، فلوستون‌های ماسه‌ای گلاکونی و شیل‌های سبز رنگ محیط دریای باز تشکیل شده است. فراوانی و بلوغ گلاکونی (علامه و همکاران، ۱۳۹۲) و میزان سیمان کربناته از قاعده به رأس این دسته‌رخساره افزایش می‌یابد (Amorosi, 1997; El-ghalia, et al., 2006 and 2009). سطح پیشینه پیشروی (MFS) در بالای این دسته‌رخساره است که در برش باغک با شیل‌های سبز رنگ دارای روزن‌بران Heterohelix و فراوانی گلاکونی‌های بالغ و بسیار بالغ محیط دریای باز و در برش شورپیجه با برجای گذاشته شدن افق سنگ آهکی دارای فسیل‌های دریایی و شیل‌های سبز دارای گلاکونی فراوان محیط دریای باز مشخص می‌شود و نشان‌دهنده بیشترین پیشروی است. سپس با پیشروی آب دریا دسته‌رخساره HST، این سکانس رسوبی بر جای گذاشته می‌شود. این دسته‌رخساره در برش باغک با ۱۵ متر ستبرا، از یک پاراسکانس تشکیل شده و دارای ساب‌لیتارنایت تا ساب‌آرکوزهای متوسط تا ستبرالایه حاشیه ساحل و سیلتستون‌های نخودی رنگ بدون فسیل لاگون است. در برش شورپیجه حدود ۱۶ متر ستبرا دارد و سیلتستون‌های ماسه‌ای محیط حاشیه ساحلی نهشته شده است. مرز این سکانس با نهشته شدن سیلتستون‌های ماسه‌ای حاشیه ساحل روی شیل‌های لاگون در برش باغک و رسوب‌گذاری شیل‌های سبز روزن‌بردار محیط دریایی در برش شورپیجه مشخص می‌شود (شکل‌های ۸ و ۹-B).

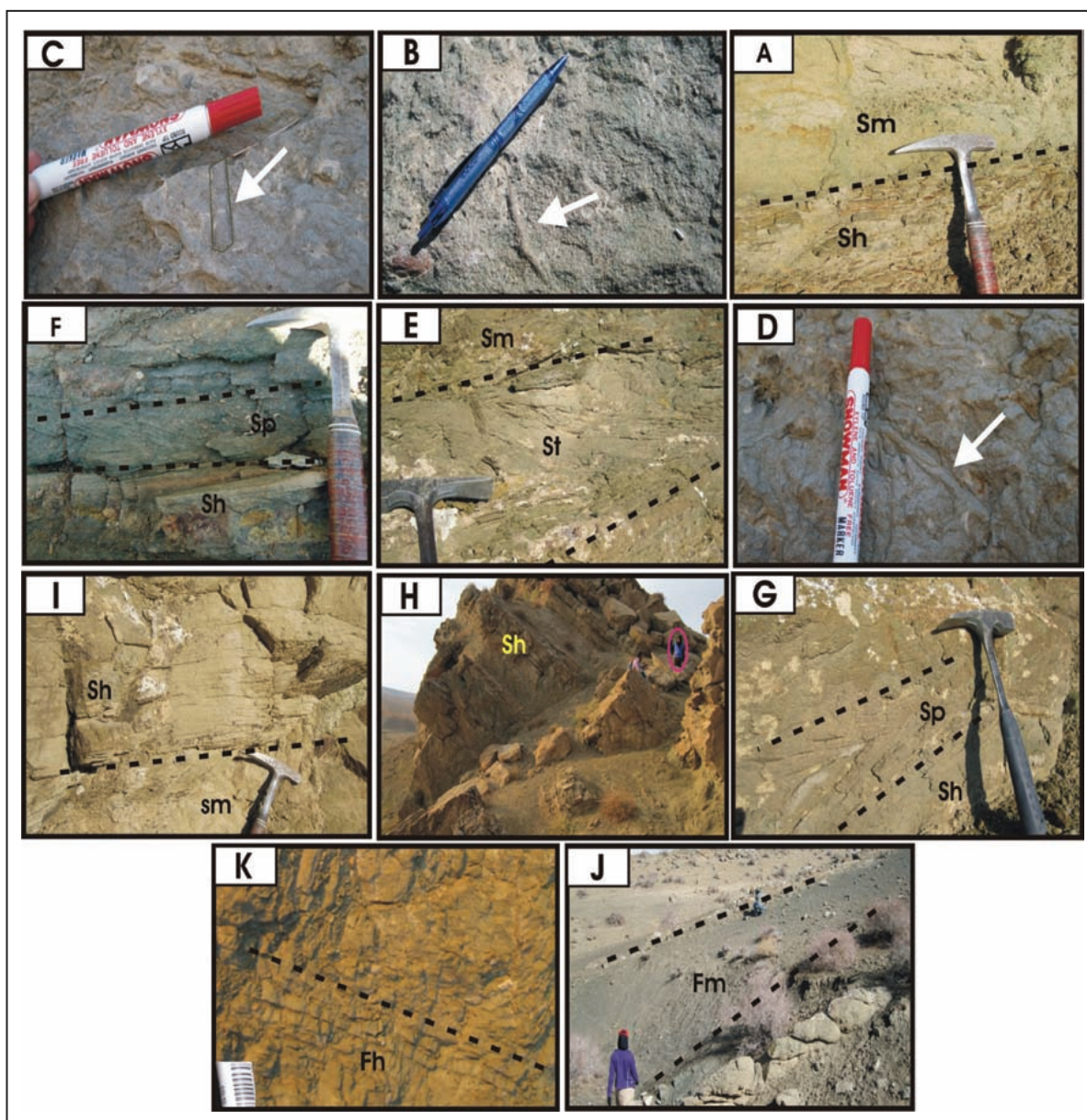
۵-۳. سکانس رسوبی سوم (DS₃)

این سکانس رسوبی در هر دو برش مورد مطالعه تنها از دسته‌رخساره TST تشکیل شده است که در برش باغک ۱۷۷ متر و در برش شورپیجه ۷۹ متر ستبرا دارد (شکل‌های ۶ و ۷-C و D). در برش باغک ۳ پاراسکانس دارد که پاراسکانس اول با ۳۴ متر ستبرا شامل رخساره‌های سیلتستون ماسه‌ای، سیلتستون نخودی رنگ و ساب‌لیتارنایت تا ساب‌آرکوزهای حاشیه ساحل و شیل و سیلتستون‌های ستبرالایه گلاکونی دریای باز است. در پاراسکانس دوم که ۲۲ متر ستبرا دارد؛ ساب‌لیتارنایت‌های گلاکونی فسیل‌دار، ساب‌لیتارنایت‌ها تا ساب‌آرکوزهای سیلتی حاشیه ساحل و شیل‌های گلاکونی دریای باز دیده شده است. در آخرین پاراسکانس با ۱۲۱ متر ستبرا، ساب‌آرکوزهای نیمه‌بالغ حاشیه ساحل و شیل‌های دریای باز نهشته شده است. در برش شورپیجه این دسته‌رخساره تنها از یک پاراسکانس با ستبرا ۷۹ متر تشکیل شده که شامل شیل‌های سبز دارای روزن‌بران پلاژیک (Heterohelix) دریای باز است. رخساره شیلی دریای باز در پایان به مارن‌های روشن سازند آبدراز می‌رسد. مرز زیرین و بالایی این سکانس رسوبی از نوع SB₂ است (شکل‌های ۸ و ۹-C). به‌طور کلی از برش باغک به سوی برش شورپیجه، از ستبرا کاسته شده (افشارحرب، ۱۳۷۳) و برخی از پاراسکانس‌ها برجای گذاشته نشده است. به علت برخورد بلوک هلمند افغانستان با حاشیه جنوبی اوراسیا در اواخر ژوراسیک، خشکی‌زایی سراسری در منطقه رخ داده که با بالا آمدگی پی‌سنگ حوضه همراه بوده و چون خاور حوضه به محل برخورد نزدیک‌تر بوده است سازندها در بخش خاوری با کاهش ستبرا بیشتری همراه بوده‌اند (Golonka, 2004). بنابراین تغییر در ستبرا سازند آیتامیر به سوی خاور، افزون بر پیروی از شرایط یاد شده، می‌تواند ناشی از عملکرد گسل‌های پی‌سنگی و تغییر در توپوگرافی دیرینه باشد.

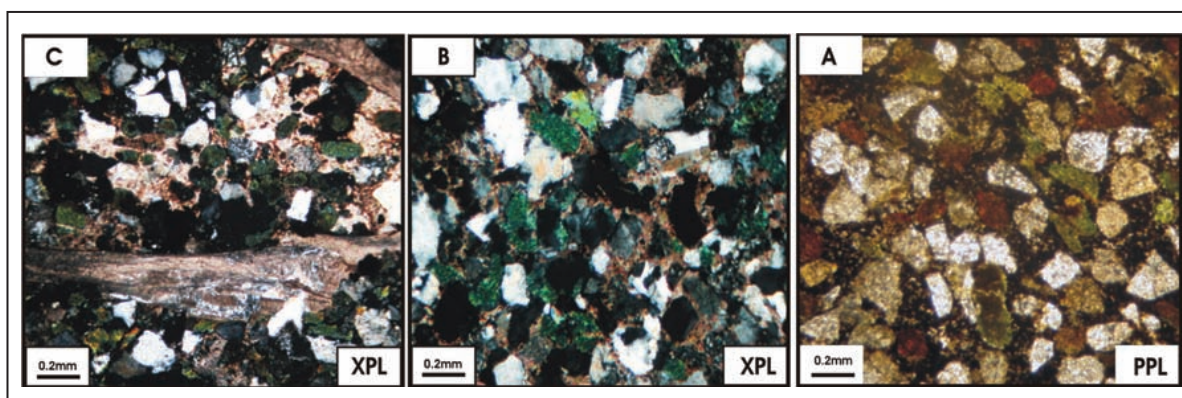
مقایسه منحنی‌های مرتبه سوم تغییرات سطح آب دریا در برش‌های مورد مطالعه با



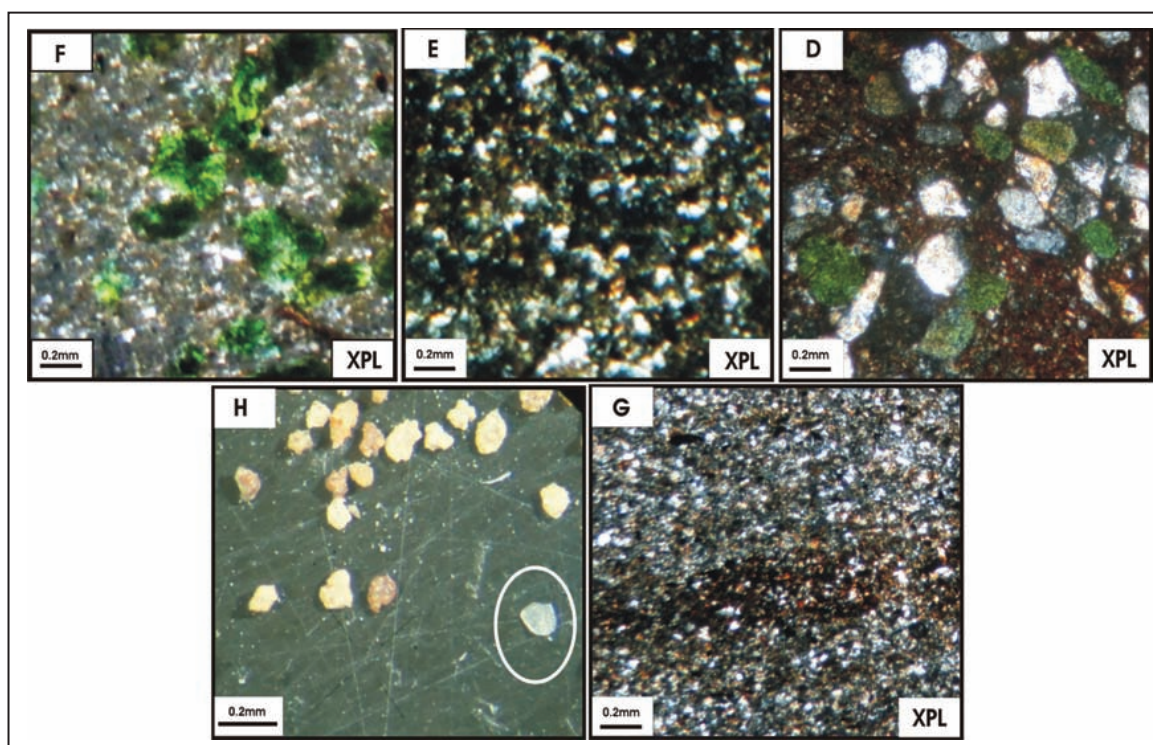
شکل ۱- حوضه رسوبی کپه‌داغ در ایران و کشورهای همسایه (Berberian and King, 1981) و مسیر دسترسی به برش‌های مورد مطالعه.



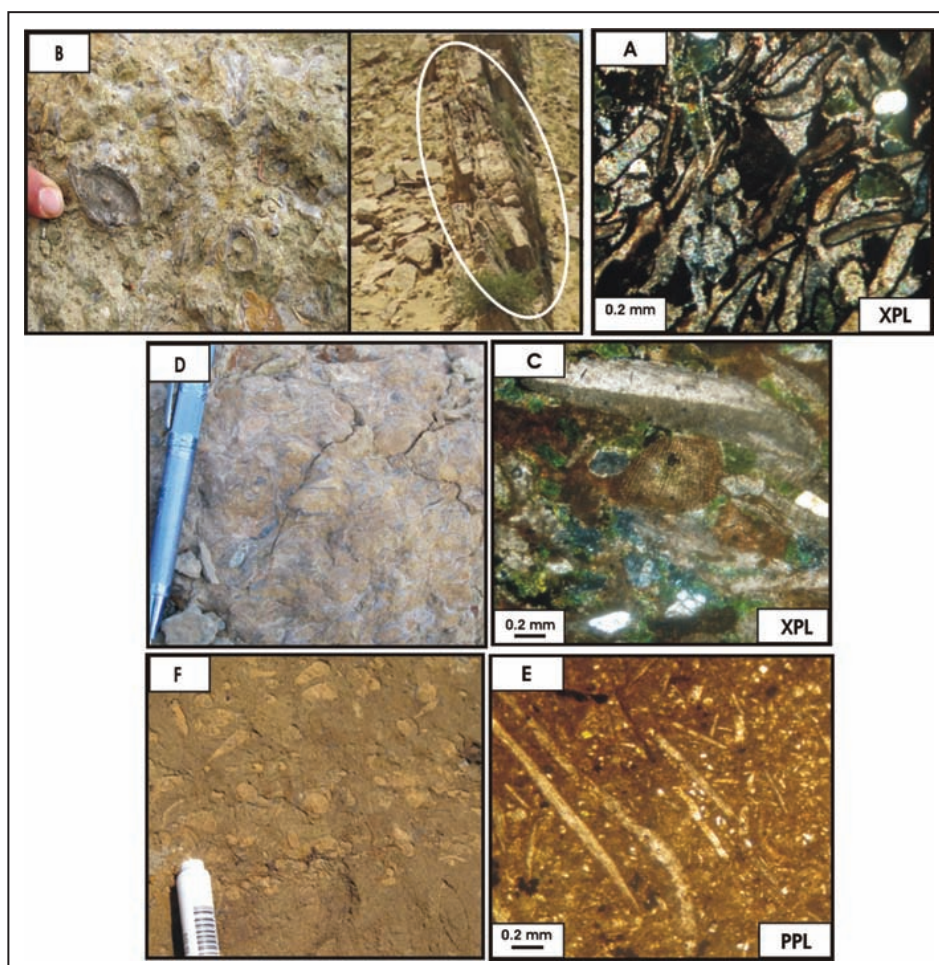
شکل ۲- تصاویر صحرایی انواع رخساره‌های سنگی در برش‌های مورد مطالعه. (A) رخساره ماسه‌سنگ توده‌ای (Sm) در برش شوریجه؛ (B، C، D) به ترتیب آثار فسیلی، *Paleophycus*، *Ophiomorpha* و *Thalassinoides* در ماسه‌سنگ‌های گلاکونیتی توده‌ای بخش زیرین برش باغک؛ (E) رخساره ماسه‌سنگی دارای چینه‌بندی مورب عدسی شکل (St) در برش شوریجه؛ (F) رخساره ماسه‌سنگی دارای چینه‌بندی مورب مسطح (Sp) و افقی (Sh) در برش باغک؛ (G) رخساره ماسه‌سنگی دارای چینه‌بندی مورب مسطح (Sp) در برش شوریجه؛ (H) رخساره ماسه‌سنگی دارای لایه‌بندی افقی (Sh) در برش باغک (دید به سوی شمال)؛ (I) رخساره ماسه‌سنگی دارای لایه‌بندی افقی (Sh) و توده‌ای (Sm) در برش شوریجه؛ (J) رخساره گل‌سنگ توده‌ای (Fm) در برش باغک (دید به سوی جنوب)، K: رخساره گل‌سنگ لایه‌ای (Fh) در برش شوریجه.



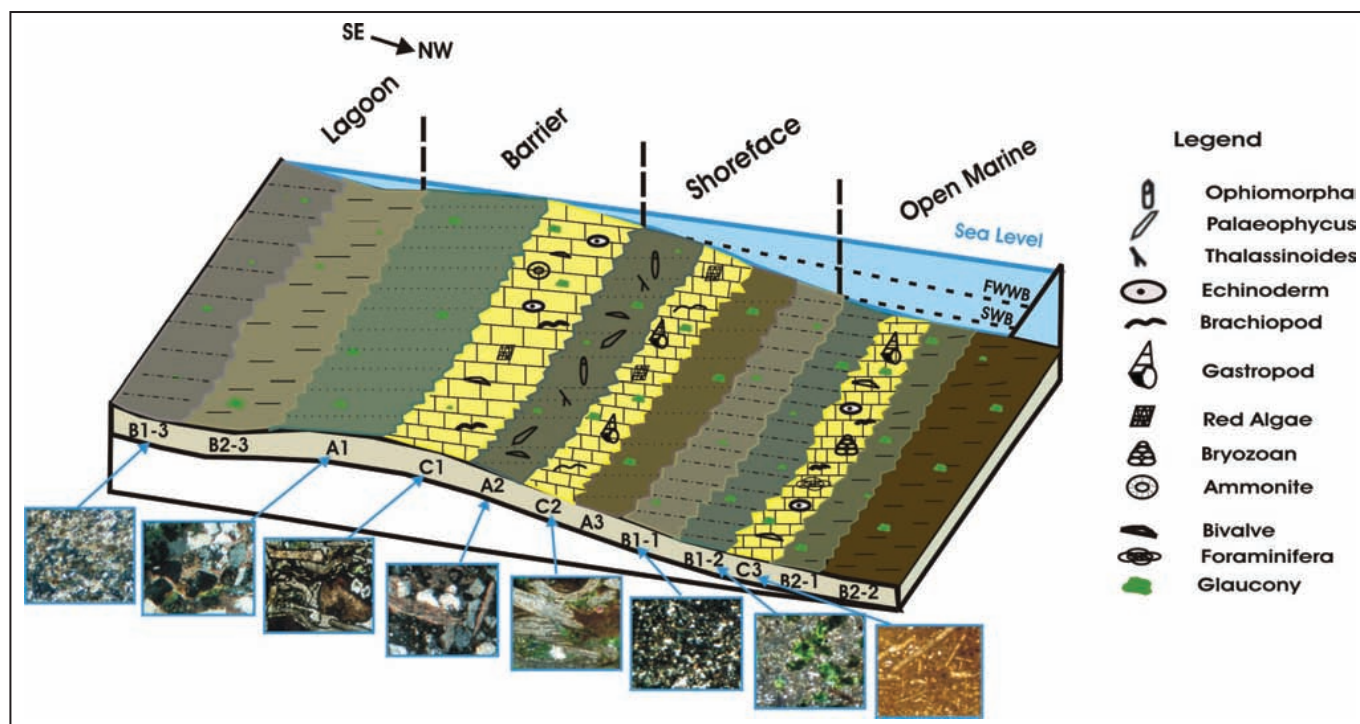
شکل ۳- رخساره‌های سیلیسی آواری مختلف در برش‌های مورد مطالعه. (A) ساب‌لیتارنایت با جورشدگی خوب (A₁)؛ (B) ساب‌آرکوز با جورشدگی متوسط (A₁)؛ (C) ساب‌لیتارنایت با جورشدگی ضعیف (A₂)



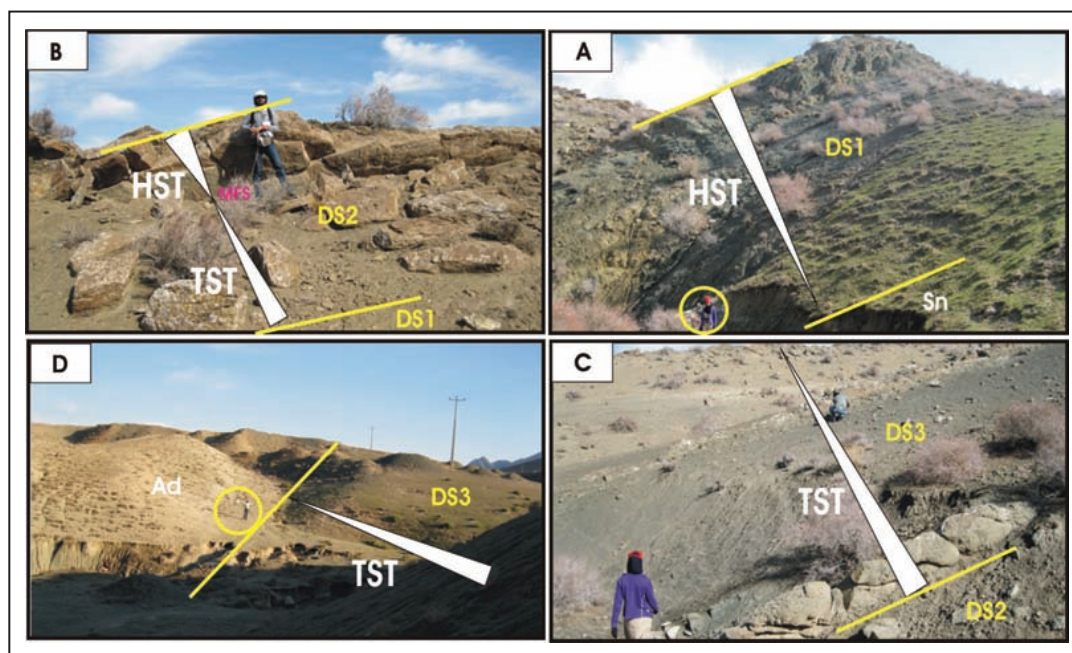
شکل ۳- رخصاره‌های سیلیسی آواری مختلف در برش‌های مورد مطالعه. (D) ساب‌لیتارنایت دارای سیلت و رس (A₃)؛ (E) سیلتستون ماسه‌ای که در آن اجزای آواری قابل تشخیص است (B_{1,1})؛ (F) سیلتستون‌های سبز رنگ دارای گلاکونی (B_{1,2})؛ (G) سیلتستون با سیمان اکسید آهن و دارای لایه‌بندی (B_{1,3})؛ (H) وجود ژئیس در شیل‌ها (B_{2,3}).



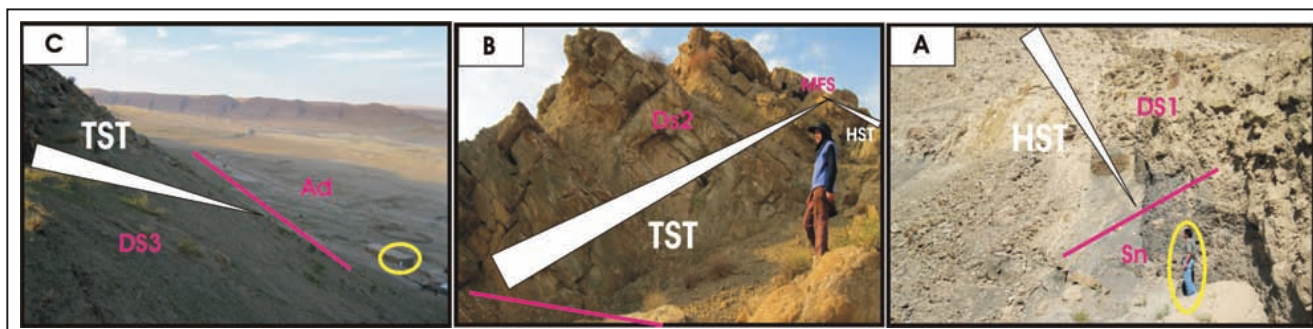
شکل ۴- رخصاره‌های کربناته مختلف در برش‌های مورد مطالعه. (A) رودستون ماسه‌ای بیوکلاستی با گلاکونی و چینه‌بندی مورب (C₁)؛ (B) رخصاره C₁ در صحرا؛ (C) رودستون ماسه‌ای بیوکلاستی با گلاکونی (C₂)؛ (D) رخصاره C₂ در صحرا؛ (E) فلوتستون ماسه‌ای بیوکلاستی با آمونیت و گلاکونی (C₃)؛ (F) رخصاره C₃ در صحرا.



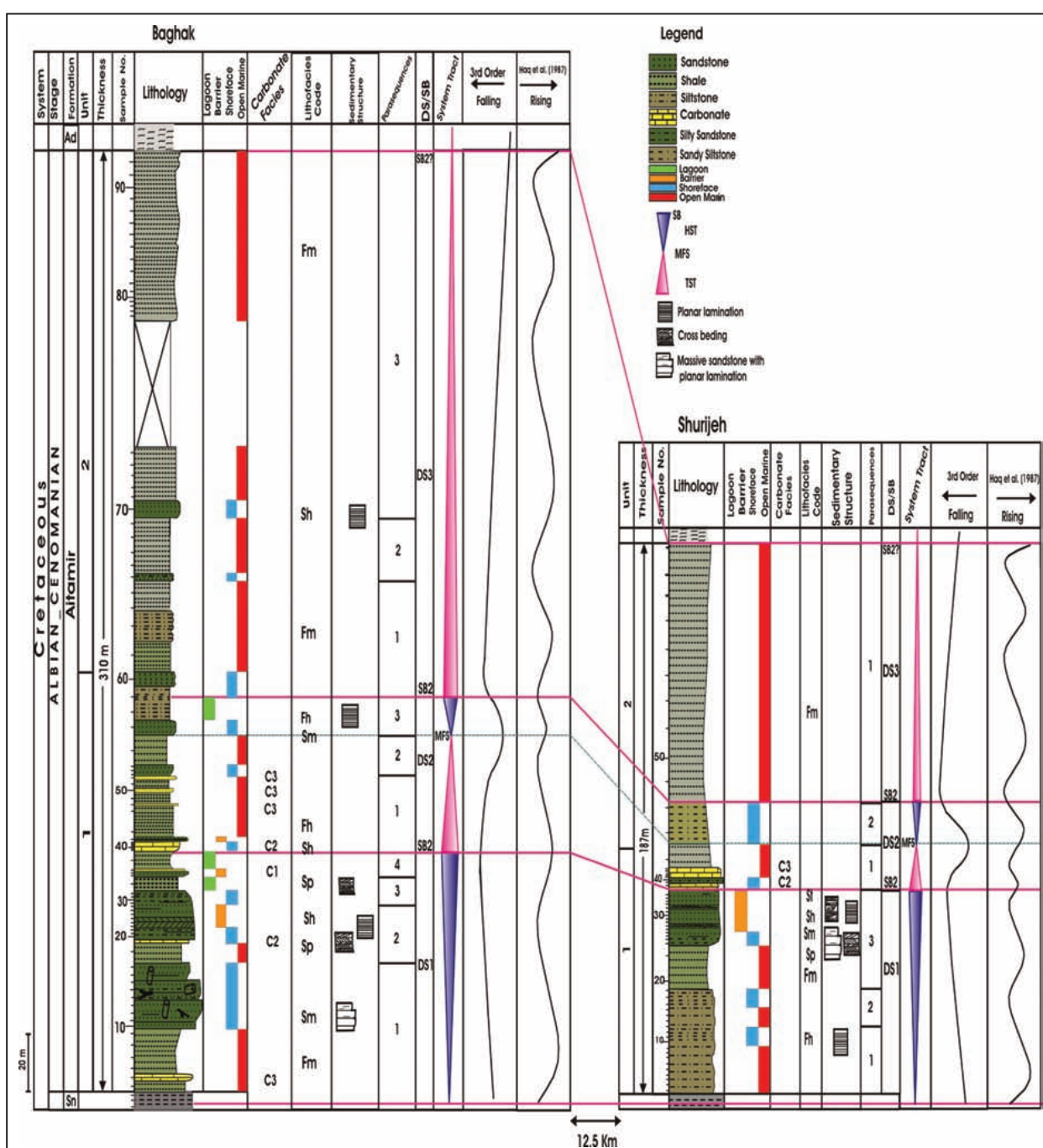
شکل ۵- مدل رسوبی سه‌بعدی نهشته‌های سیلیسی آواری و کربناته سازند آیتامیر در ناحیه مورد مطالعه.



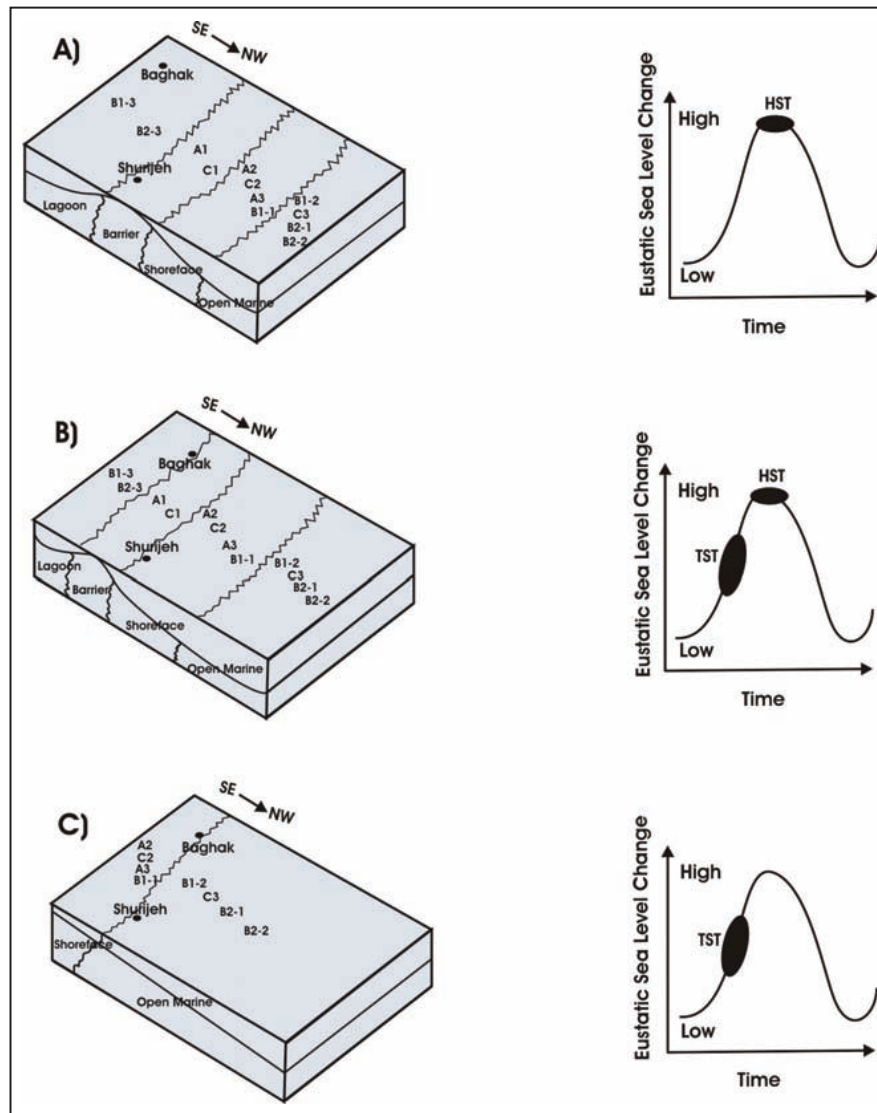
شکل ۶- سکانس‌های رسوبی سازند آیتامیر در برش باغک. (A) دسته‌رخساره HST در سکانس رسوبی اول؛ (B) سکانس رسوبی دوم که شامل دو دسته‌رخساره TST و HST و سطح پیشینه پیشروی (MFS) است؛ (C) سکانس رسوبی سوم که تنها دارای دسته‌رخساره TST است؛ (D) مرز بالایی سکانس رسوبی سوم با سازند آبدراز (Ad) (در همه تصاویر دید به سوی شمال باختر است).



شکل ۷- سکانس‌های رسوبی سازند آیتامیر در برش شورججه. (A) دسته‌رخساره HST در سکانس رسوبی اول؛ (B) دسته‌رخساره TST و HST در سکانس رسوبی دوم؛ (C) دسته‌رخساره TST در سکانس رسوبی سوم که شامل شیل‌های سبز دریای باز است (در همه تصاویر دید به سوی شمال خاور است).



شکل ۸- تحلیل چینه‌نگاری سکانسی سازند آیتامیر در برش‌های باغک و شورججه و انطباق جانبی آنها.



شکل ۹- تفسیر محیط رسوبی همراه با تحلیل چینه‌نگاری سکansı سازند آیتامیر در برش‌های مورد مطالعه.

کتابکاری

- افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳- زمین‌شناسی کپه‌داغ، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۷۵ ص.
- عاشوری، م.، شرفی، م.، محبوبی، ا. و موسوی حرمی، ر.، ۱۳۹۰- اثر رخساره‌ها و اهمیت محیطی اثر فسیل‌ها در سازند آیتامیر حوضه کپه‌داغ، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، جلد بیست و هفتم، شماره ۴۳، صص. ۴۱ تا ۶۲.
- علامه، م.، محبوبی، ا.، موسوی حرمی، ر. و خانه‌باد، م.، ۱۳۹۴- سازوکار تشکیل و خاستگاه کانی‌گلاکونی در سازند آیتامیر (آلبین- سنومالین) در برش‌های باغک و شوربچه- شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، جلد بیست و سوم، شماره ۱، صص. ۵۵ تا ۶۲.

References

- Amorosi, A., 1997- Detecting compositional, spatial and temporal attributes of glaucony: A tool for provenance research, *Sedimentary Geology*, 135-153.
- Baccelle, L. and Bosellini, A., 1965- Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocche sedimentary, *Annali dell universita di ferrara, Sience Geologiche Palenotologiche* 3, 59-62.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal Earth Sciences* 18, 210- 265.
- Catuneanu, O., 2006- *Principles of Sequence Stratigraphy*. First Edition, Elsevier, Amsterdam, 375 pp.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J. P., Blum, M. D., Dalrymple, R. W., Eriksson, P. G., Fielding, C. R., Fisher, W. L., Galloway, W. E., Gibling, M. R., Giles, K. A., Holbrook, J. M., Jordan, R., Kendall, C. G. St. C., Macurda, B., Martinsen, O. J., Miall, A. D., Neal, J. E., Nummedal, D., Pomar, L., Posa-mentier, H. W., Pratt, B. R., Sarg, J. F., Shanley, K. W., Steel, R. J., Strasser, A., Tucker, M. E. and Winker, C., 2009- Towards the standardization of sequence stratigraphy, *Earth science Review* 92, 1-33.

- Chang, S. S., Shau, Y. H., Wang, M. K., Ku, C. T. and Chiang, P. N., 2008- Mineralogy and occurrence of glauconite in central Taiwan, *Applied Clay Science* 42, 74-80.
- El-Azabi, M. H. and 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-ghali, M. A. K., Morad, S., Mansurbeg, H., Angel Caja, M., Ajdanlijsky, G., Ogle, N., Al-Aasm, I. and Sirat, M., 2009- Distribution of diagenetic alterations within depositional facies and sequence stratigraphic framework of fluvial sandstones: Evidence from the Petrohan Terrigenous Group, Lower Triassic, NW Bulgaria, *Marine and Petroleum Geology* 26(7), 1212-1227.
- El-ghali, M. A. K., Tajori, K. G., Mansurbeg, H., Ogle, N., Kalin, R. M., 2006- Origin and timing of siderite cementation in Upper Ordovician glaciogenic sandstones from the Murzuq basin, SW Libya, *Marine and Petroleum Geology* 23, 459–471.
- Embry, A. F. and Kloven, J. E., 1971- A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories, *Bulletin Canadian Petroleum Geology* 19, 730-781.
- Emery, D. and Myers, K. J., 1996, *Sequence Stratigraphy*. Oxford, U. K., Blackwell, 297 pp.
- Flügel, E., 2010- *Carbonate Sedimentary Rocks*, Berlin, Springer, 976 pp.
- Folk, R., 1980- *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill, Austin, Texas, 159pp.
- Ghosh, P., Sarkar, S. and Maulik, P., 2006- Sedimentology of a muddy alluvial deposit: Triassic Denwa Formation, India. *Sedimentary Geology*, 191, 3–36.
- Golonka, J., 2004- Plate tectonic evolution of the Southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 39: 251-252.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. and Vail, P. R., 1987- Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present), *Science* 235, 1156–1166.
- 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.
- Huerta, P., Armenteros, I., Recio, C. and Antonio Blanco, J., 2010- Palaeogroundwater evolution in playa-lake environments sedimentary facies and stable isotope record (Palaeogene, Almazan basin, Spain), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 286, 135-148.
- Kidwell, S. M. 1991- The stratigraphy of shell concentrations, In: Allison, P. A. and Briggs, D. E.G. (Eds.) *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record*, Plenum press, New York, 211-290.
- Lee, H. S. and Chough S. K., 2006- Refined lithostratigraphy and depositional environments of the Pyeongan Supergroup (Carboniferous-Permian) in the Taebaek area, mid-east Korea, *Journal of Asian Earth Science* 26, 339–352.
- Lyberis, N. and Manby, G., 1999- Oblique to orthogonal convergence across the Turan Block in the Post Miocene, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 83, 1153-1160.
- Miall, A. D., 2000- *Principle of Sedimentary Basin Analysis*, Springer-Verlag, New York, 668 pp.
- Miall, A. D., 2006- *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis*, *Petroleum Geology* (4th printing). New York: Springer-Verlag, 582 p.
- Moussavi-Harami, R. and 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.
- Shukla, U. K., Bachmann, G. H. and Singh, I. B., 2010- Facies architecture of the Stuttgart Formation (Schilfsandstein, Upper Triassic), central Germany, and its comparison with modern Ganga system, India, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297, 110-128.
- Tewari, P., Chinmoy Rajkonwar, C., Lachawimawii, Lalnunluanga, P., Malsawma, J. Z., Ralte, V. Z. and Patel, S. J., 2011- Trace fossils from Bhuban Formation, Surma Group (Lower to Middle Miocene) of Mizoram India and their palaeoenvironmental significance. *Journal of Earth System Science*, 120: 1127–1143.
- Therrien, F., 2006- Depositional environments and fluvial system changes in the dinosaur-bearing Sânpetru Formation (Late Cretaceous, Romania): Post-orogenic sedimentation in an active extensional basin, *Sedimentary Geology*, 192, 183–205.
- Tucker, M. E., 2001- *Sedimentary Petrology*, Third Edition, Blackwell, Oxford, 260 p.
- Van Buchem, F. S. P., Allan, T. L., Laursen, G. V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N. A. H., Tahmasbi, A. R., Vedrenne, V. and Vincent, B., 2010- Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations), SW Iran: *Geological Society, London, Special Publication* 329, 219-263.

Sequence stratigraphy of the Aitamir Formation (Albian-Cenomanian) in Baghak and shurijeh sections-east Koppeh Dagh Basin

M. Allameh¹, A. Mahboubi^{2*}, R. Moussavi-Harami² and M. Khanehbad³

¹M.Sc., Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

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

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

Received: 2016 March 09

Accepted: 2016 September 25

Abstract

The Aitamir Formation (Albian-Cenomanian) composed of siliciclastic rocks and several carbonate horizons. In order to study depositional environment and sequence stratigraphy, two stratigraphic sections studied in east Koppeht Dagh basin near the Baghak and Shurijeh villages. Field and petrographic studies led to siliciclastic and carbonate facies that deposited in lagoon, barrier, shoreface and open marine environments. Sequence stratigraphy analysis led to identification of three depositional sequences in both sections. Comparison of interpreted sea level curves at studied area with Albian-Cenomanian global curve shows similarities and differences that can be related to tectonic setting and sedimentation rate.

Keywords: Aitamir, Albian-Cenomanian, Sequenc stratigraphy, Facies, Depositional environment.

For Persian Version see pages 3 to 12

*Corresponding author: A. Mahboubi, E-mail: mahboubi@um.ac.ir