

ریزر خساره، مدل رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند داریان در شمال خاوری گسل زاگرس

مظاهر یاوری^۱، مهدی یزدی^۲، محمدحسین آدابی^۳ و هرمز قلاوند^۴

^۱ دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۳ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۴ دکترا، شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۷/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۰/۱۶

چکیده

سازند داریان در حوضه زاگرس در دو سامانه رسوبی مختلف نهشته شده است. در برخی مقاطع توالی کربناتی کم‌ژرفا همراه با شیل‌ها و مارن‌های پلاژیک است. سازند داریان در برش‌های سطحی کوه گدوان (گدایون) و کوه بانس در شمال گسل زاگرس مطالعه شده است. مطالعات سنگ‌نگاری و تحلیل رخساره‌ها به شناسایی ریزرخساره‌های مختلف انجامید. این ریزرخساره‌ها در ۵ کمر بند رخساره‌ای شامل لاگون، سد، دریای باز کم‌ژرفا، شیب قاره و دریای ژرف و در یک محیط رمب کربناته تک‌شیب و حوضه اینتراشلف نهشته شده‌اند. تغییرات سطح آب دریا در زمان رسوب‌گذاری سازند داریان به تشکیل ۳ توالی رسوبی کامل رده سوم با مرزهای نوع اول و نوع دوم انجامیده است. این توالی‌ها بر پایه تحلیل رخساره‌ها، تجمع و نوع مجموعه جانوری، لاگ‌های الکتریکی گاما و اورانیم و شناسایی الگوی انباشتگی پیشرونده و پسرونده رسوبات شناسایی شد. مرز انتهایی توالی سوم در هر دو برش از نوع اول و در دیگر مرزها از نوع دوم است. سطوح تغییرات سطح آب دریا در نهشته‌های سازند داریان با صفحه عربی مقایسه شده است. نوسانات سطح آب دریا در زمان نهشته شدن سازند داریان کمتر تحت عوامل درون حوضه‌ای بوده و بیشتر از تغییرات ناحیه‌ای به‌ویژه سکوی عربی پیروی کرده است.

کلیدواژه‌ها: سازند داریان، ریزرخساره، زاگرس، چینه‌نگاری سکانسی، کوه گدوان، کوه بانس.

*نویسنده مسئول: مهدی یزدی

E-mail: meh.yazdi@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

کردند. ایشان با بررسی رخساره‌ها در منطقه مورد مطالعه و مقایسه آنها با محیط‌های رسوبی دیرین و امروزی نشان دادند که سازند داریان در یک محیط سکوی کربناته از نوع رمب نهشته شده است. افقه (۱۳۷۴) سازند داریان را در برش کمال‌آباد در شمال خاور شیراز مطالعه کرد. محیط رسوبی سازند داریان در این ناحیه به ۵ کمر بند رخساره‌ای بین جزرومدی، لاگون، پشته‌های ماسه‌ای، بخش‌های کم‌ژرفا و ژرف دریای باز تقسیم شد. ناصری (۱۳۸۱) ویژگی‌های مخزنی و محیط رسوبی سازند داریان را در خلیج فارس (از تنگه هرمز تا بلندای قطر) بررسی کرد. وی ۸ ریزرخساره را شناسایی کرد که در ۳ محیط اصلی رمب داخلی، میانی و خارجی رسوب‌گذاری کرده‌اند. مرادی (۱۳۸۱) ویژگی‌های مخزنی و محیط رسوبی سازند داریان را در خلیج فارس (از بلندای قطر تا منتهی‌الیه شمال باختری خلیج فارس) بررسی کرد. بر پایه مطالعات وی ۸ ریزرخساره شناسایی شد که در یک محیط سکوی کربناته از نوع رمب رسوب‌گذاری کرده است. (Van Buchem et al., 2006) سازند داریان را بر پایه اطلاعات موجود به ۲ توالی تقسیم کرده است.

در برش کوه بانس سازند داریان به ۳ بخش تقسیم می‌شود که شامل بخش داریان زیرین همراه با آهک‌ها، چرت‌ها و شیل‌های تیره دارای رادیولرهای فراوان و آمونیت، بخش داریان میانی که بیشتر از شیل‌ها و مارن‌های نخودی و خاکستری مایل به سبز با میان‌لایه آهکی و روزن‌بران پلانکتونیک است و بخش بالایی شامل آهک‌های ستبر لایه با اریبتولین‌های فراوان است. بخش قاعده‌ای داریان بالایی از آهک‌های رسی دارای ماکروفسیل‌های خارپوست تشکیل شده است. در برش‌های مورد مطالعه وضعیت واحدهای سنگ‌چینه‌ای با الگوی لایه‌بندی، ستبر لایه، نوع و جنس رسوبات و مجموعه جانوری با یکدیگر کاملاً متفاوت است. بنابراین نهشته‌های مقاطع یاد شده در حوضه‌های رسوبی مختلف با سامانه‌های رسوبی و ژئومتری متفاوت رسوب‌گذاری کرده‌اند. هدف اصلی این مطالعه: (۱) تعیین ریز رخساره‌ها و ارائه یک مدل رسوبی برای سازند داریان در حوضه شمال گسل زاگرس، (۲) تعیین

سازند داریان یکی از نهشته‌های کرتاسه و از سنگ مخزن‌های مهم گروه خامی در حوضه زاگرس است (Van Buchem et al., 2006 & 2010). این پژوهش به مطالعه سازند داریان در مقاطع سطحی کوه گدوان و کوه بانس، در شمال و شمال خاور شیراز (شکل ۱) می‌پردازد. منطقه مورد مطالعه در شمال گسل زاگرس و در محدوده کمر بند زاگرس مرتفع (Stocklin, 1968) جای گرفته است (شکل ۲) که بخشی از فاز کوهزایی آلپ- هیمالیاست و بر اثر برخورد صفحه آفریقا- عربستان با صفحه اوراسیا به وجود آمده است (Berberian & King, 1981).

برش کوه گدوان (برش نمونه) در ۵۰ کیلومتری خاور شیراز و در شمال روستای داریان با مختصات جغرافیایی $29^{\circ} 36' 53''/8''$ و $52^{\circ} 56' 14''/6''$ طول خاوری و عرض شمالی قرار دارد. در برش کوه گدوان مرز پایینی سازند داریان با شیل‌ها و مارن و سنگ‌آهک نازک‌لایه سازند گدوان تدریجی است (Wynd, 1965). مرز بالایی سازند داریان با شیل‌های سازند کژدمی به‌صورت همشیب و ناپیوسته است و در بالای آخرین لایه سنگ‌آهکی انتخاب می‌شود (مطیعی، ۱۳۷۲؛ James & Wynd, 1965). در برش یاد شده سازند داریان تنها از لایه‌های آهکی ستبر لایه تا توده‌ای تشکیل شده که بخش پایینی آن دارای ماکروفسیل‌های دوکفه‌ای رودستی و بخش بالایی آن شامل لایه‌های اریبتولین‌دار است. برش بانس در ۷۵ کیلومتری شمال باختر شیراز و در شمال روستای بانس قرار دارد و مختصات جغرافیایی آن $28^{\circ} 28' 28''/9''$ و $52^{\circ} 28' 28''/9''$ طول خاوری و $30^{\circ} 08' 50''$ عرض شمالی است.

(James & Wynd, 1965) سازندهای گدوان و داریان را برای اولین بار در حوضه زاگرس معرفی و سن سازند داریان را در مقطع نمونه بر پایه میکروفسیل‌های موجود آپسین تا آلین میانی تعیین کردند. (Kheradpir, 1975) چینه‌نگاری گروه خامی را مطالعه کرد. او در این گروه ۵ ناپیوستگی (قاعده و رأس سازند سورمه، رأس انیدریت هیث، رأس سازند فهلیان و رأس سازند داریان) را تشخیص داد. پروانه‌نژاد شیرازی (۱۳۷۴) محیط رسوبی سازند داریان در کوه خانه‌کت را مطالعه

توالی‌های رده سوم، الگوی تغییرات سطح آب دریا در سازند داریان و عوامل کنترل کننده رسوب گذاری حوضه و مقایسه آن با سکوی عربی است.

۲- روش مطالعه

با مطالعه کارهای پیشین، گردآوری اطلاعات، ارزیابی و رده‌بندی اطلاعات روی سازند داریان انجام شده است. در مرحله بعد مطالعات صحرایی شامل تعیین محل، اندازه‌گیری دقیق هر واحد و توصیف صحرایی آن، بررسی گسترش جانبی لایه‌ها، تعیین ستبر یا گسترش قائم رخنمون مناسب، ساخت‌های رسوبی، ماهیت سطوح چینه‌بندی، نمونه‌برداری سطوح چینه‌بندی و در پایان رسم ستون سنگ‌چینه‌ای انجام شد. در عملیات صحرایی با استفاده از دستگاه گاما اسپکترومتر، نمودارهای گاما و اورانیم برای تعیین وضعیت برخی از مشخصه‌های فیزیکی واحدهای رسوبی و تغییرات آنها در طول توالی برداشت شد. در مطالعات آزمایشگاهی از نمونه‌ها ۳۵۰ عدد مقطع نازک تهیه و نوع رخشاره‌ها در مقیاس میکروسکوپی با تعیین فراوانی نسبی دانه‌های اسکلتی و غیر اسکلتی با استفاده از جارت‌های مقایسه‌ای Flugel (2010) بررسی شده است. نام گذاری ریزرخساره‌ها بر پایه روش Dunham (1962) و دسته‌بندی رخشاره‌ها بر پایه رخشاره‌های Flugel (2010) انجام شد. مطالعات چینه‌نگاری سکانسی و تغییرات سطح آب دریا بر پایه تلفیق اطلاعات صحرایی و آزمایشگاهی و مفاهیم ارائه شده در چینه‌نگاری سکانسی منحنی تغییرات سطح آب دریا در سکوی عربی (Haq & Al-Qahtani, 2005) مقایسه شده است (شکل ۲).

۳- رخشاره‌های میکروسکوپی

بر پایه مطالعات انجام شده روی مقاطع نازک توسط میکروسکوپ پلاریزان، ریزرخساره‌ها تعیین شده‌اند که این ریزرخساره‌ها در ۵ گروه رخشاره‌ای دریای ژرف، شیب قاره، دریای باز کم ژرفا، سد و لاگون رده‌بندی می‌شوند. گروه‌های رخشاره‌ای تعیین شده به ترتیب از منطقه ژرف به سوی ساحل بررسی می‌شوند.

۳-۱. کمربند رخشاره‌ای دریای ژرف

– **رخساره رادیولاریپاکستون:** دانه‌های اسکلتی اصلی در این رخشاره رادیولاریاست که در زمینه میکرایتی به صورت شناور قرار دارند. عناصر فرعی این رخشاره را روزن‌بران پلانکتونیک (به‌ویژه هدبرگلا و گلوبی‌ژرینولیدس) و سوزن اسفنج تشکیل می‌دهند. در برخی از مقاطع لامیناسیون نیز دیده می‌شود. آثار آغشتگی نفت دیده شده در این رخشاره بیانگر فراوانی مواد آلی است. این رخشاره در شیل‌ها و سنگ آهک‌های خاکستری تا تیره در بخش بالایی داریان زیرین در برش کوه بانس دیده می‌شود (شکل ۴- A).

– **رخساره پلانکتونیک فرامینیفر اوکستون:** اجزای اصلی این رخشاره را روزن‌بران پلانکتونی تشکیل می‌دهند که در یک زمینه میکرایتی قرار گرفته‌اند. دانه‌های اسکلتی فرعی در این رخشاره سوزن اسفنج‌ها، رادیولرها و خرده‌های دوکفه‌ای اگزوژیراست. این رخشاره در سنگ آهک‌های تیره متوسط تا نازک لایه همراه با باندهای چرتی در بخش بالایی داریان زیرین و شیل‌ها و مارن‌های داریان میانی در برش بانس دیده می‌شود (شکل ۴- B).

– **تفسیر:** لایه‌های چرتی و شیل‌های سبز خاکستری و تیره دارای مقادیر فراوانی از رادیولرها، روزن‌بران پلانکتونیک و اسفنج‌ها هستند که بیانگر ته‌نشینی آنها در محیط‌های ژرف دریایی است (Ben Fadhel et al., 2014). اگر چه در برخی از توالی‌ها وجود رسوبات دارای رادیولر می‌تواند بیانگر رسوب گذاری این نهشته‌ها در حاشیه قاره‌ها حتی روی سکوی‌های کم ژرفا باشد (Danelian et al., 2007)؛ ولی نبود موجودات کف‌زی نوردوست در رسوبات دارای رادیولرها و همچنین

کربن آلی بالا بیانگر رسوب گذاری آنها در محیط‌های ژرف (Basin) است (Heldt et al., 2008; Van Buchem et al., 2010; Ben Fadhel et al., 2014). از سوی دیگر وجود این رسوبات و حضور مواد آلی بالا بیانگر پیشروی دریا و گرم‌شدگی جهانی نیز خواهد بود (Erbacher et al., 1996; Hochuli et al., 1999). رسوب گذاری این نهشته‌ها در یک شرایط احیایی و بدون اکسیژن صورت گرفته است (Leckie et al., 2002; Gorin et al., 2009; Ben Fadhel et al., 2014). همچنین روزن‌بران پلانکتونیک از جمله گلوبی‌ژرینیداها که به‌طور یکنواخت در یک زمینه گلی پراکنده شده‌اند بیانگر رسوب گذاری در یک محیط باز آرام و ژرف هستند؛ این مجموعه جانوری در اواسط آپسین به عنوان شاخص فاز پیشروی- ژرف‌شدگی است، که با بالا آمدگی جهانی آب سطح دریا طی دوره آپتین مرتبط است (Cooper, 1977). رادیولرها ارگانسیم‌های پلانکتونی هستند که در دریای باز زندگی می‌کنند (Flugel, 1982) و این نهشته‌ها در بخش‌هایی که گونه‌های دیگر پلانکتون کمیاب هستند، نشان از ژرف و سرد بودن آب دریا دارند (Casey, 1977; Casey, 2004). از ویژگی‌های رخشاره‌های دارای رادیولرها وجود لامیناسیون‌های میلی‌متری تیره رنگ است؛ علت تشکیل این رخشاره‌ها دانه‌بندی تدریجی و همچنین تمرکز مواد آلی با مقدار ناچیزی مواد رسی است (Wilson, 1975).

۳-۲. کمربند رخشاره‌ای دریای باز، رمپ بیرونی

در این دسته رخشاره‌ها شامل فسیل‌های بخش کم ژرفا و کف‌زی و فسیل‌های پلانکتونیک است. این دسته رخشاره‌ها در برش‌های گدوان و بانس دیده می‌شود. – **رخساره بیوکلاست مادستون:** این رخشاره دانه‌های اسکلتی از فرم‌های پلاژیک، سوزن اسفنج‌ها، خرده‌های دوکفه‌ای با پوسته نازک و خرده‌های خارپوست تشکیل شده است که به‌صورت پراکنده در زمینه‌ای از میکرایت قرار گرفته‌اند. در این رخشاره در برخی از مقاطع آشفستگی زیستی دیده می‌شود. این رخشاره در سنگ آهک‌های خاکستری ستبر لایه بخش داریان زیرین برش کوه گدوان و برش کوه بانس دیده می‌شود (شکل ۴- C).

– **رخساره اسپونج اسپیکول وکستون:** دانه‌های اسکلتی اصلی این رخشاره را سوزن اسفنج‌ها تشکیل می‌دهند. خرده‌های دوکفه‌ای، خارپوست، گاستروپود، استراکد، روزن‌بران پلاژیک هدبرگلا و روزن‌بران کف‌زی از جمله شوفاتلا از اجزای فرعی این رخشاره هستند. در برخی از مقاطع فراوانی خرده‌های دوکفه‌ای نام سنگ را به Spong Spicule Bivalve Wackestone تغییر می‌دهد. این رخشاره در آهک‌های ستبر لایه بخش داریان زیرین و بالایی برش کوه بانس و در آهک‌های ستبر لایه بخش قاعده‌ای و بالایی سازند داریان در کوه گدوان دیده می‌شود (شکل ۴- D).

– **تفسیر:** رخشاره‌های وکستونی دارای سوزن اسفنج از جمله رخشاره‌هایی هستند که در یک محیط دریایی آب آرام رسوب کرده‌اند (Wilson, 1975). چنین نهشته‌هایی را می‌توان به عنوان رسوبات شیب حوضه معرفی کرد (Cluff, 1984). از سوی دیگر وجود مقادیر بالای گل آهکی نشان‌دهنده محیط آرام و کم‌انرژی است (Adachi et al., 2004). با توجه به ویژگی‌های بافتی قطعات تشکیل‌دهنده، دسته رخشاره‌های B در ژرفای زیر قاعده امواج تا بیش از ۳۰ متر در آب آرام ولی در جریان کافی برای همسو کردن سوزن بدون آنکه بتواند میکرایت را شستشو دهد، قرار می‌گیرد. در واقع با توجه به نوع عناصر و بافت تشکیل‌دهنده این دسته رخشاره‌ها، رسوب گذاری در محیط دریای باز پایین سطح اساس امواج توفانی (Storm Weather Base) در منطقه رمپ خارجی است (Flugel, 1982; Bernaus et al., 2002).

۳-۳. کمربند رخشاره‌ای دریای باز کم ژرفا

این دسته از رخشاره‌ها در ابتدای دریای باز و در کم ژرفاترین بخش دریای باز تشکیل شده و در بخش رمپ میانی به وجود آمده‌اند. – **رخساره اربیتولینا پاکستون:** عناصر اصلی این رخشاره را اربیتولیناها تشکیل می‌دهند.

میلولید) است (شکل ۴-۱). زمینه میان عناصر توسط میکرایت پر شده است. در برخی مقاطع اریبتولیناها نیز ظاهر می‌شود و نام رخساره به سالیپنگوپورلا اریبتولینا و کستون-پکستون تغییر می‌یابد. این رخساره در سنگ آهک‌های ستبر لایه داریان بالایی در برش کوه گدوان شناسایی شده است.

تفسیر: حضور اجزای اسکلتی مانند اریبتولین‌های مخروطی و میلولید نشان‌دهنده تشکیل این رخساره در محیط‌های کم‌ژرفا و با چرخش محدود آب است (Tasli et al., 2006). در دسته رخساره‌های لاگونی وجود تکستولاریدها بیانگر آب‌های آشفته و کم‌ژرفا هستند و میلولیدها نیز محیط کم‌ژرفا و محدود را نشان می‌دهند و به‌طور کلی در این موقعیت‌ها تمرکز دارند (Gomez-Perez et al., 1998). فراوانی اریبتولین‌های مخروطی شکل همراه با جلبک‌های سبز و روزن‌بران کفزی از جمله تکستولاریدها و میلولیدها را می‌توان دلیلی بر کم‌ژرفا بودن شرایط حوضه دانست (وزیری مقدم و کیمیاگری، ۱۳۸۳). فراوانی بالای جلبک‌های سبز از جمله سالیپنگو پورلا در مجموعه رخساره‌ای لاگونی را می‌توان مربوط به چرخش محدود آب در زمان تشکیل این مجموعه رخساره دانست (Bachman & Hirsch, 2006). جلبک‌های داسی کلاد و دیگر میکروفسیل‌های ویژه تالاب گواه این است که رخساره یاد شده در تالاب پشت سد نهشته شده است (Reading, 1996). وجود اجزای اسکلتی از جمله روزن‌بران کفزی و جلبک سبز در یک زمینه میکرایتی نشان‌دهنده پایین بودن انرژی محیط در بخش‌های لاگونی است (Bachman & Hirsch, 2006; Flugel, 2010). وکستون‌ها و پکستون‌های اسکلتی دانه‌ریز پلوییدی، اریبتولین‌های مخروطی و مادستون‌های جلبکی مشخص‌کننده محیط‌های لاگونی کرتاسه زیرین هستند (Wilson, 1975) و نشان از جریان آب محدود دارند (Gomez-Perez et al., 1998). پکستون‌های پلوییدی رسوبات نهشته شده در مناطق لاگونی خیلی محدود هستند (Cluff, 1984). پلوییدها یکی از اجزای تشکیل‌دهنده این مجموعه رخساره هستند که حضور و فراوانی آنها یک محیط کم‌انرژی همچون لاگون را نشان می‌دهد (Adachi et al., 2004).

۴- مدل رسوبی

برای بازسازی محیط‌های رسوبی دیرین لازم است ردیف‌های رخساره‌ای که در توالی عمودی قرار می‌گیرند، بررسی و مطالعه شوند. تجمعات فسیلی در سنگ‌های آهکی می‌تواند راهنمای خوبی برای تفسیر وضعیت رسوب‌گذاری باشد. مطالعه رخساره‌ها در توالی‌های منطقه نشان می‌دهد که در برش گدوان رخساره‌های توریدایی وجود ندارد و نبود این نوع رخساره‌ها و رسوبات واریزه در جلوی ریف و همچنین روند ژرف‌شدگی آرام رخساره‌ها می‌توانند شواهدی بر وجود رمپ باشند. ولی در برش کوه بانس رسوبات ژرف رادیولری و روزن‌بران پلانکتونیک می‌توانند متفاوت از برش گدوان و بیانگر تغییری ناگهانی در ژرفای حوضه باشند که نشان‌دهنده تغییر در سامانه رسوب‌گذاری است. مجموعه جانوری محیط ژرف در برش کوه بانس روزن‌بران کوچک پلاژیک (به‌ویژه گلوبی‌ژرینولیدس و هدرگرلا) و رادیولاریاها هستند. بافت رسوبات متعلق به این محیط بیشتر گلی است و معمولاً رسوبات این بخش دارای مواد آلی بالایی هستند (Erbacher et al., 1996; Danelian et al., 2007; Ben Fadhel et al., 2010; Moosavizadeh et al., 2014). ویژگی‌های اصلی این رخساره‌ها شرایط بی‌هوازی و انرژی کم حوضه است و حضور گلوگونیت‌ها و پیریت‌ها در این بخش از نهشته‌ها بیانگر محیط احیایی و پایین بودن میزان انرژی رسوب‌گذاری است (Larsen & Chilinger, 1983). تغییر رخساره و ژرف شدن سریع محیط رسوبی را در زمان آپسین و هنگام نهشته شدن سازند داریان می‌توان به فرایندهای زمین‌ساختی و افزایش سریع فرونشینی کف حوضه نسبت داد (Sharland et al., 2001; Van Buchem et al., 2010). بر پایه ویژگی‌های بافت، نوع رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی جدا شده برای هر کدام از برش‌ها در ناحیه مورد

در این رخساره اریبتولیناها بیشتر صفحه‌ای شکل و پهن هستند. اجزای فرعی این رخساره خرده‌های دوکفه‌ای، گاستروپود، خارپوست، سوزن اسفنج، سرپولید، استراکد و کمتر روزن‌بران کفزی (میلولید و تکستولارید) هستند. در برخی از مقاطع فراوانی نسبی خرده‌های فسیلی بیشتر شده و نام سنگ را به بایوکلاست اریبتولینا پکستون تغییر داده است. این رخساره در سنگ آهک‌های ستبر لایه داریان بالایی برش کوه بانس و کوه گدوان دیده می‌شود (شکل‌های ۳-E و F).

تفسیر: یکی از عناصر اصلی در دسته رخساره‌های دریای باز کم‌ژرفا وجود اریبتولین‌های کشیده است. حضور اریبتولین‌های کشیده بیانگر شرایط محیط دریایی باز و شرایط عادی آب‌های آزاد است (Simmons et al., 2000; Tasli et al., 2006). روزن‌بران بزرگ پهن با دیواره صدف نازک در یک محیط با انرژی پایین، شدت نور کمتر و مواد غذایی کمتر حضور دارند (Sinclair et al., 1998)؛ از جمله این روزن‌بران می‌توان به اریبتولین‌های کشیده و شوفاتلا اشاره کرد. هر چه اندازه اریبتولین‌ها بزرگ می‌شود به نظر می‌رسد محیط نیز ژرف‌تر است (Van Buchem et al., 2006). در محیط‌های رمپ درونی و حتی رمپ خارجی رخساره‌های اسکلتال و کستون با فسیل‌های کامل در یک زمینه میکرایتی تحت شرایط دریایی باز نهشته شده‌اند. به نظر می‌رسد که محیط رسوب‌گذاری، ژرفای میان ۱۰ تا ۳۰ متر داشته است (Cluff, 1984). وجود موجودات استوهالین مانند براکیوپود، دوکفه‌ای و اکینودرم‌ها نشان‌دهنده شوری عادی (Flugel, 2010) و زندگی در یک محیط باز با امواج آشفته است. در این محیط بایوکلاست‌ها شکسته شده و به‌صورت خرده‌صدف‌های اسکلتی تجمع یافته‌اند (Gomez-Perez et al., 1998).

۳-۴. کم‌ربند رخساره‌ای سدی

رخساره اریبتولینا پلویید گریستون: اجزای اصلی این رخساره را به ترتیب اهمیت اریبتولین‌های مخروطی و دیسکی شکل و پلویید تشکیل می‌دهند. عناصر فرعی آن شامل آئید، خرده‌های دوکفه‌ای، گاستروپود، استراکد، جلبک‌ها، خارپوستان و روزن‌بران کفزی از جمله میلولیدها، تکستولاریدها و سیکلامینید است (شکل ۴-G). این رخساره در سنگ آهک‌های ستبر لایه داریان بالایی در برش کوه گدوان و برش کوه بانس دیده می‌شود.

تفسیر: در مجموعه رخساره‌ای سدی وجود گریستون‌ها و بافت خوب شسته شده و دانه‌پشتیان بیانگر شرایط دریایی کم‌ژرفا و با انرژی بالاست که این نیز خود نشان‌دهنده وجود جریان مداوم آب است که سبب خروج میکرایت از میان اجزا شده است (Masse, 1992). پلویید یکی از اجزای مهم این دسته رخساره‌هاست. وجود پلویید همرا با سیمان گرانولار و دروزی نمایانگر جابه‌جایی آنها از محیط کم‌انرژی به سوی محیط‌های پرانرژی و ته‌نشست آنها در محیط‌های پرانرژی سدی است (Carozzi, 1989). وجود پلوییدها بیانگر شرایط دریایی کم‌ژرفا و با انرژی بالا و وجود شول‌ها در محیط‌های بسته است (Sinclair et al., 1998).

۳-۵. کم‌ربند رخساره‌ای لاگون

رخساره اریبتولینا پکستون: عناصر اصلی این رخساره را به‌طور چیره اریبتولین‌های مخروطی تشکیل می‌دهند. اجزای فرعی این رخساره شامل خرده‌های دوکفه‌ای، سوزن اسفنج، خارپوست، گاستروپود، جلبک سبز، روزن‌بران کفزی از جمله میلولیدهای فراوان است. آلوکم‌ها در زمینه میکرایتی شناورند. اریبتولین‌ها بیشتر حالت مخروطی دارند. در برخی از مقاطع پلوییدها بیشتر شده‌اند و نام سنگ به پلویید اریبتولینا پکستون تغییر می‌یابد. این رخساره در سنگ آهک‌های داریان بالایی در برش‌های کوه گدوان و کوه بانس دیده می‌شود (شکل ۴-H).

رخساره سالیپنگوپورلا و کستون: اجزای اصلی این رخساره را جلبک‌های سبز سالیپنگوپورلا تشکیل می‌دهند. عناصر فرعی این رخساره خرده‌های دوکفه‌ای، خارپوست، گاستروپود، استراکد و روزن‌بران کفزی (به‌ویژه تکستولاریدها و

مطالعه و ارتباط عمودی و جانبی برش‌ها می‌توان مدل رسوبی حوضه را در زمان رسوب‌گذاری سازند داریان به‌صورت رمپ با شیب یکنواخت و حوضه اینتراشلف در نظر گرفت (شکل ۵).

۵- چینه‌نگاری سکانسی

در طی مطالعات چینه‌نگاری سکانسی برش‌های کوه گدوان و کوه بانس، سه توالی رده سوم شناسایی و سپس تغییرات نسبی سطح آب دریا و همچنین بیشترین بالاآمدگی سطح آب در سازند داریان با معادل آن در سکوی عربی (Haq & Al-Qahtani, 2005) مقایسه شده است.

۵-۱. برش کوه بانس

سازند داریان در برش کوه بانس به ۳ توالی رسوبی رده سوم تقسیم می‌شود (شکل ۶).
توالی اول: این توالی ۱۴۷ متر ستبراً دارد. بخش پایینی دسته رخساره پیشرونده (TST) آن درون سازند گدوان قرار می‌گیرد؛ ولی بخش بالایی دسته رخساره پیشرونده و بخش کامل دسته رخساره پسرونده (HST) آن درون سازند داریان است. مرز زیرین این توالی در بخش انتهایی بخش خلیج جای می‌گیرد (Van Buchem et al., 2006 & 2010) و مرز توالی از نوع دوم (SB2) است. آغاز دسته رخساره‌های پیشرونده با رخساره‌های مادستونی و کستونی دارای سوزن اسفنج‌ها و پوسته‌های دوکفه‌ای و اکتینودرم شروع می‌شود که بیشتر در محیط‌های رمپ داخلی به سوی شیب قاره رسوب‌گذاری کرده است. در بخش‌های بالاتر رخساره‌ها به تدریج ژرف و ژرف‌تر می‌شوند؛ به‌طوری که در بخش بالایی داریان زیرین سطح آب با وجود رادیولرها، روزن‌بران پلانکتونیک و مواد آلی فراوان به بالاترین سطح خود می‌رسد. بیشترین بالاآمدگی سطح آب دریا با تشکیل رخساره‌های و کستونی رادیولرها و روزن‌بران پلانکتونیک مشخص می‌شود. ستبرای دسته رخساره‌های پیشرونده در این برش ۴۵ متر اندازه‌گیری شده است. دسته رخساره‌های پسرونده توالی با کاهش فراوانی روزن‌بران پلانکتونیک و به‌ویژه رادیولرها شروع می‌شود؛ به‌طوری که محیط رسوب‌گذاری نیز با کاهش فرم‌های پلاژیک و روزن‌بران کفزی و خرده‌های فسیلی دوکفه‌ای و خارپوست روبه‌رو شده است. از سوی دیگر با توجه به الگوی انباشتگی لایه‌ها، ستبرای لایه‌ها به سوی بالا افزایش یافته و رخساره‌های و کستونی اریبتولین‌دار و مخروطی شکل با اکسیدهای فراوان را به وجود آورده است. سطح بالایی آخرین لایه یاد شده در برگرفته مرز بالایی توالی رسوبی اول است. این مرز سکانسی از نوع دوم است و ستبرای دسته رخساره پسرونده در این برش ۱۰۲ متر اندازه‌گیری شده است. بیشترین بالاآمدگی سطح آب دریا در این توالی معادل K70 در سکوی عربی (Haq & Al-Qahtani, 2005) است.

توالی دوم: این توالی ۸۰ متر ستبراً دارد و با دسته رخساره‌های پیشرونده شروع می‌شود. این دسته رخساره با آهک‌ها و آهک‌های رسی اریبتولین‌دار آغاز می‌شود؛ اریبتولین‌ها در این رخساره بیشتر کشیده هستند. در برخی از بخش‌های این توالی مقدار سوزن اسفنج‌ها و اکتینودرم‌ها افزایش می‌یابد و محیط‌های رسوب‌گذاری ژرف‌تری را نسبت به اریبتولین‌ها نشان می‌دهد؛ این تغییرات ژرفا و سنگ‌شناسی روی لاگ‌های گاما و اورانیم دیده می‌شود و می‌توان با افزایش یا کاهش مقادیر گاما و اورانیم آنها را دنبال کرد. بخش بیشترین بالاآمدگی سطح آب دریا در این توالی به‌صورت یک پهنه و در جایی است که مقادیر گاما و اورانیم افزایش بیشینه را نشان می‌دهد. عناصر تشکیل‌دهنده رخساره نیز بیانگر محیط‌های رمپ بیرونی است و توالی‌های رسوبی نیز نسبت به واحدهای پیشین ستبرای کمتری دارند؛ بنابراین مرز بیشترین بالاآمدگی سطح آب دریا با افزایش مقادیر گاما، اورانیم و عناصر اسکلتی ژرف مشخص می‌شود. ستبرای این دسته رخساره ۵۶ متر است. دسته رخساره‌های پسرونده با ستبر شدن آهک‌ها به سوی بالا شروع می‌شود و اکسیدهای آهن نیز افزایش می‌یابد. مقادیر گاما و اورانیم کاهش یافته و بیانگر توالی‌های تمیز شونده

به سوی بالا روی نمودارهای گاما و اورانیم است. در بخش‌های بالاتر دوباره مقدار سوزن اسفنج‌ها کمتر ولی اریبتولین‌های مخروطی و خرده‌های دوکفه‌ای فراوان‌تر می‌شود و لایه‌ها به‌صورت توده‌ای ظاهر می‌شوند. مرز بالایی توالی با افزایش ستبرای لایه‌ها، کاهش سوزن اسفنج و افزایش اریبتولین‌های مخروطی مشخص می‌شود. ستبرای این دسته رخساره ۲۴ متر و مرز این توالی نیز از نوع دوم است.

توالی سوم: ستبرای این توالی ۶۳ متر و مرز زیرین آن از نوع دوم است. دسته رخساره‌های پیشرونده با ستبرای ۳۵ متر با رخساره‌های آهکی ستبر لایه شروع می‌شود که بیشتر از عناصر اسکلتی اریبتولین و خرده‌های دوکفه‌ای و گاستروپود تشکیل شده‌اند؛ ولی به تدریج ژرفای محیط بیشتر و عناصر ژرف‌تر همچون سوزن اسفنج‌ها و فرم‌های پلاژیک در آنها یافت می‌شود؛ به‌طوری که بیشترین بالاآمدگی سطح آب دریا با رخساره‌های و کستونی پلاژیک‌دار مشخص می‌شود. دسته رخساره‌های پسرونده با رخساره‌های و کستونی اریبتولین‌دار مشخص می‌شوند که بیشتر به‌صورت مخروطی شکل و شمار کمی نیز به‌صورت کشیده همراه با میکروفسیل‌های کفزی از جمله میلیولیدها هستند و نشان از نهشته شدن در شرایط دریایی کم‌ژرفا و لاگونی دارند. روند کم‌ژرفا شونده به سوی بالا در توالی‌ها با کاهش مقادیر گاما و اورانیم دیده می‌شود که نشان‌دهنده توالی‌های تمیز شده به سوی بالاست. مرز انتهایی این توالی با ناپوستگی مرز سازند داریان با سازند کزدمی مشخص می‌شود (Mojab, 1974; Kheradpir, 1975; Van Buchem et al., 2006 & 2010) که تقریباً با ناپوستگی مرزهای سازند عربی (شعبی) همخوانی دارد و در واقع مرز این توالی از نوع اول است. بیشترین بالاآمدگی سطح آب دریا در این توالی معادل K90 در سکوی عربی (Haq & Al-Qahtani, 2005) است (شکل ۶).

۵-۲. برش کوه گدوان

سازند داریان در برش کوه گدوان به ۳ توالی رسوبی رده سوم تقسیم می‌شوند و تغییرات سطح نسبی آب دریا در زمان نهشته شدن سازند داریان در مقطع کوه گدوان روند کاملاً مشابهی را با سکوی عربی نشان می‌دهد (شکل ۷).

توالی اول: این توالی ۱۰۸ متر ستبراً دارد و مرز سکانس زیرین آن از نوع دوم است که روی بخش بالایی بخش خلیج (از سازند گدوان) جای می‌گیرد و در همه حوضه زاگرس می‌توان آن را دنبال کرد (Van Buchem et al., 2006 & 2010). دسته رخساره‌های پیشرونده با ستبرایی حدود ۳۰ متر بیشتر با رخساره‌های دریایی باز شیب قاره مشخص می‌شود. بخش قاعده‌ای آن شامل رخساره‌های دریایی باز کم‌ژرفاست ولی به تدریج به سوی بالاتر ژرفای محیط بیشتر می‌شود. این بخش با رخساره‌های مادستونی و کستونی دارای فرم‌های پلاژیک و سوزن اسفنج مشخص می‌شود. روند ژرف‌شدگی به سوی بالا با افزایش مقادیر گاما و اورانیم دیده می‌شود و همچنین ستبرای توالی‌ها نسبت به بخش‌های بالاتر و پایین‌تر آن کاهش می‌یابد. بنابراین بیشترین بالاآمدگی سطح آب با بیشترین افزایش مقدار API اورانیم و گاما مشخص می‌شود. این بخش به‌صورت یک پهنه ظاهر می‌شود و بیانگر پایداری نسبی موقعیت حوضه در زمان بیشترین بالاآمدگی سطح آب است. بخش دسته رخساره‌های پسرونده با روند افزایش ستبرای رسوبات و روند کاهش ژرفا مشخص می‌شود. در طول این دسته رخساره بخش پایینی آن شامل رخساره‌های و کستونی و پکستونی دارای اریبتولین‌های کشیده است و سپس روی آنها رودیست‌ها ظاهر می‌شوند؛ در بخش‌های بالاتر به تدریج شمار اریبتولین‌های کشیده کمتر و فراوانی اریبتولین‌های مخروطی بیشتر و جلبک‌های سبز به‌ویژه سالپینگوپورلا و لیتوکودیوم ظاهر می‌شوند؛ به‌طوری که مرز توالی با تجمع فراوان جلبک‌ها پایان می‌پذیرد که روند کاهش ژرفا با کاهش مقادیر API اورانیم و گاما قابل تطابق است. ستبرای بخش دسته رخساره پسرونده توالی ۶۸ متر و مرز بالایی این توالی از نوع دوم است. بیشترین بالاآمدگی سطح آب دریا در این توالی معادل K70 در سکوی عربی (Haq & Al-Qahtani, 2005) است.

سازند داریان مشخص می‌شود (Wynd, 1965)؛ مرز این توالی از نوع اول است. بیشترین بالاآمدگی سطح آب دریا در این سکانس معادل K90 در سکوی عربی (Haq & Al-Qahtani, 2005) است.

۶- نتیجه‌گیری

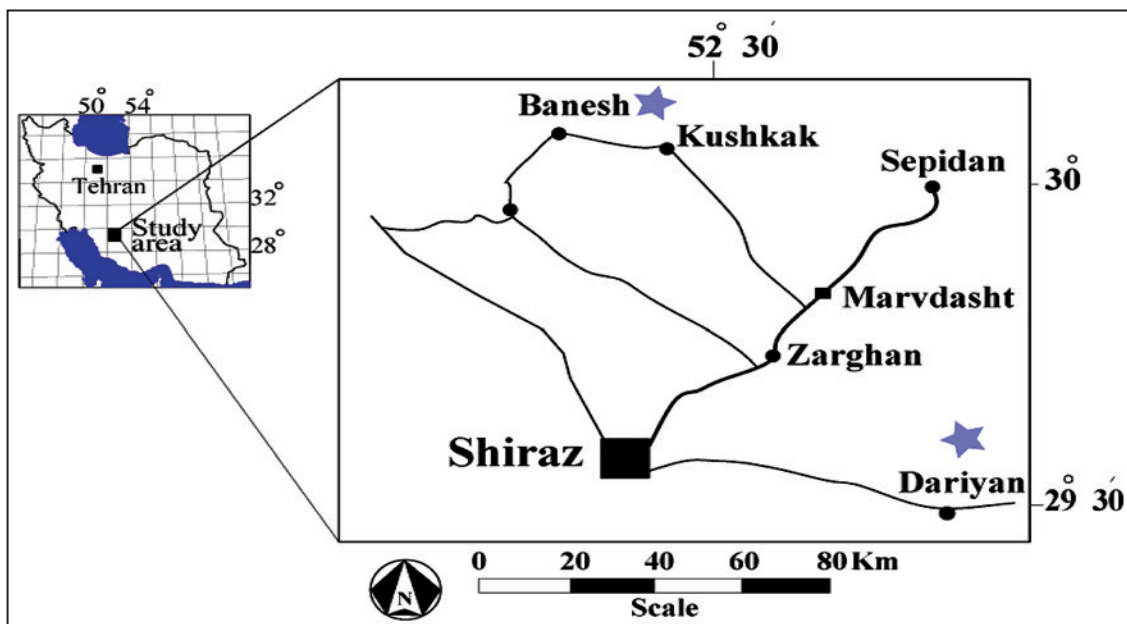
سازند داریان در برش کوه گدوان با رخساره‌های لاگونی تا کم‌ژرفای دریای باز، ولی در برش کوه بانس با رخساره لاگونی تا محیط ژرف نهشته شده‌اند. مدل رسوبی سازند داریان در این برش‌ها با توجه به نوع رخساره‌ها و عناصر تشکیل دهنده و ارتباط جانی و عمودی این نهشته‌ها، مدل رمب و اینتراشلف پیشنهاد می‌شود. این سازند دارای ۳ چرخه رسوبی به سوی بالا کم‌ژرفا شونده است و توالی‌های تشکیل شده در برش‌های مورد مطالعه به‌ویژه در برش کوه گدوان با توالی‌های سازند شعیبا در کشورهای عربی همخوانی دارند و بیشترین بالاآمدگی سطح آب دریا در مقایسه با سکوی عربی معادل K70، K80، و K90 هستند. در همه توالی‌ها روند ژرف شدن به سوی بالا در بخش دسته رخساره پسرونده در بیشتر موارد با روند مقادیر گاما و اورانیم همخوانی دارد؛ این مسئله می‌تواند قابل کورلیشن در چاه‌ها باشد. همخوانی و تطابق نزدیک توالی‌های سازند داریان با توالی‌های سکوی عربی نشان می‌دهد که عوامل محلی و درون حوضه‌ای خیلی کمتر تأثیرگذار بوده‌اند و بیشتر از نوسان‌ها و تغییرات جهانی سطح آب اقیانوس‌ها به‌ویژه سکوی عربی پیروی کرده است و وجود حوضه اینتراشلف را در برش کوه بانس می‌توان به تغییرات محلی کف حوضه ناشی از فعالیت گسل‌ها و گنبد‌های نمکی مربوط دانست.

سپاسگزاری

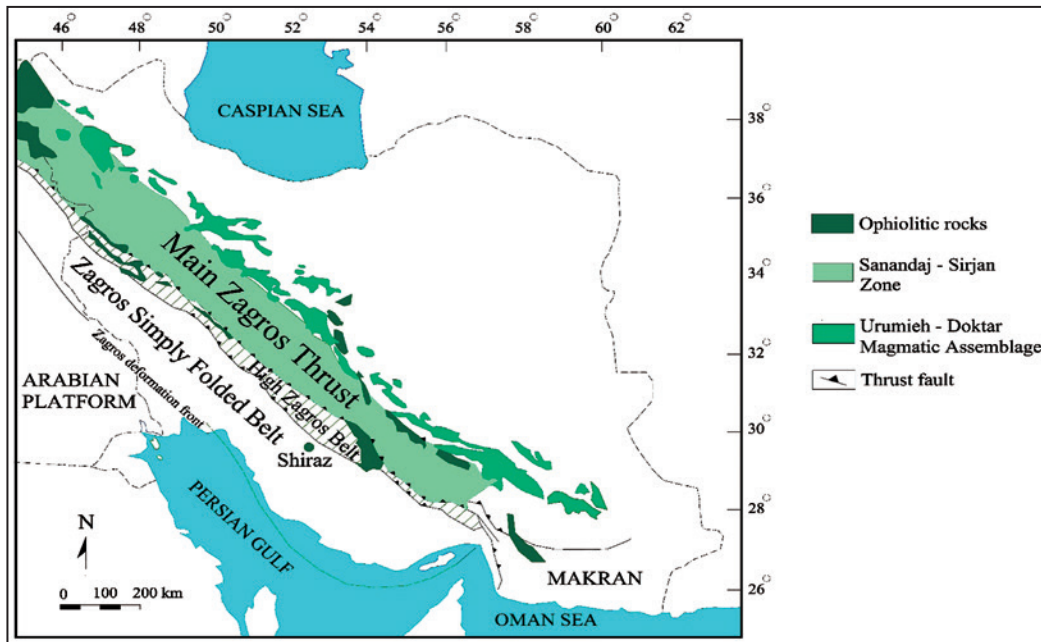
از مدیریت محترم اکتشاف و از دانشگاه اصفهان به خاطر حمایت‌هایشان، از آقای دکتر کاوسی به خاطر فراهم کردن تسهیلات و بازبینی مقاطع میکروسکوپی و همچنین از آقایان مهندس مبشری و مهندس باقری جهت کمک در عملیات صحرایی سپاسگزاری می‌شود.

– **توالی دوم:** این توالی ۹۰ متر ستبرا دارد و دسته‌های رخساره‌های پسرونده توالی در بخش پایینی بیشتر با رخساره‌های لاگونی دارای جلبک‌های سبز سالپینگوپورلا و لیتوکودیوم مشخص می‌شود؛ ولی در بخش‌های بالاتر مقدار جلبک‌ها کمتر و به تدریج اربیتولین‌های کشیده و سوزن اسفنج‌ها فراوان‌تر می‌شوند که روند افزایش ژرفا با روند افزایش مقادیر گاما و اورانیم همخوانی دارد. بالاآمدگی بیشینه سطح آب با افزایش سوزن اسفنج‌ها و اربیتولین‌ها مشخص می‌شود. دسته رخساره‌های پسرونده در نیمه پایینی با ماهیت پسرونده آهسته و در نیمه بالایی با ماهیت پسرونده سریع رخساره‌ها به سوی دریا هستند که این روند پیش‌نشینی رسوبی (Progradation) با کاهش مقادیر لاگ‌های گاما و اورانیم دیده می‌شود. رخساره‌ها بیشتر لاگونی و سدی هستند که دارای جلبک‌های سبز به مقدار فراوان و شمار کمی خرده‌های رودیست و اربیتولین است. ستبرای این بخش ۶۶ متر است. مرز توالی با افزایش میلیولیدها، پلوییدها و جلبک‌های سبز که بیانگر بیشترین کاهش ژرفا است مشخص می‌شود. این توالی از نوع دوم است. بیشترین بالاآمدگی سطح آب دریا در این توالی معادل K80 در سکوی عربی (Haq & Al-Qahtani, 2005) است.

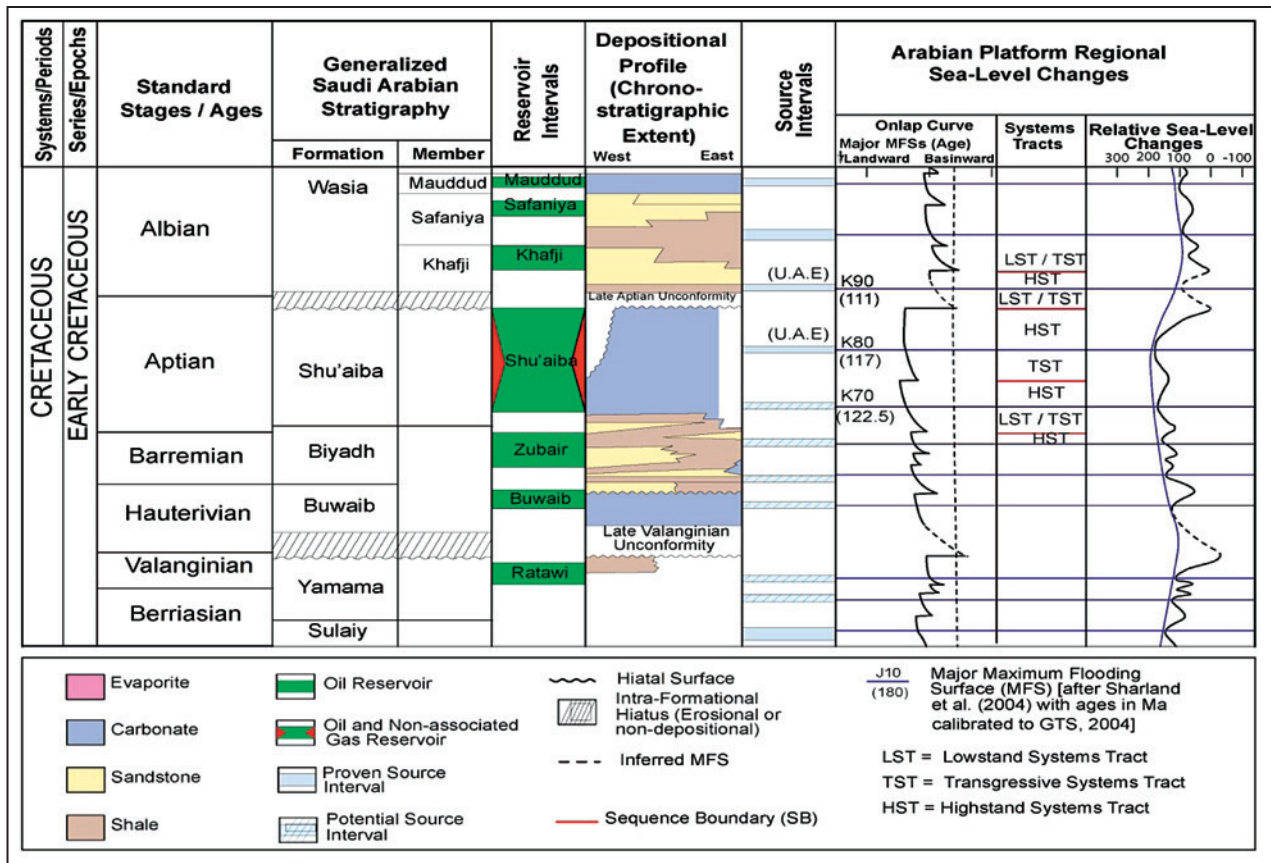
– **توالی سوم:** این توالی ۱۱۲ متر ستبرا دارد و دسته رخساره‌های پسرونده توالی با آهک‌های اربیتولین‌دار و سوزن اسفنج مشخص می‌شود که روند افزایش ژرفا با افزایش مقدار گاما همخوانی دارد. بخش پایینی دسته رخساره پسرونده دارای عناصر اسکلتی جلبک‌های سبز و اربیتولین‌های مخروطی شکل است که محیط لاگون را نشان می‌دهند؛ در بخش انتهایی این دسته رخساره، به تدریج از مقدار اربیتولین‌های مخروطی کاسته می‌شود؛ اربیتولین‌های کشیده ظاهر و سوزن اسفنج‌ها نیز به تدریج فراوان می‌شوند که نشان‌دهنده افزایش ژرفاست و بیشترین بالاآمدگی سطح آب دریا با این رخساره‌ها مشخص می‌شود. ستبرای بخش دسته رخساره‌های پسرونده ۸۹ متر است. دسته رخساره‌های پسرونده این توالی روند کاهش ژرفا را با افزایش اربیتولین‌های مخروطی و پلوییدها که با بافت‌های وکستونی و پکستونی ظاهر می‌شوند، نشان می‌دهند. ستبرای این بخش ۲۳ متر است. مرز بالایی این توالی با ناپوستگی پایان می‌یابد که با سطح فرسایشی و اکسید آهن در بالای



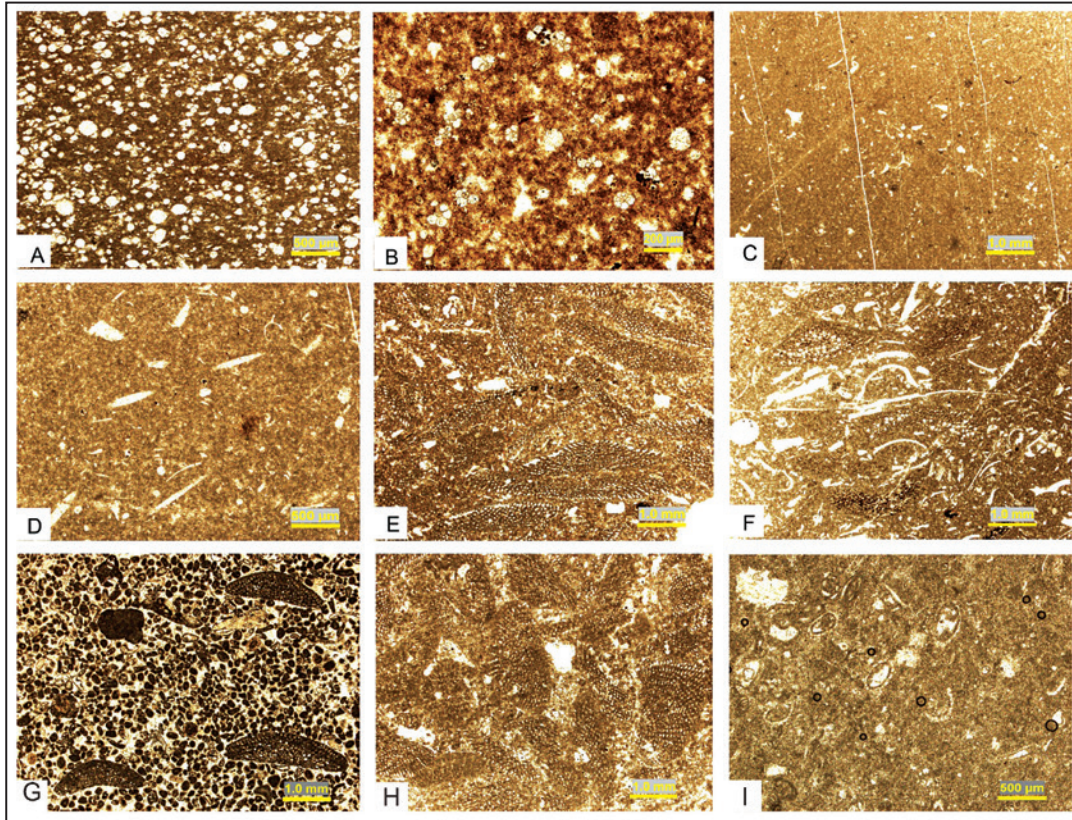
شکل ۱- موقعیت برش‌های مورد مطالعه (با تغییرات از مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی، ۱۳۸۹).



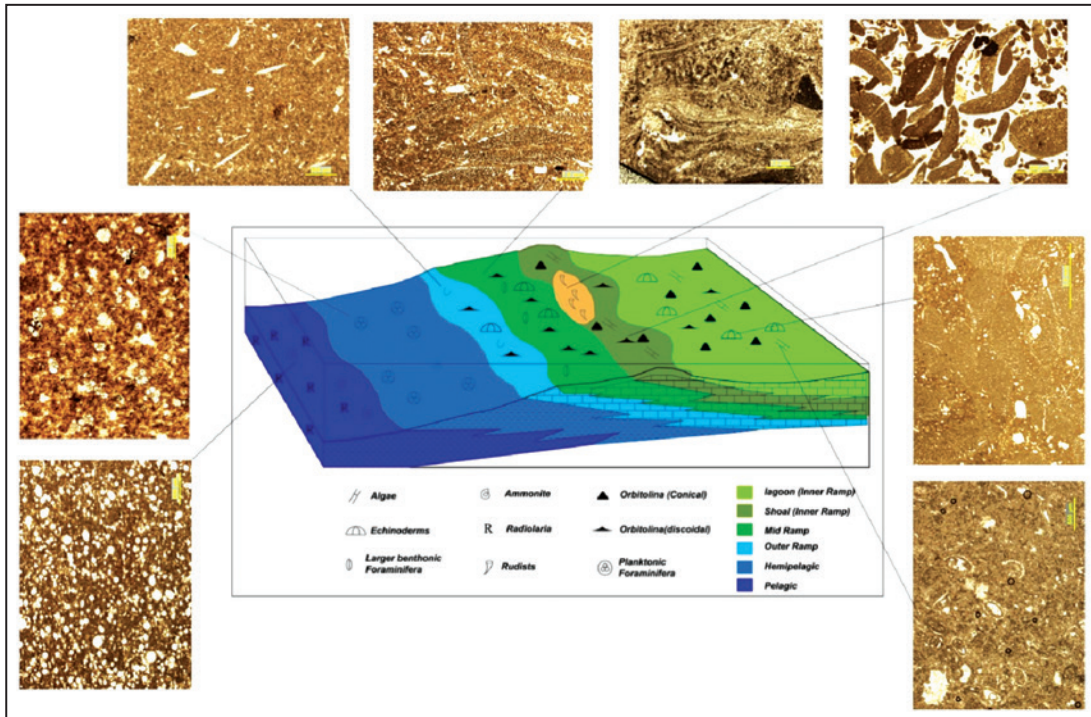
شکل ۲- کمربند زاگرس مرتفع در تقسیمات ساختمانی حوضه زاگرس (Stocklin, 1968).



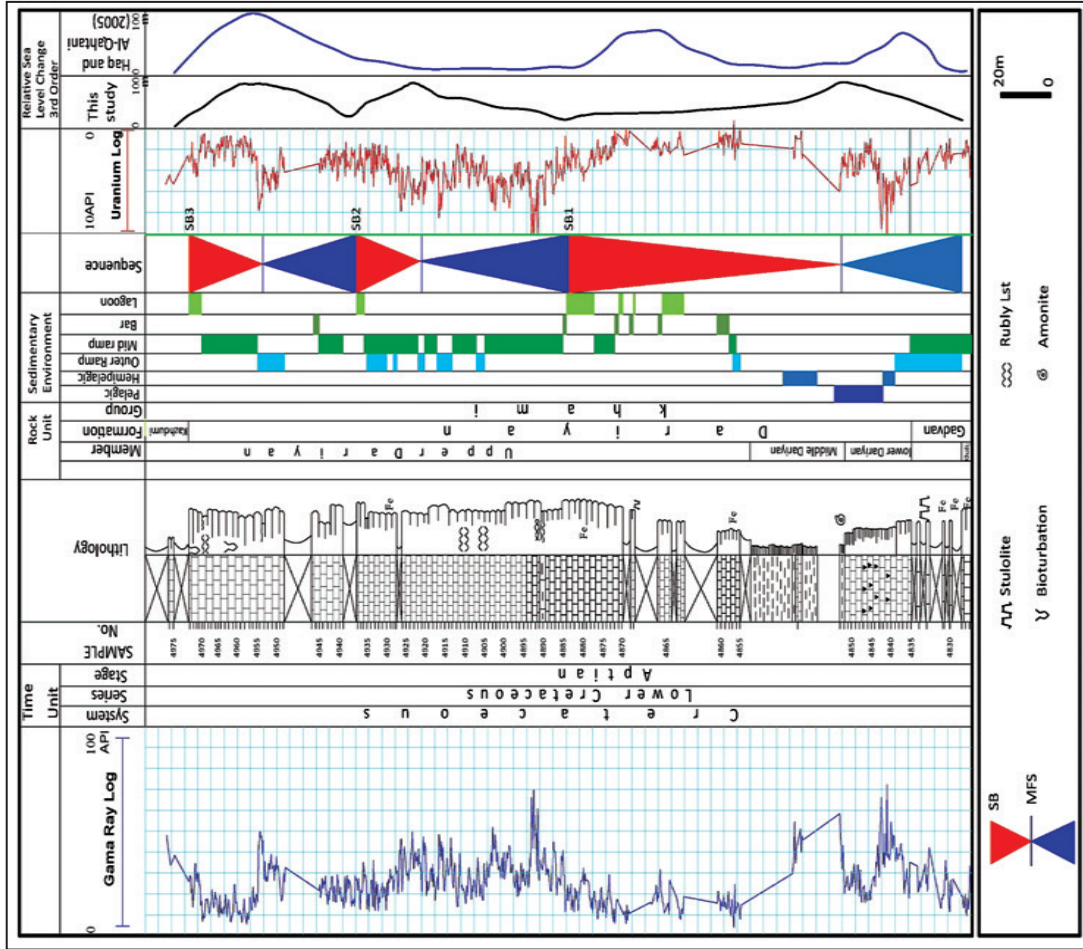
شکل ۳- تغییرات نسبی سطح آب دریا در کرتاسه زیرین (با تغییراتی از (Haq & Al-Qahtani (2005)). در این شکل تغییرات نسبی سطح آب دریا در سکوی عربی برای رسوبات کرتاسه زیرین نشان داده شده است. سامانه تراکت‌ها و محل‌های اصلی پیشینه بالآمدگی سطح آب دریا در سازند شعیبا که معادل سازند داریان در ایران است در شکل نشان داده شده است که می‌تواند پس از بررسی‌های سکانس‌های سازند داریان مورد مقایسه قرار گیرد.



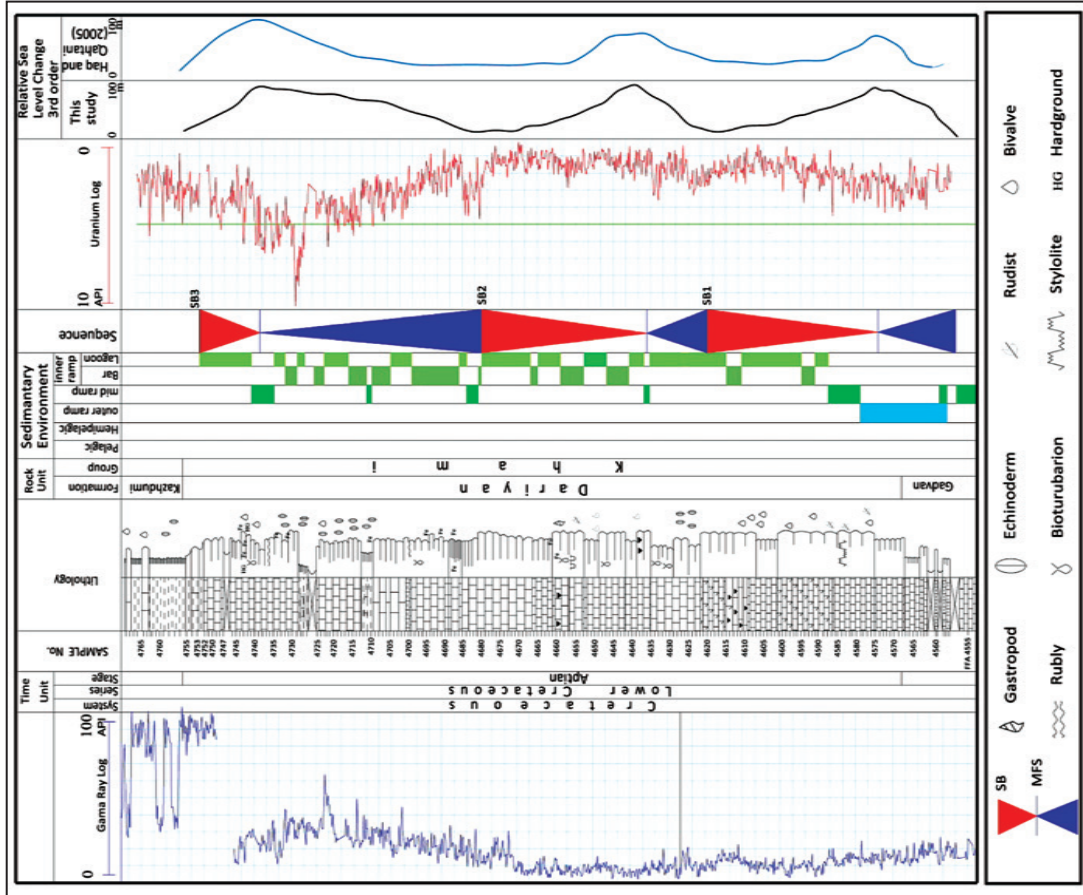
شکل ۴- رخساره‌های شناسایی شده در سازند داریان در برش‌های کوه گدوان و کوه بانس که در کمربندهای رخساره‌ای مختلف دیده شده است. توضیحات کامل مربوط به هر زیر رخساره در بخش معرفی آنها آمده است؛ رادیولاریا پکستون (A)، روزن‌بران پلانکتونیک و کستون (B)، بایوکلاست مادستون (C)، اسپونج اسپیکول و کستون (D)، اریتولینا پکستون (E)، بایوکلاست اریتولینا پکستون (F)، اریتولینا پلویید گرینستون (G)، اریتولینا پکستون (H) و سالیپنگوپورلا و کستون (I).



شکل ۵- مدل رسوبی پیشنهادی سازند داریان در برش‌های مورد مطالعه. بر پایه رخساره‌های تعیین شده در برش‌های مورد مطالعه بخش‌های مختلف سازند داریان در محیط‌های لاگون، سدی، دریای باز کم‌ژرفا، دریای باز (شیب قاره) و ژرف نهشته شده است. وجود رسوبات ژرف در برش کوه بانس و نبود آن در کوه گدوان بیانگر نهشته شدن سازند داریان در یک محیط رمپ کرناته و اینتراشلف است.



شکل ۶- توالی‌ها و نوسان‌های نسبی سطح آب دریا در برش کوه بانس و مقایسه آن با سکوی عربی. در شکل بالا تغییرات سطح آب دریا در ناحیه مورد مطالعه با صفحه عربی مقایسه شده است. تغییرات سطح آب در توالی اول و سوم منطبق بر تغییرات سطح آب صفحه عربی است ولی توالی دوم چندان تطابقی ندارد که می‌توان آن را ناشی از وجود نهشته‌های ژرف دانست.



شکل ۷- توالی‌ها و نوسان‌های نسبی سطح آب دریا در برش کوه گدوان و مقایسه آن با سکوی عربی. در شکل بالا روند تغییرات سطح آب در ناحیه مورد مطالعه کاملاً منطبق بر تغییرات سطح آب در صفحه عربی است که شرایط رسوب‌گذاری یکسان در دو ناحیه یاد شده را نشان می‌دهد.

کتابنگاری

- افقه، م.، ۱۳۷۴- کاربرد رخساره‌های میکروسکوپی در تعیین محیط رسوبی سازند داریان در شمال خاور شیراز، برش کمال آباد، شانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شیراز.
- پروانه‌نژاد شیرازی، م.، ۱۳۷۴- کاربرد رخساره‌های میکروسکوپی در تعیین محیط رسوبی سازند داریان در کوه خانه‌کت، جنوب خاور خرامه، شانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شیراز.
- مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی، ۱۳۸۹- اطلس راه‌های ایران، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰، ۱۰۷ ص.
- مرادی، م.، ۱۳۸۱- ویژگی‌های مخزنی و محیط رسوبی سازند داریان در خلیج فارس (از کمان قطر تا منتهی الیه شمال باختری خلیج فارس)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۴۷ ص.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲- زمین‌شناسی ایران، زمین‌شناسی نفت زاگرس، جلد‌های ۱ و ۲، سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تدوین کتاب، تهران، ۱۰۱۰ ص.
- ناصری، ز.، ۱۳۸۱- بررسی ویژگی‌های مخزنی و محیط رسوبی سازند داریان در خلیج فارس (از تنگه هرمز تا بلندای قطر)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۵۶ ص.
- وزیری مقدم، ح. و کیمیاگری، م.، ۱۳۸۳- مطالعه رخساره‌های میکروسکوپی و محیط رسوبی نهشته‌های کرتاسه پیشین در ناحیه سه، جنوب کاشان، ج. ۲۰، ش. ۲، صص. ۸۹ تا ۱۰۶.

References

- Adachi, N., Ezaki, Y. & Liu, J., 2004- The origins of peloids immediately after the end-permian and the United Arab Emirates. *GeoArabia Special Publication* 4(2): 503-548.
- Bachman, M. & Hirsch, F., 2006- Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern levant (Galilee and Golan heights): stratigraphy and second-order sea-level change. *Cretaceous Research* 27: 487-512.
- Ben Fadhel, M., Layeb, M. & Ben Youssef, M., 2010- Upper Albian planktonic foraminifera and radiolarian biostratigraphy (Neubeur- Northern Tunisia). *Comptes Rendus Palevol* 9: 73-81.
- Ben Fadhel, M., Zouaghi, T., Amri, A. & BenYousef, M., 2014- Radiolaria and planktonic foraminifera biostratigraphy of the early Albian organic rich beds of Fahdene Formation northern Tunisia. *Journal of Earth Science* 25: 45- 63.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards the paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of the Earth Sciences* 18: 210-265.
- Bernaus, J. M., Vanneau, A. & Caus, E., 2002- Carbonate platform sequence stratigraphy in a rapidly subsiding area: the Late Barremian Early Aptian of the Organia basin, Spanish Pyrenees. *Sed. Ged.* 159: 177-201.
- Carozzi, A. V., 1989- Carbonate rocks depositional model, Prentice Hall, NewJersy, 604 pp.
- Casey, R. E., 1977- The ecology and distribution of recent radiolaria: in Ramsey, A. T. S. (ed.), *Oceanic Micropaleontology: V. 2*, Academic Press, London, 2: 809-845.
- Catuneanu, O., 2006- Elsevier, New York, 375 pp.
- Cluff, R. M., 1984- Carbonate sand shoals in the Middle Mississippian (Valmeyeran) Salem-st. louis-ste. Genevieve Limestone. Illinois Basin. In: Harris P. M. Carbonate sands. A core workshop. S.E.P.M. 5: 464pp.
- Cooper, M. R., 1977- Eustacy during the Cretaceous: Its implications and importance. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 22: 1-60.
- Danelian, T., Baudin, F., Gadin, S., Masure, E., Ricordel, C., Fili, I., Mecaj, T. & Muska, K., 2007- The record of Mid-Cretaceous oceanic anoxic events from the Ionian zone of southern Albania. *Revue de micropaleontology*, 50: 225-237.
- Dunham, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, Tulsa, 108-121.
- Erbacher, J., Thurow, J. & Littke, R., 1996- Evolution patterns of Radiolaria and organic matter variation: A new approach to identify sea level changes in Mid-Cretaceous pelagic environments. *Geology* 24: 499-502.
- Flugel, E., 1982- Microfacies analysis of limestones. Springer Verlag, 633 pp.
- Flugel, E., 2004- Microfacies Analysis of Limestone: Analysis, Interpretation and Application: Springer Verlag. Berlin. 976 pp.
- Flugel, E., 2010- Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application: Springer, 976pp.
- Gomez- Perez, I., Fernandez- Mendiola, P. A. & Garica Mondejar, J., 1998- Constructional dynamics for a Lower Crataceous carbonate ramp (Gorbea Massif, N Iberia) In: Wright V.P. & Burchette T.P.(ed), Carbonate ramps. Special Publication. Geological. Society of London 149: 229- 252.
- Gorin, G., Fiet, N. & Pacton, M., 2009- Bentic microbial mats: A possible major component of organic matter accumulation in the lower Aptian oceanic anoxic event. *Terra Nova* 21: 21-27.
- Haq, B. U. & Al-Qahtani, A. M., 2005- Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian platform *GeoArabia* 10: 127-160.
- Heldt, M., Bachman, M. & Lehmann, J., 2008- Microfacies, biostratigraphy and geochemistry of the hemipelagic Barremian-Aptian in north-central Tunisia: Influence of the OAE 1a on the southern Tethyan margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 261- 246-260.

- Hochuli, P. A., Mnegatti, A. P., Weissert, H. & Permoli Silva, I., 1999- Episodes of high productivity and cooling in the early Aptian Alpine Tethys. *Geology* 27: 657-660.
- James, G. A. & Wynd, J. G., 1965- Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area, AAPG Bulletin 49(12): 2182-2245.
- Kheradpir, A., 1975- Stratigraphy of Khami group in Southwest Iran. O. S. C. I. Report, No. 1235. Unpublished.
- Larsen, G. & Chilingar, G. U., 1983- Diagenesis in sediments and sedimentary rocks, developments in sedimentology 25B. Elsevier Scientific publishing compans Amsterdam – Oxford – New York.
- Leckie, R. M., Browler, T. J. & Cashman, R., 2002- Oceanic anoxic events and planktonic evolution: Biotic response to tectonic forcing during the Mid-Cretaceous. *Palaeogeography* 17: 13-29.
- Masse, J. P., 1992- The Lower Cretaceous Mesogean benthic ecosystems: palaeo-ecologic aspects and palaeobiogeographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 91: 331-345.
- Mojab, F., 1974- Some Cretaceous (Albian) Invertebrates from Banesh, Southern Iran. *Bull, Ind, Geol, Assoc.*, 7(1): 13-34.
- Moosavizadeh, M. A., Mahboobi, A., Mousavi-Harami, R. & Kavooosi, M. A., 2014- Early Aptian anoxic event (OAE) 1a in northeastern Arabian plate setting, an example from Dariyan Formation in Zagros fold-thrust belt, SE Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 7(11): 4745-4756.
- Posamentier, H. W. & Vail, P. R., 1998- Eustatic Control on clastic deposition -sequence systems tract models. In: sea-level changes: an integrated approach, Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J.C., (Eds.), Special Publication Society of Economic. Paleontologists and Mineralogists 42: 125-154.
- Reading, H. G., 1996- Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy, 3rd Edn., Blackwell Science Publications, Oxford, 688 pp.
- Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D. M., Davis, R. B., Hall, S. H., Heward, A. P., Horbury, A. D. & Simmons, M. D., 2001- Arabian plate sequence stratigraphy. *GeoArabia Special Publication 2*, Gulf PetroLink, Bahrain, 371 pp.
- Simmons, M. D., Whittaker, J. E. & Jones, R. W., 2000- Orbitolinids from Cretaceous sediments of the Middle East - A revision of the F.R.S. Henson and Associates Collection. In M.B. Hart, M.A. Kaminski and C.W. Smart (Eds.), Proceedings of the Fifth International Workshop on Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation Special Publication 7: 411-437.
- Sinclair, H. D., Sayer, Z. R. & Tucker, M. E., 1998- Carbonate sedimentation during early foreland basin subsidence: The Eocene succession of the French ALPS. In: Wright V.P. & Burchette T.P. (eds), Carbonate ramps. Special Publication Geological Society of London 149: 205-227.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonic of Iran; a review, *American of Petroleum Geologist Bulletin* 52(7): 1229- 1258.
- Tasli, K., Özer, E. & Koç, H., 2006- Benthic foraminifera assemblages of the Cretaceous platform carbonate succession in the Yavca area (Bolkar Mountains, S Turkey): biostratigraphy and paleoenvironments. *Geobios* 39: 521-533.
- Van Buchem, F. S. P., Baghbani, D., Bulot, L., Caron, M., Gaumet, F., Hosseini, A., Keyvani, F., Schroeder, R., Swennen, R., Vedrenne, V. & Vincent, B., 2010- Barremian – Lower Albian sequence-stratigraphy of southwest Iran (Gadvan, Dariyan and Kazhdumi formations) and its comparison with Oman, Qatar and the United Arab Emirates, *GeoArabia Special Publication 4(2)*: 503-548.
- Van Buchem, F. S. P., Gaumet, F., Vedrenne, V. & Vincent, B., 2006- Middle East Cretaceous sequence stratigraphy study: N.I.O.C- IFP joint research project. 115 pp.
- Wilson, J. L., 1975- Carbonate Facies in Geological History. Springer-Verlag, Berlin, 471 pp.
- Wynd, J. G., 1965- Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area. NIOC geological report 1082.

Microfacies, depositional model and sequence stratigraphy of Dariyan Formation in Northern high Zagros fault

M. Yavari ¹, M. Yazdi ^{2*}, M. H. Adabi ³ & H. Ghalavand ⁴

¹ Ph.D. student, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

² Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

³ Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran Iran

⁴ Ph.D., National Iranian Oil Company, Tehran, Iran

Received: 2015 October 07

Accepted: 2016 January 06

Abstract

Dariyan Formation deposited in two different sedimentary settings. In some places it consists of shallow Limestone with algae and *Orbitolina* and in the other places in addition to limestone, it represents black shales and marls associated with planktonic foraminifera and radiolarian. In this research Dariyan Formation was studied in order to microfacies, depositional model and sequences stratigraphy of two sections so called, Kuh-e Gadvan and Kuh-e Banesh in high Zagros belt. Detailed petrographic studies led to the recognition of five main facies belts including: lagoon, bar, shallow open marine, outer ramp and deep marine. According to the vertical and lateral variations of facies, the Dariyan Formation deposited on a carbonate ramp platform and intrashelf basin. Depositional sequences have been presented on the basis of analysis of facies, fauna assemblages, Gamma and Neutron logs. Three 3rd orders depositional sequences have been recognized during deposition of sediments. There is Type I sequence boundary in the top of third sequence and the other two sequences was considered as Type II sequence. Sea level fluctuations of the studied area correlated with Arabian platform and these changes follow of regional factors.

Keywords: Dariyan Formation, Microfacies, Zagros, Sequence stratigraphy, Kuh-e Gadvan, Kuh-e Banesh

For Persian Version see pages 281 to 290

*Corresponding author: M. Yazdi; E-mail: meh.yazdi@gmail.com