

چینه نگاری سکانشی سازند آیتامیر (آلبین - سنومانین) در ناودیس های شیخ و بی بهره غرب حوضه رسوبی کپه داغ

محمود شرفی، محمود عاشوری، اسداله محبوبی*، رضا موسوی حرمی، مهدی نجفی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

*مسئول مکاتبات - آدرس الکترونیکی: amahboobi2001@yahoo.com

(دریافت: ۸۸/۹/۲۵؛ پذیرش: ۸۹/۳/۲۳)

چکیده

حوضه رسوبی کپه داغ در شمال شرق ایران و جنوب ترکمنستان قرار گرفته است. سازند آیتامیر به سن آلبین - سنومانین در این حوضه ته نشست کرده است. بر اساس اندازه گیری چهار برش چینه نگاری، محیط های ته نشینی و تاریخچه تغییرات سطح آب دریا در سازند آیتامیر تفسیر شده است. مشاهدات پتروگرافی و صحرایی منجر به شناسایی رخساره های سنگی کربناته و سیلیسی آواری (گل سنگ و ماسه سنگ) شده است. سنگ های کربناته در زیر محیط های لاگون نیمه محصور، پایین حاشیه ساحلی و دریای باز نهشته شده اند. سنگ های سیلیسی آواری در زیر محیط های لاگون، سدی، حاشیه ساحلی و دریای باز ته نشست یافته اند. آنالیز چینه نگاری سکانشی منجر به شناسایی دو (برش شیخ) و چهار (سرخزو) سکانش رسوبی در غرب و سه (برش گدگانلو) و چهار (برش پسکوه) سکانش رسوبی در شرق ناحیه مورد مطالعه شده است. مقایسه منحنی تفسیر شده سطح آب دریا در آلبین - سنومانین با منحنی جهانی، دارای شباهت ها و اختلافاتی است که در ارتباط با تغییرات مربوط به موقعیت تکتونیکی ناحیه و نرخ متفاوت بارگذاری رسوب در ناحیه مورد مطالعه است. بازسازی محیط رسوبگذاری در زمان آلبین - سنومانین توسط دیاگرام های سه بعدی در نه مرحله نشان داده شده است. امید است تا این اطلاعات بتواند برای تفسیر جغرافیای دیرینه کرتاسه میانی در سایر نقاط مورد استفاده قرار گیرد.

واژه های کلیدی: آیتامیر، آلبین - سنومانین، چینه نگاری سکانشی، حوضه کپه داغ

مقدمه

طوری که ضخامت سازند از شرق به غرب از ۲۰۰ تا بیش از ۱۰۰۰ متر در تغییر است. هدف از انجام این مطالعه: شناسایی رخساره های سنگی و تفسیر محیط رسوبگذاری آنها، آنالیز چینه نگاری سکانشی و بالاخره تفسیر تاریخچه تغییرات سطح آب دریا در زمان آلبین - سنومانین در ناحیه مورد مطالعه است.

روش مطالعه

در این تحقیق چهار برش چینه شناسی اندازه گیری و مطالعه شده است (شکل ۱). این برش ها شامل روستای شیخ و روستای سرخزو واقع در دو یال ناودیس شیخ در ۳۵ کیلومتر جاده شیروان - بجنورد و روستای گدگانلو و روستای پسکوه در دو یال ناودیس بی بهره واقع در شمال شرق شیروان است. تعداد ۱۰۲ مقطع نازک و ۳۰ نمونه شیلی شسته شده، جهت تعیین رخساره های سنگی مطالعه شده است. سنگ های کربناته بر طبق امبری و کلوون (Embry & Klovan 1971) و سنگ های سیلیسی آواری بر طبق فولک (Folk 1980) طبقه بندی

حوضه رسوبی کپه داغ در شمال شرق ایران و جنوب ترکمنستان بین عرض های جغرافیایی ۳۵° ۳۰' تا ۳۸° ۱۵' شمالی و ۵۴° ۱۳' تا ۶۱° طول شرقی قرار دارد. حوضه کپه داغ به عنوان یک حوضه درون قاره ای بعد از بسته شدن اقیانوس ساب هرستین در اثر کوهزایی سیمیرین پیشین در تریاس میانی به وجود آمده است. رسوبات پیوسته ای از ژوراسیک تا میوسن در بخش شرقی حوضه در طی پنج سوپر سکانش پیشرونده و پسرونده برجای گذاشته شده است (Moussavi-Harami & Berner 1992). فرونشینی تحت کنترل گسل ها از ژوراسیک تا ائوسن باعث ته نشینی تا ۱۰ کیلومتر رسوب در حوضه شده است. در آلبین و اوایل سنومانین پسین افت سطح آب دریا منجر به ته نشینی رسوبات هیبریدی سازند آیتامیر شده است به طوری که در برش الگو این سازند از دو بخش ماسه سنگ گلاکونیتی و شیل تشکیل شده است. مرز این سازند با سازند سنگانه به صورت تدریجی و با سازند آب دراز به صورت ناپیوستگی است (افشار حرب ۱۳۷۳). ضخامت سازند آیتامیر از غرب به شرق و از شمال به جنوب حوضه کاهش می یابد به

زیر رخساره توسط سیمان غالب کلسیتی و مقداری اکسید آهن به یکدیگر متصل شده اند. دانه ها در این زیر رخساره دارای اندازه ای بین ماسه خیلی ریز تا متوسط، بی شکل تا نیمه شکل دار و زاویه دار تا نیمه گرد شده اند. جور شدگی در این ماسه سنگ ها متوسط تا خوب است. بلوغ بافتی نیز در این ماسه سنگ ها بین مچور تا ساب مچور تغییر می کند. لامیناسیون مورب تراف و افقی از ساخت های رسوبی مشاهده شده در این ماسه سنگ ها است.

زیر رخساره A2

Medium to very fine-grain, carbonate and Fe oxide cemented, submature-mature, opaque mineral, pyrite, mica, fossil and glaucony, subarkose to sublitharenite

اختصاصات بافتی و ترکیبی این زیر رخساره تقریباً مشابه زیر رخساره A1 است (شکل ۲). جور شدگی متوسط-ضعیف، وجود خرده های فسیلی (هتروهلکس، ایسترا و سایر دوکفه ای ها) به طور متوسط ۶ درصد (۴-۱۰ درصد) و همچنین عدم وجود ساختار های رسوبی طبقه بندی مورب تراف و لامیناسیون مورب این زیر رخساره را از زیر رخساره ماسه سنگی A1 متمایز میکند.

رخساره گل سنگ (B): این رخساره شامل شیل (B1) و سیلتستون (B2) است.

زیر رخساره B1: این زیر رخساره از سه نوع شیل متفاوت به شرح زیر تشکیل شده است:

B1-1: عمدتاً از شیل های ضخیم لایه سبز رنگ حاوی دانه های گلاکونی با درجات مختلف رسیدگی از نوظهور تا رسیده و خیلی رسیده و غالباً سیلتی تشکیل شده است (شکل ۲). خرده های فسیلی غالباً از نوع فرامینیفر های پلاژیک (هتروهلکس و انواع دیگر) نیز در این شیل ها وجود دارد. این شیل ها عمدتاً در قسمت میانی توالی های مورد مطالعه قرار دارد.

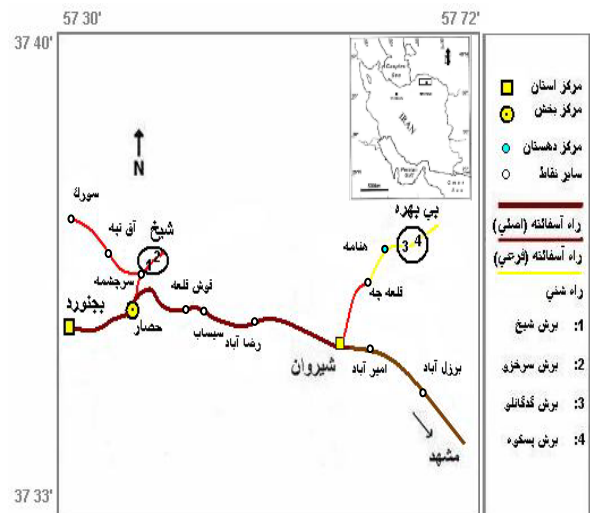
B1-2: عمدتاً از شیل های خاکستری ضخیم لایه حاوی پولک هایی از ژپس تشکیل شده و بدون خرده فسیل های پلاژیک (یا به میزان بسیار اندک) می باشد. شیل ها در برش های شیخ و سرخزو در قسمت فوقانی مشاهده می شوند (شکل ۲).

B1-3: شیل های ماسه ای ضخیم لایه و خاکستری رنگ که حاوی خرده های فسیلی پلاژیک (عمدتاً فرامینیفر نوع هتروهلکس) و مقادیر اندک گلاکونی هستند (شکل ۲).

زیر رخساره B2: سیلتستون ها به دو صورت زیر مشاهده می شوند:

B2-1: شامل سیلتستون های آهکی ضخیم لایه، سبز تا زرد رنگ حاوی دانه های گلاکونی عمدتاً نوظهور با فراوانی بسیار اندک و فاقد خرده های فسیلی است (شکل ۲).

شده اند. بر اساس شناسایی رخساره های سنگی و محیط رسوبی آنها، چینه نگاری سکansı سازند آیتامیر در ناحیه مورد مطالعه تفسیر شده است. در این مطالعه از مفاهیم ارائه شده توسط مولفین مختلف برای تعیین مرز سکانس، سکانس های ته نشینی، پاراسکانس ها، مجموعه پاراسکانس ها و دسته رخساره ها (Coe 2003; Catuneanu 2006; Arnott 2007) استفاده شده است.



شکل ۱- نقشه راه های دسترسی به سازند آیتامیر که موقعیت برش های مورد مطالعه در آن مشخص شده است.

رخساره های سنگی

رسوبات سازند آیتامیر از دو مجموعه رخساره سیلیسی آواری و سنگ آهک تشکیل شده است.

مجموعه رخساره سیلیسی آواری: این مجموعه بر اساس اندازه دانه از دو رخساره ماسه سنگ و گل سنگ تشکیل شده است:

رخساره ماسه سنگی (A): این رخساره (شکل ۲) عمدتاً در قسمت پایین سازند و در تمامی برش های مورد مطالعه و به میزان کمتر در قسمت فوقانی دیده می شود. رخساره های ماسه سنگی شامل دو زیر رخساره A1 و A2 است:

زیر رخساره A1

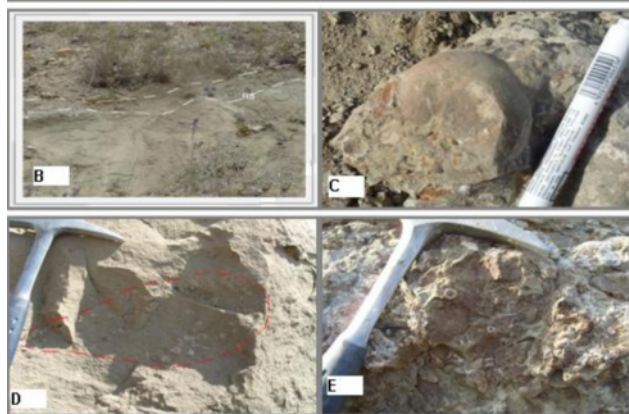
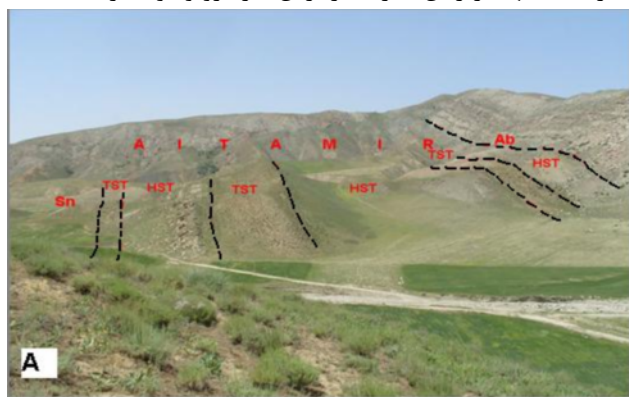
Medium to very fine-grain, carbonate and Fe oxide cemented, submature-mature, opaque mineral, pyrite, mica, glaucony, subarkose to sublitharenite

این ماسه سنگ ها دارای رنگ سبز زیتونی تا سبز-زرد (بر اساس میزان گلاکونی) و ضخیم لایه اند. اجزای اصلی تشکیل دهنده این زیر رخساره کوارتز با فراوانی متوسط ۸۷ درصد، فلدسپات ۷/۲ درصد، چرت ۵/۸ درصد است. اجزای فرعی این رخساره شامل گلاکونی به طور متوسط ۱۰ تا ۱۲ درصد، پیریت ۱ تا ۲ درصد، میکا ۱-۲ درصد و کانی های سنگین کمتر از ۱ درصد است. اجزای تشکیل دهنده این

۲۲ درصد تغییر می کند. اجزای آواری موجود نظیر کوارتز، فلدسپات و چرت در حد ۱۰-۱۵ درصد است. فضای بین اجزای تشکیل دهنده در این رخساره عمدتاً توسط سیمان کلسیتی و مقادیر اندکی اکسید آهن پر شده است.

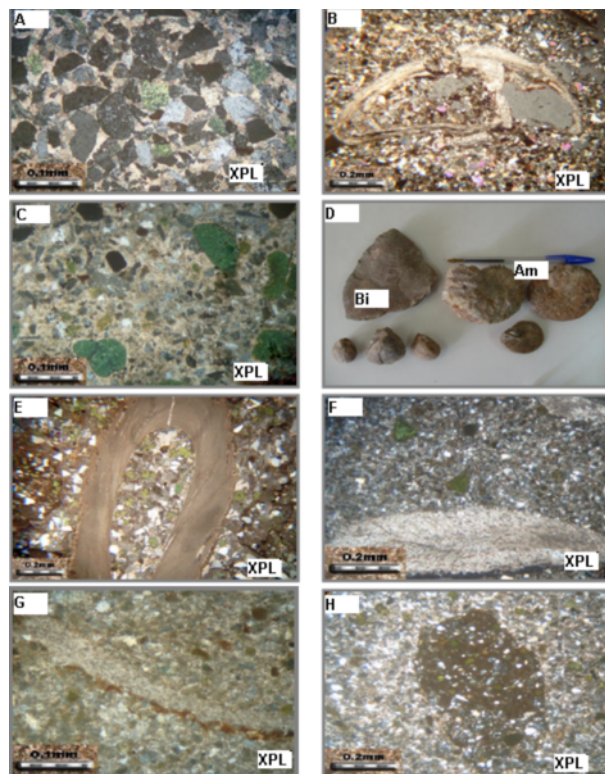
رخساره C2: رودستون ماسه ای حاوی آمونیت، خرده های اسکلتی و گلاکونی.

این رخساره نیز به صورت متوسط لایه با مرز زیرین مشخص و مرز بالایی تدریجی است. این رخساره تقریباً به طور غالب شامل آمونیت ۲۷ درصد (۷-۱۴ سانتیمتر)، گاستروپود ۳ درصد (۲-۴ سانتیمتر)، حدود ۳ درصد کلسی اسفر، ۲ درصد فرامینیفر (غالباً هتروهلکس)، کمتر از ۱ درصد اکینودرم و مقادیر اندکی کرم های حلقوی است (شکل های ۳ و ۲). در این رخساره نیز فسیل های آمونیت به صورت کاملاً سالم وجود دارند. اجزای آواری شامل کوارتز، فلدسپات و چرت در اندازه ماسه متوسط در زمینه ای از گل، سیمان کلسیتی اندک و اکسید آهن قرار دارند. درصد گلاکونی در این رخساره ۱۳ درصد است. رخساره C2 تنها در راس سازند در برش سرخزو وجود دارد.



شکل ۳- A: تصویر سازند آیتامیر در برش گدگالو با دسته رخساره های آن (Sn: سازند سنگانه، Ab: سازند آبدراز); B: افق پرفسیل سوم در برش سرخزو بالای سطح پیشروی دریایی (RS); C: افق پرفسیل اول در قاعده سازند آیتامیر در برش سرخزو; D: تجمع فسیلی به صورت عدسی در ماسه سنگ های دسته رخساره HST در برش گدگالو; E: افق پرفسیل در راس دسته رخساره TST در برش پسکوه.

B2-2: مشابه با B2-1 شامل سیلتستون های آهکی ضخیم لایه و سبز رنگ است با این تفاوت که دارای مقداری خرده های فسیلی (هتروهلکس و دوکفه ای) و همچنین مقادیر بیشتر دانه های گلاکونی نوظهور و رسیده است (شکل ۲).



شکل ۴: A: زیر رخساره A₁: ماسه سنگ گلاکونی دار; B: زیر رخساره A₂: ماسه سنگ گلاکونی فسیل دار; C: ماتریکس رخساره c₁ که ماسه سنگ خیلی دانه ریز گلاکونی دار است; D: فونای غالب در رخساره C₁: Am: آمونیت، Bi: دوکفه ای; E: رخساره C₂; F: رخساره C₃; G: سیلتستون با خرده فسیلی; H: سیلتستون فاقد خرده های فسیلی و مقادیر اندک گلاکونی.

مجموعه رخساره سنگ های آهکی (C)

این مجموعه شامل سه رخساره C₁، C₂ و C₃ است (شکل ۲):
رخساره C₁: رودستون ماسه ای حاوی آمونیت، دوکفه ای، خرده های اسکلتی و گلاکونی.

این رخساره به صورت متوسط تا نازک لایه است که در سطح آن اثرات فسیلی فراوان (تالاسینوئید) حاصل از فعالیت موجودات مشاهده می شود. اجزای این رخساره شامل آمونیت (۲-۱۵ سانتیمتر)، دوکفه ای (۲ تا ۱۲ سانتیمتر) (ایسترا و دیگر دوکفه ای ها)، گاستروپود (۳ سانتیمتر) و مقادیر اندکی دندان ماهی، بلمنیت و کرم های حلقوی (Annelid worm) است. اکثر آمونیت ها، دوکفه ای ها و گاستروپود ها به صورت سالم و کامل است. دوکفه ای ها نیز دارای کفه های متصل به هم هستند (شکل های ۲ و ۳). جور شدگی این مجموعه فونی ضعیف و تنوع آنها بالا است. میزان گلاکونی در این رخساره بین ۱۰ تا

رخساره C3: رودستون ماسه ای حاوی دوکفه ای، خرده های اسکلتی و گلاکونی.

این رخساره به صورت نازک تا متوسط لایه یا به صورت سنگ فرش (Pavement) بر روی سطح لایه دیده می شود. مرز زیرین این رخساره به صورت تدریجی و مرز بالایی با اثرات فسیلی فراوان مشخص است. مجموعه فونی موجود در این رخساره شامل دوکفه ای و ایسترا با اندازه متوسط ۲ سانتیمتر، مقادیر اندک گاستروپود (۱-۲ سانتیمتر) و فرامینیفر (۲ درصد) است. حفظ شدگی فسیل ها از خوب حفظ شده تا به هم ریخته و خرد شده تغییر میکند. میزان گلاکونی بین ۱۰ تا ۳۵ درصد است. اجزای آواری شامل کوارتز، فلدسپات و چرت در اندازه ماسه خیلی ریز تا ریز با فراوانی ۱۰-۱۵ درصد است. فضای بین اجزای تشکیل دهنده عمدتاً توسط سیمان کلسیتی و مقادیری هم اکسید آهن پر شده است.

محیط رسوبگذاری

بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی، این واحد های سنگی در زیر محیط های لاگونی، حاشیه ساحلی، سدی و دریای باز نهشته شده اند (شکل ۴).

محیط لاگونی: شیل های خاکستری رنگ و حاوی خرده یا پولک های ژپیس (B1-2)، تشکیل در محیطی با انرژی پایین، کم عمق و با درجه شوری نسبتاً بالا، نظیر لاگون را نشان میدهند. شوری بالا و میزان اکسیژن متغیر موجب می شود که موجودات بسیار اندکی این محیط را تحمل کنند. در این شیل ها دانه های گلاکونی به دلیل فراهم نشدن شرایط لازم (شوری نرمال، چرخش کافی آب جهت تامین یون های آهن و پتاسیم و وجود بستر مناسب از رسوبات) بسیار اندک است (Amorosi & Centinio 1997; Diaz et al. 2002; Chafetz 2007; Chang et al. 2008).

سیلتستون های سبز تا نخودی رنگ، فاقد هر گونه خرده فسیلی و حاوی مقادیر بسیار اندک گلاکونی است. رسوبگذاری این رسوبات دانه ریز نیز ممکن است در شرایط محیطی آرام لاگونی صورت گرفته باشد (Amorosi & Centinio 1997; Diaz et al. 2002).

سنگ آهک رخساره C2، حاوی آمونیت، مقادیر اندک کرم های حلقوی، گاستروپود، کلسی اسفر و فرامینیفر های پلاژیک (هتروهلکس) به همراه ذرات آواری در اندازه ماسه متوسط است که در زمینه ای از گل قرار دارد. وجود آمونیت نشان دهنده شرایط محیط دریایی باز با شوری نرمال است (Wilmsen et al. 2005; Parras and 2006; Casadio 2005; Jank et al. 2006)، اما وجود ذرات آواری (۱۰-۱۵ درصد) در حد ماسه متوسط در زمینه ای از گل نشان از تامین ذرات از محیط ساحلی پر انرژی دارد که با توجه به تنوع نسبتاً پایین مجموعه فونی (عمدتاً آمونیت آناهوپلیتس و مانتلی سراس)، میتواند در یک

محیط لاگونی نیمه محصور و تحت تاثیر امواج جزر و مدی ته نشین شده باشد. این ارتباط با وجود مقادیر اندکی از کلسی اسفر ها، فرامینیفر های پلاژیک و گلاکونی به همراه آمونیت مشخص می گردد.

محیط سدی: شواهد بافتی نظیر نبودن رس ماتریکسی، جور شدگی خوب با دانه های خوب تا متوسط گرد شده در ماسه سنگ های زیر رخساره A1 نشان می دهد که در یک محیط با انرژی متوسط-بالا در دریای کم عمق نهشته شده اند.

وجود دانه های سبز گلاکونی (از نوع درجازا، عاشوری و همکاران ۱۳۸۸) در ماسه سنگ، خود دلیل دیگری بر نهشته شدن آنها در محیط دریایی کم عمق است. وجود اثرات فسیلی افیومورفا و تالاسینوئیدس (شکل ۵) مؤید محیط های حاشیه ساحلی (shoreface) و ساحلی (coastal) است که تحت تاثیر موجودات حفار ایجاد می شود (Pedersen & Bromley 2006). تیلور و همکاران (Taylor et al. 2003) و فوریش و همکاران (Fursich et al. 2006) معتقدند در نهشته های ساحلی (از پشت ساحل تا حاشیه ساحلی) معمولاً اثرات فسیلی عمودی مانند افیومورفا تشکیل میشود. در این ماسه سنگ ها، ساختمان های رسوبی نظیر لامیناسیون مورب تراف (شکل ۶) و افقی مشاهده شده که این خود یکی از مشخصه های محیط های دریایی کم عمق است.

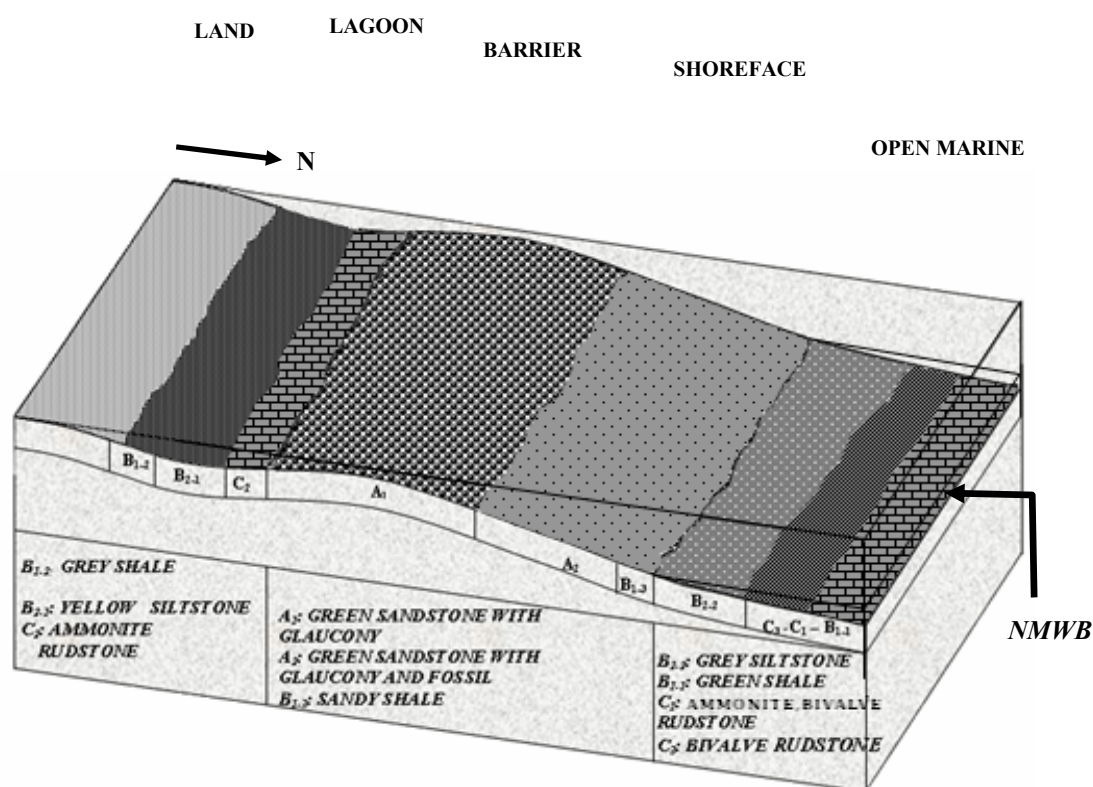
محیط حاشیه ساحل (Shoreface): در این محیط ماسه سنگ های حاوی خرده های فسیلی دوکفه ای با جورشدگی ضعیف تشکیل شده است. این ماسه سنگ ها (A2) نیز به مانند زیررخساره A1 در محیط دریایی کم عمق نهشته شده اند و حاوی گلاکونی هستند (Amorosi 1997; Chafetz 2007; Chang et al. 2008). وجود اثرات فسیلی افیومورفا و تالاسینوئید (شکل ۵) (Fursich et al. 2006)، رسوبگذاری در قسمت حاشیه ساحلی را تأیید می کند. بخشی از شیل ها، ماسه ای هستند که در محیط های دریایی کم عمق تر نسبت به شیل های سبز حاوی گلاکونی نهشته شده اند. خرده های فسیلی پلاژیک (عمدتاً هتروهلکس) نیز در این شیل های ماسه ای مشاهده می گردد که ممکن است در اثر طوفان های دریایی به محل رسوب گذاری این رسوبات حمل شده باشد.

محیط دریای باز: شیل های گلاکونی دار سبز رنگ و فاقد خرده فسیلی یا به میزان بسیار اندک که در بین رخساره های ماسه سنگی (A2) و کربناتی دریای باز قرار گرفته اند، در محیط دریای باز ته نشین شده است. سیلتستون ها ی حاوی خرده های فسیلی (هتروهلکس) و مقادیر بیشتری گلاکونی نیز در این محیط تشکیل شده اند (Wigley

C3 با توجه به وجود دوکفه ای ها (El-Azabi & El-Araby 2005) و مقادیر قابل توجه گلاکونی (تا ۳۵ درصد)، نیز متعلق به دریای باز است.

بر اساس تغییرات جانبی و عمودی رخساره های سنگی، زیر محیط های در نظر گرفته شده برای رسوبات کربناته و آواری سازند آیتامیر شامل لاگون پشت سدی، سدی، حاشیه ساحلی و دریای باز است (شکل ۴).

(Chang *et al.* 2008; Compton 2007). رخساره C1 (رودستون ماسه ای حاوی آمونیت، دوکفه ای، خرده های اسکلتی با مقادیر فراوان گلاکونی) با توجه به حضور ایسترا (Parras & Casadio 2005)، آمونیت و بلمنیت (Wilmsen *et al.* 2005; Jank *et al.* 2006) و همچنین وجود مقادیر فراوان گلاکونی و تنوع نسبتا بالای مجموعه فونی، در محیط دریایی نرمال با مقدار مواد غذایی بالا و شرایط نوری مناسب تشکیل شده است (Wilmsen *et al.* 2005). رخساره کربناته



شکل ۴- مدل رسوبی مخلوط سیلیسی آواری - کربناته سازند آیتامیر در غرب حوضه رسوبی کپه داغ.



شکل ۵: اثرات فسیلی موجود در ماسه سنگ های سازند آیتامیر الف: تالاسینوئید، ب: افیومورفا.

هوگت (Hesselbo & Huggett 2001) و قالی و همکاران (El-ghalia, 2009, 2006, *et al.*)، است به طوریکه در سطح حداکثر پیشروی، گلاکونی ها عمدتاً از نوع رسیده و خیلی رسیده اند (دانه های گلاکونی که به ترتیب دارای رنگ های سبز و سبز تیره هستند). دسته رخساره HST در این سکانس رسوبی در برش های مختلف شامل سیلتستون و شیل های زرد-خاکستری با مقادیر بسیار اندک گلاکونی متعلق به محیط لاگون (برش سرخزو)، شیل و ماسه سنگ حاوی گلاکونی محیط های دریای باز و حاشیه ساحلی (برش های گدگانلو و پسکوه) است. در ماسه سنگ های مرحله HST تجمع فسیلی (فسیل های دوکفه ای و آمونیت ضعیف حفظ شده و به هم ریخته) به صورت عدسی مشاهده می شود که مشابه با انواع گزارش شده توسط کندو و همکاران (Kondo *et al.* 1998)، فورزیش و پاندی (Fursich & Pandey 2003) و پاراس و کاسادیو (Parras & Casadio 2005) است.

سکانس رسوبی ۲ (DS2): سکانس رسوبی ۲ در تمامی برش های مورد مطالعه وجود دارد (شکل ۷) و دارای بیشترین ضخامت در بین سکانس های تشخیص داده شده است. مرزهای این سکانس نیز از نوع SB2 است. ضخامت این سکانس از ۲۶۴ متر در برش شیخ (برش غربی منطقه مورد مطالعه) تا ۱۹۷ متر در برش گدگانلو (برش شرقی) در تغییر است. این سکانس در برش شیخ شامل پاراسکانس هایی از تناوب ماسه سنگ گلاکونیتی (محیط حاشیه ساحلی) و سیلتستون (دریای باز) است. این تناوب دارای الگوی انباشتگی پیشروی منطبق با سیکل های رده چهارم و پنجم ویل و همکاران (Vail *et al.* 1991) و نشان دهنده دسته رخساره TST است. شیل های گلاکونی دار (محیط دریای باز) و شیل های خا کستری فاقد گلاکونی و حاوی خرده های ژپس (محیط لاگونی)، نشان دهنده کم عمق شدن تدریجی محیط رسوبگذاری و بنابر این نشان دهنده دسته رخساره HST است. در دیگر برش ها این سکانس از سیلتستون-ماسه سنگ گلاکونی دار، افق پرفسیل (نشان دهنده دسته رخساره TST) و شیل های گلاکونی دار متعلق به محیط دریای باز (دسته رخساره HST) تشکیل شده است. افت سطح آب دریا باعث ته نشینی توالی ضخیم شیلی با یک الگوی انباشتگی برافزایی (برش گدگانلو و پسکوه) و برافزایی-پسرونده (در برش شیخ و سرخزو) شده است. در برش سرخزو شیل های خاکستری فاقد گلاکونی و حاوی خرده های ژپس متعلق به دسته رخساره HST نیز در بالای شیل های گلاکونی دار وجود دارد. سطح حداکثر پیشروی با حضور افق پرفسیل (Kitamura 1999)، الگوی توزیع گلاکونی (Amorosi 1997) و سیمان کلسیتی (El-ghalia *et al.* 2006, 2009) مشخص شده است.

سکانس رسوبی ۳ (DS3): سکانس رسوبی ۳ در برش گدگانلو وجود ندارد (شکل ۷). مرز تحتانی این سکانس در تمامی برش ها از نوع SB2



شکل ۶: طبقه بندی مورب تراف در ماسه سنگ های دانه متوسط سازند آیتامیر.

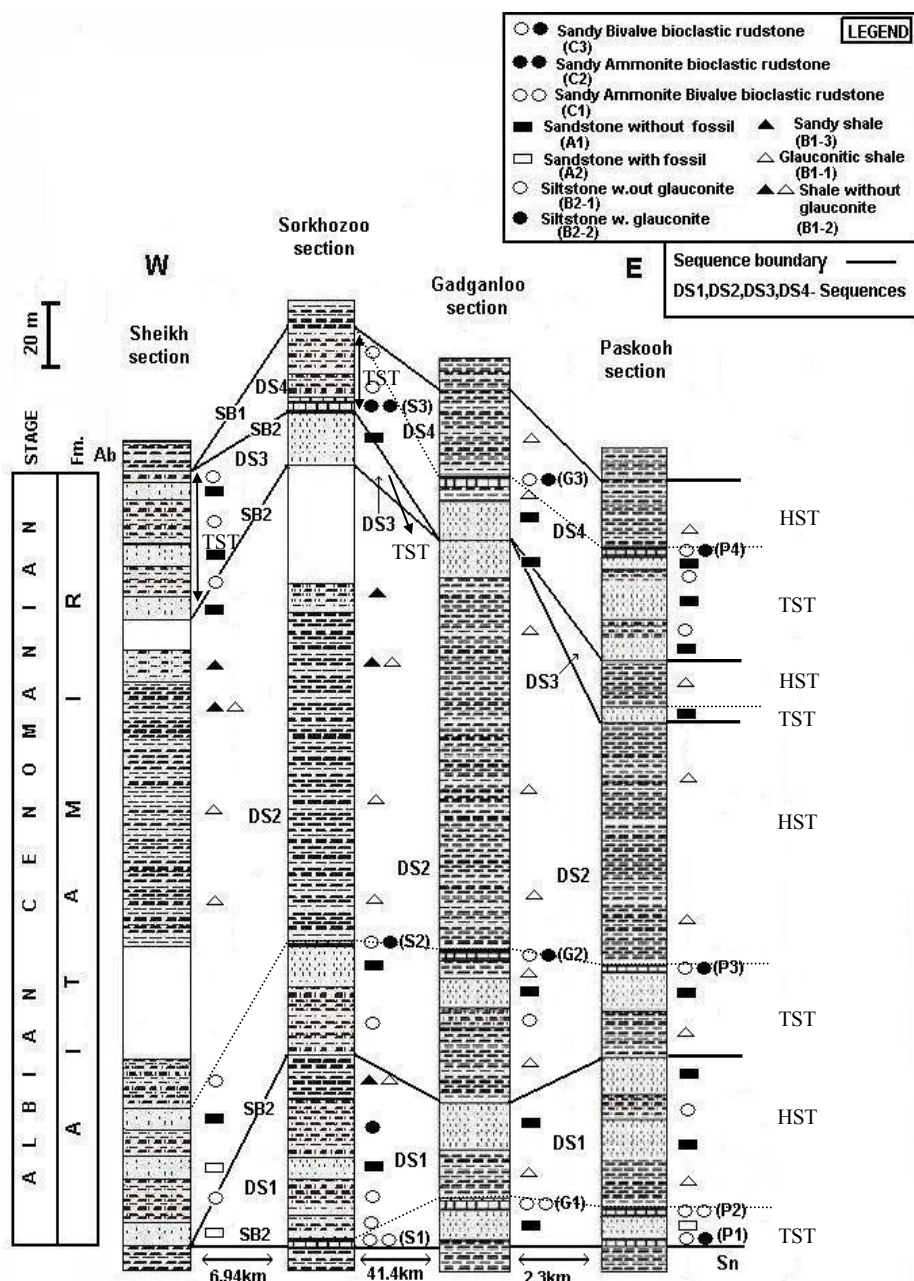
چینه نگاری سکانسی

سازند آیتامیر در برش های مورد مطالعه از دو (برش شیخ) و چهار سکانس رسوبی (DS) (برش سرخزو) در برش های غربی و سه (برش گدگانلو) و چهار (برش پسکوه) سکانس رسوبی در برش های شرقی تشکیل شده است. مرز تمامی سکانس ها به استثنای مرز فوقانی سکانس چهارم (مرز سازند آیتامیر با آب دراز) از نوع SB2 است. شناسایی مرز های سکانسی بر اساس تغییرات ناگهانی رخساره های سنگی بوده که در برش های مورد مطالعه با یکدیگر تفاوت هایی را نشان می دهند.

سکانس رسوبی ۱ (DS1): ضخامت این سکانس از ۳۶ متر در برش سرخزو، ۲۸ متر در برش گدگانلو تا ۴۱ متر در برش پسکوه در تغییر است. مرز زیرین این سکانس (مرز سازند های آیتامیر و سنگانه) از نوع SB2 است و با قرار گیری ماسه سنگ های حاشیه ساحلی (در دو برش سرخزو و گدگانلو) و ردستون ماسه ای (رخساره C3) (در برش پسکوه) بر روی شیل های تیره سازند سنگانه مشخص است. به طور کلی ضخامت این سکانس رسوبی از غرب به شرق افزایش می یابد (شکل ۷). این سکانس در برش های مورد مطالعه از ماسه سنگ گلاکونیتی و افق پرفسیل آهکی تشکیل شده است که مشخص کننده دسته رخساره TST است. حداکثر پیشروی با افق فسیلی که در محیط دریای باز ته نشست یافته است مشخص می شود. این افق پرفسیل که به عنوان Condensed backlap shellbed (تجمع فسیلی از فسیل های سالم و کامل که در انتهای دسته رخساره TST قرار میگیرد) معرفی شده است (شرقی و همکاران، ۱۳۸۸)، مشابه افقی است که کندو و همکاران (Kondo *et al.* ۱۹۹۸) و پاراس و کاسادیو (Parras & Casadio 2005) به عنوان شاخص سطح حداکثر پیشروی معرفی کرده اند. علاوه بر این، فراوانی و رسیدگی گلاکونی و همچنین میزان سیمان کلسیتی نیز از قاعده به راس این دسته رخساره افزایش می یابد که مشابه الگوی توزیعی معرفی شده توسط آموروسی (Amorosi 1997)، هسلبو و

باز) که تشکیل پاراسکانس هایی با الگوی انباشتگی پیشروی را می دهد، تشکیل شده است. در برش سرخزو این سکانس تنها از دسته رخساره TST تشکیل شده است که شامل ماسه سنگ های گلاکونیتی با الگوی انباشتگی ریز شو به سمت بالا است. این سکانس در برش پسکوه، سکانس کامل بوده و دربرگیرنده ماسه سنگ گلاکونیتی و شیل گلاکونی دار (حاشیه ساحلی و دریای باز) متعلق به دسته رخساره TST و HST است.

و مرز فوقانی در برش شیخ با ناپیوستگی رسوبی همراه است (افشار حرب ۱۳۷۳؛ آقائباتی ۱۳۸۳). در برش سرخزو مرز فوقانی این سکانس از نوع فرسایشی دریایی (TSE) (شرفی و همکاران ۱۳۸۸) بوده که با قرار گیری کنگلومرای بایوژنیک بر روی ماسه سنگ های دانه ریز با آشفستگی زیستی فراوان مشخص است. در دو برش دیگر مرز فوقانی سکانس از نوع SB2 است. سکانس رسوبی ۳ در برش شیخ از تناوب ماسه سنگ گلاکونیتی (محیط حاشیه ساحلی) و سیلتستون (دریای

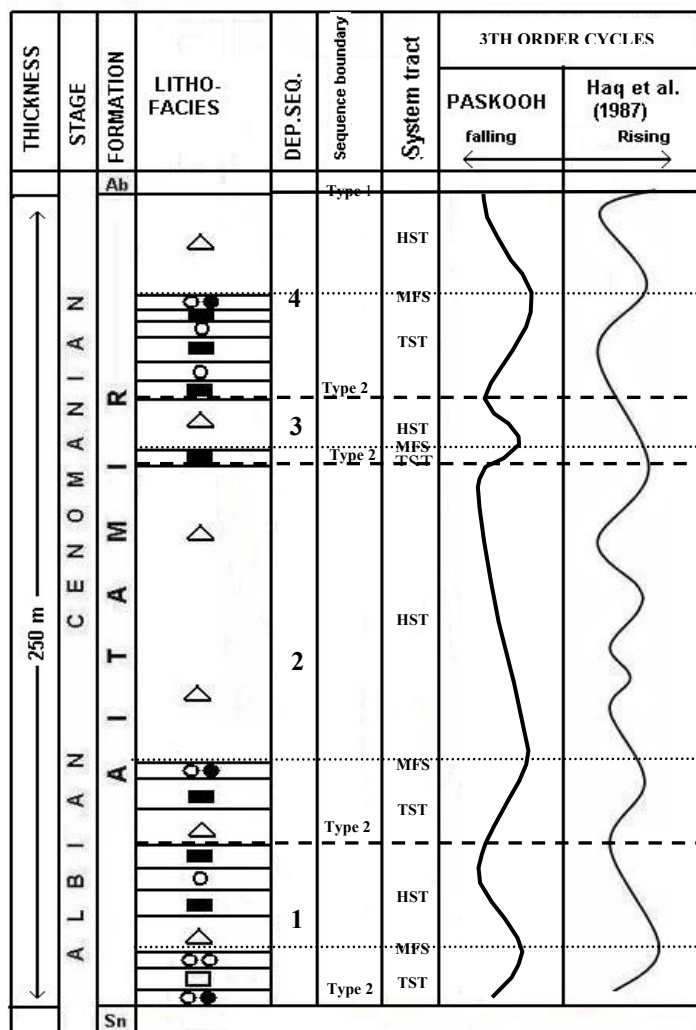


شکل ۷: انطباق چینه نگاری سکانسی سازند آیتامیر در برش های مورد مطالعه (Sn: سنگانه؛ Ab: آب دراز؛ افق های پرفسیل در برش های مختلف با علایم اختصاری S، G و P مشخص شده است، (HST: Highstand system tract؛ TST: Transgressive system tract)، خط مبنا قاعده سازند آیتامیر است.

شناسایی سطح حداکثر پیشروی مانند دیگر سکانس ها از طریق شناسایی افق های پرفسیل و الگوی توزیعی دانه های گلاکونی و سیمان کلسیتی است.

انطباق منحنی تفسیر شده تغییرات نسبی رده سوم سطح آب دریا در برش پسکوه در طی ته نشینی سازند ایتامیر با منحنی تغییرات جهانی سطح آب دریا توسط هک و همکاران (Haq et al. 1987) در زمان آلبین- سنومانین دارای شباهت ها و اختلافاتی است (شکل ۸). با مقایسه این منحنی ها به نظر می رسد که سکانس های قاعده و راس سازند انطباق بیشتری در مقایسه با قسمت میانی توالی (رخساره های شبلی) نشان می دهد. اگر چه بعضی اختلافات مربوط به موقعیت زمین شناسی ناحیه مورد مطالعه است، اما این اختلافات مربوط به نرخ بالاتر فرونشینی در طول گسل های شرقی- غربی به همراه رسوبگذاری رسوبات سیلیسی آواری در قسمت های شرقی حوضه کپه داغ است (Moussavi-Harami & Brenner 1992).

سکانس رسوبی ۴ (DS4): این سکانس رسوبی در برش شیخ وجود ندارد. مرز تحتانی این سکانس در برش سرخزو از نوع فرسایشی دریایی (TSE) و در دو برش دیگر از نوع SB2 است (شکل ۷). مرز فوقانی این سکانس بر اساس افشار حرب (۱۳۷۳) و آقانباتی (۱۳۸۳) با یک ناپیوستگی رسوبی همراه است. سکانس رسوبی ۴ در برش سرخزو از افق پرفسیل نوع shell lag (با مجموعه فونی به هم ریخته و بی نظم مانند انواع معرفی شده توسط Fursich & Paney 2003; Parras and Casadio 2005; Mishra 2009) (متعلق به محیط لاگون) و سیلتستون گلاکونی دار (محیط دریای باز) تشکیل شده است. این سکانس در برش های دیگر شامل ماسه سنگ و شیل گلاکونی دار، افق پرفسیل نوع Backlap shellbed (شرفی و همکاران، ۱۳۸۸) (برش گدگانلو)، تناوب ماسه سنگ- شیل گلاکونی دار (که تشکیل پاراسکانس های پیشرونده را می دهد)، افق پرفسیل (دسته رخساره TST) و شیل های ضخیم دریایی متعلق به دسته رخساره HST تشکیل شده است.



شکل ۸: ستون چینه نگاری سکانسی و تغییرات نسبی سطح آب دریا سازند ایتامیر در برش پسکوه و انطباق آن با منحنی مرتبه سوم هک و همکاران (۱۹۸۷). (برای علائم به شکل ۷ رجوع شود).

جغرافیای دیرینه

تفسیر محیط رسوبی و آنالیز چینه نگاری سکانسی سازند آیتامیر در ناحیه مورد مطالعه منجر به بازسازی جغرافیای دیرینه غرب حوزه رسوبی کپه داغ در زمان آلبین - سنومانین و در طی ۹ مرحله شده است (شکل ۹).

مرحله ۱: در این مرحله با پیشروی سطح آب دریا و ایجاد فضای رسوبگذاری ماسه سنگ های گلاکونی دار (برش های گدگالو و پسکوه) و سنگ آهک (رخساره C1) در محیط حاشیه ساحلی برجای گذاشته شده است. رخساره C1 متعلق به محیط دریای باز در برش های ۳ و ۴ سطح حداکثر پیشروی (MFS) را مشخص می کند.

مرحله ۲: در این مرحله با افت نسبی سطح آب دریا سیلتستون و شیل های گلاکونی دار دریای باز، ماسه سنگ های محیط سدی و حاشیه ساحلی و سیلتستون حاوی خرده های ژئیس متعلق به محیط لاگونی برجای گذاشته شده است.

مرحله ۳: دومین پیشروی سطح آب دریا در تمامی برش های مورد مطالعه دیده می شود و شامل ماسه سنگ های حاشیه ساحلی، سیلتستون، شیل و سنگ آهک (رخساره C2) دریای باز است. سطح حداکثر پیشروی در این مرحله نیز با افق سنگ آهک (رخساره C2) مشخص می شود.

مرحله ۴: این مرحله نیز که با افت نسبی سطح آب دریا همراه است شیل های دارای گلاکونی محیط دریای باز بر جای گذاشته شده است که نسبت به رخساره سنگ آهک مرحله ۳ کم عمق تر است.

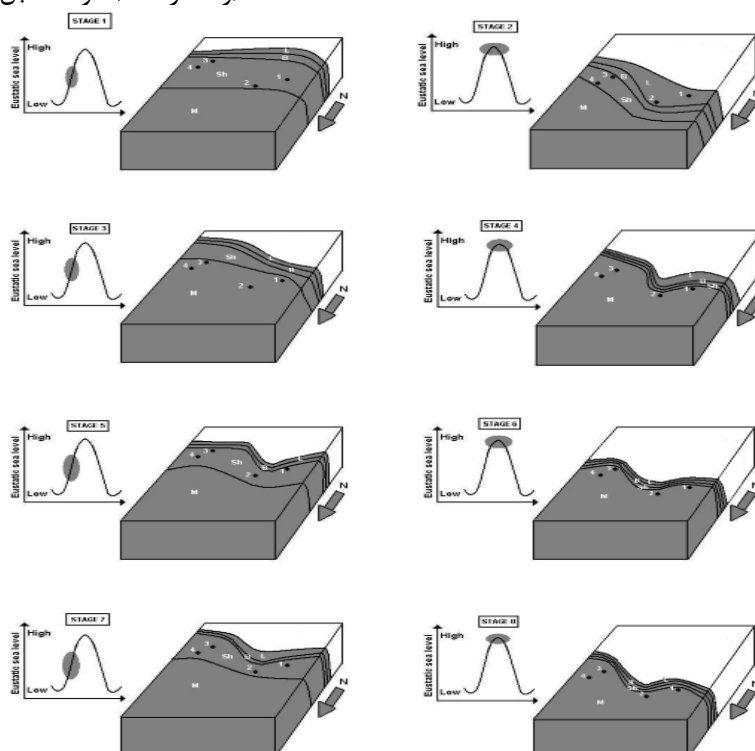
مرحله ۵: در این مرحله افت سطح آب دریا ادامه یافته و با رخساره های لاگونی (برش های شیخ و سرخزو)، شیل دریای باز (برش های گدگالو و پسکوه) و ماسه سنگ حاشیه ساحلی مشخص می شود.

مرحله ۶: این مرحله با پیشروی سطح آب دریا مشخص می شود و شامل زیر رخساره های ماسه سنگ گلاکونی دار (حاشیه ساحلی) و سیلتستون گلاکونی دار (دریای باز) است. این مرحله در برش گدگالو شناسایی نشده است.

مرحله ۷: این مرحله تنها در برش پسکوه شناسایی شده است و شامل شیل های دریای باز است.

مرحله ۸: آخرین پیشروی سطح آب دریا در این مرحله صورت می گیرد و با رخساره های سنگ آهک (رخساره C2) لاگونی، ماسه سنگ حاشیه ساحلی و سیلتستون، شیل و سنگ آهک (رخساره C3) دریای باز مشخص است.

مرحله ۹: در این مرحله که با افت نسبی سطح آب دریا همراه است شیل های دریایی برجای گذاشته شده است که نسبت به رخساره سنگ آهک (رخساره C3) مرحله قبل کم عمق تر است.



شکل ۹: دیاگرام های سه بعدی مراحل مختلف جغرافیای دیرینه ناحیه مطالعه در زمان تشکیل سازند آیتامیر (آلبین - سنومانین). این مراحل بر اساس آنالیز چینه نگاری سکانسی تفسیر شده است. L: لاگون، B: سد، Sh: حاشیه ساحل، M: دریای باز. ۱: برش روستای شیخ، ۲: برش سرخزو، ۳: برش گدگالو، ۴: برش پسکوه.

نتیجه گیری

رسوبات سیلیسی آواری و کربناته سازند آیتامیر توسط چهار پیشروی اصلی در زمان آلبین- سنومانین در شمال شرق ایران در زیر محیط های لاگون، سدی، حاشیه ساحلی و دریای باز نهشته شده است. دو (برش روستای شیخ) و چهار (برش سرخزو) سکانس رسوبی در قسمت غرب حوضه شناسایی شده اند. این سکانس ها تدریجا و به طور جانبی به سمت شرق به سه (برش گدگانلو) و چهار (برش پسکوه) سکانس رسوبی تبدیل می شوند. توالی های شمالی تر و شرقی تر سازند آیتامیر دارای سکانس های بیشتر هستند که این موضوع می تواند به علت کم عمق تر بودن حوضه در این برش ها در زمان ته نشینی سازند آیتامیر

باشد. سازند آیتامیر در راس توسط مرز سکانشی نوع ۱ محدود می شود در حالی که مرز زیرین این سازند از نوع (SB2) است. تاریخچه تغییرات رده سوم سطح آب دریا در زمان ته نشینی سازند آیتامیر شباهت ها و اختلافاتی را با منحنی جهانی نشان می دهد که در ارتباط با تفاوت در نرخ فرونشینی و تامین رسوب در امتداد گسل های شرقی- غربی در شمال شرق ایران است. مجموعه اطلاعات بدست آمده و تفسیر آنها برای درک بهتر جغرافیای دیرینه کرتاسه میانی این ناحیه استفاده شده و جهت بازسازی جغرافیای دیرینه جهانی کرتاسه میانی در ناحیه مورد مطالعه در حوضه رسوبی کپه داغ مفید است.

منابع

- افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳، زمین شناسی کپه داغ، سازمان زمین شناسی کشور، ۲۷۵ صفحه.
- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی ایران، ۵۵۸ صفحه.
- شرقی، م.، محبوبی، ا.، موسوی حرمی، ر.، نجفی، م.، عاشوری، م.، ۱۳۸۸، اهمیت چینه نگاری سکانشی افق های پرفسیل (Shellbeds): مثالی از سازند آیتامیر در حوضه رسوبی کپه داغ، سومین همایش انجمن دیرینه شناسی ایران، ۱۶۷-۱۷۱.
- عاشوری، م.، شرقی، م.، محبوبی، ا.، موسوی حرمی، ر.، نجفی، م.، ۱۳۸۸، بررسی خاستگاه و مکانیزم تشکیل گلاکونی های سازند آیتامیر در جنوب شرق درگز، هفدهمین همایش انجمن بلور شناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه بوعلی سینا، همدان.
- Amorosi A. 1997: Detecting compositional, spatial and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research, *Sedimentary Geology*. **109**: 135-153.
- Amorosi A., Centinio M.C. 1997: Glaucony from the Eocene of the Isle of Wight (southern UK): implications for basin analysis and sequence-stratigraphic interpretation, *Journal of the Geological Society*, London. **154**: 887-896.
- Arnott R. W. C. 2007: Stratal architecture and origin of lateral accretion deposits (LADs) and conterminuous inner-bank levee deposits in a base-of-slope sinuous channel, lower Isaac Formation (Neoproterozoic), East-Central British Columbia. Canada. *Marine and Petroleum Geology*. **24**: 515-528.
- Catuneanu O. 2006: Principles of Sequence Stratigraphy, Elsevier. 375 p.
- Chafetz H.S. 2007: Paragenesis of the Morgan Creek Limestone, Late Cambrian, central Texas: Constraints on the formation of glauconite, *Deep-Sea Research II*. **54**: 1350-1363.
- 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 .
- Coe A. L. (Ed.) 2003: The Sedimentary Record of Sea-Level Change. Cambridge University Press, New York. p. 287.
- Diaz E., Prasad M., Gutierrez M.A., Dvorkin J. and Mavko G. 2002: Effect of Glauconite on the Elastic Properties, Porosity, and Permeability of Reservoirs Rocks, AAPG Annual Meeting. March 10-13, 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, *Journal of African Earth Sciences*. **41**: 119-143
- El-ghalia M.A.K., Morada S., Mansurbega H., Cajae M.A., Siratd M. and 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.I., Klovan J.E. 1971: Absolute water depth limits of late devonian paleoecological zones. *Geol Rundsch*. **61**: 672-686.
- Flügel E. 2004: Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis Interpretation and Application, Springer-Verlag. pp.976.
- Folk R.L. 1980: Petrology of Sedimentary Rocks. Hamphill, Austin, Texas. p.182
- Fursich F.T. and Pandey P.K. 2003: Sequence stratigraphic significance of sedimentary cycles and shell concentrations in the

- Upper Jurassic–Lower Cretaceous of Kachchh, west India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **193**: 285–309
- Fursich F.T., Wilmsen M. and 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., and Vail P. R. 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*. **235**: 1156–1166.
- Hesselbo S.P., and Huggett J.M. 2001: Glaucony in ocean-margin sequence stratigraphy (Oligocene-Pliocene, offshore New Jersey, U.S.A.; odp leg 174A) *Journal of Sedimentary Research*. **71**: 599–607.
- Jank M., Wetzel A. and 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.
- Kitamura A. 1999: Glaucony and carbonate grains as indicators of the condensed section, Omma Formation, Japan, *Sedimentary Geology*. **122**:151-163.
- Kondo Y., Abbott S.T., Kitamura A., Kamp P.J.J., Naish T., Kamataky T., and Saul G. 1998: The relationship between shellbed type and sequence architecture: examples from Japan and New Zealand. *Sedimentary Geology*. **122**: 109–127.
- Mishra D. 2009: High energy transgressive deposits from the Late Jurassic of Wagad, Eastern Kachchh, India, *Journal of Asian Earth Sciences*. **34**: 310–316.
- Moussavi-Harami R. and Brenner R. 1992: Geohistory analysis and petroleum reservoir characteristics of Lower Cretaceous (Neocomian) sandstones, eastern Kopet Dag Basin, northeastern Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. **76**: 1200–1208.
- Parras A. and Casadío S. 2005: Taphonomy and sequence stratigraphic significance of oyster-dominated concentrations from the San Julia'n Formation, Oligocene of Patagonia, Argentina, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **217**: 47–66.
- Pedersen G.K. and Bromley R.G. 2006: Ophiomorpha irregulaire, rare trace fossil in shallow marine sandstones, Cretaceous Atane Formation, West Greenland, *Cretaceous Research*. **27**: 964-972 .
- Taylor, A., Goldring, R., Gowland, S., Analysis and application of ichnofabrics, 2003, *Earth-Science Reviews*. **60**:227-259.
- Vail P. R., Audemard F., Bowman S. A., Eisner P. N., and Perez-Cruz C. 1991: The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology—an overview. In: *Cycles and Events in Stratigraphy*. (G. Einsele, W. Ricken and A. Seilacher, Eds.), Berlin, Springer-Verlag. 617–659
- Wigley R. and Compton J.S. 2007: Oligocene to Holocene glauconite–phosphorite grains from the Head of the Cape Canyon on the western margin of South Africa, *Deep-Sea Research II*. **54**: 1375–1395.
- Wilmsen M., Niebuhr B. and Hiss M. 2005: The Cenomanian of northern Germany: facies analysis of a transgressive biosedimentary system, *Facies*. **51**: 242–263.