

بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و رسوب‌شناسی سازند داریان در منطقه فارس: مطالعه موردی کوه سیاه و چاه شماره ۱ سبزپوشان

محمد حسین آدابی^۱، رخشنده عباسی^{۱*} و هرمز قلاوند^۲

^۱گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.
^۲شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب، اهواز، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۰۶/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۳/۰۵

چکیده

در این بررسی ژئوشیمی و محیط رسوبی سازند داریان با سن کرتاسه پیشین (آپتین - آلبین) در برش سطح الارضی تاقدیس کوه سیاه و مقطع تحت الارضی چاه شماره ۱ سبزپوشان مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری ۱۲ ریزرخساره مربوط به ۵ کمربند رخساره‌ای میان‌کشدی (Intertidal)، لاگون (Lagoon)، پشته‌های ماسه‌ای (Shoal)، دریای باز کم ژرفا (Shallow open marine) و دریای باز ژرف (Deep open marine) شناسایی شد. الگوی ریزرخساره‌های دیده شده نشانگر نهشته شدن این توالی بر روی یک سکوی کربناتی از نوع رمپ است. رسم مقادیر عنصری عناصر اصلی (Ca, Mg) و فرعی (Sr, Mn, Na, Fe) و ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ بیانگر آن است که فرایندهای دیاژنزی به‌طور چیره‌تدینی کربنات‌های این سازند را در یک محیط نیمه بسته تا نیمه باز تحت تأثیر قرار داده است. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری فرایندهای مهم دیاژنتیکی سازند داریان شامل سیمانی شدن، تراکم فیزیکی و شیمیایی فرایندهای جانیشینی مانند پیریتی شدن و سیلیسی شدن است. تخلخل‌های دیده شده در این مقاطع، ثانویه و از انواع حفره‌ای، شکستگی و کانالی هستند. دمای تشکیل این سنگ‌آهک‌ها بر اساس سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن در حدود ۲۸/۵ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است.

کلیدواژه‌ها: ژئوشیمیایی، رسوب‌شناسی، فرایند دیاژنتیکی، سازند داریان، ریزرخساره

***نویسنده مسئول:** رخشنده عباسی

E-mail: Rakhshande.abasi@gmail.com

۱- مقدمه

سازند داریان در بیشتر نواحی زاگرس به استثنای جنوب و جنوب‌باختری لرستان وجود دارد و در نواحی فارس بیشتر به‌صورت سنگ‌آهک‌های کم‌ژرفا با بافت وکستون و پکستون است (مطیعی، ۱۳۸۲). سازند داریان برای اولین بار در محل برش الگو توسط James & Wynd (1965) معرفی شد. این برش در انتهای خاوری کوه گدوان در ۴۰ کیلومتری شمال خاوری شیراز (استان فارس) قرار دارد. این سازند به دلیل اهمیتی که به‌عنوان سنگ مخزن دارد، تاکنون از نظر رسوب‌شناسی و چینه‌شناسی در مناطق مختلف فارس مورد بررسی قرار گرفته است. با این وجود برای اولین بار است که از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی به‌همراه رسوب‌شناسی مورد مطالعه قرار می‌گیرد. مقطع سطحی مورد مطالعه در دامنه خاوری کوه سیاه در ۱۳۰ کیلومتری شمال خاور شیراز به مختصات جغرافیایی $29^{\circ}56'06''$ شمالی و $53^{\circ}13'22''$ خاوری و سبترای ۲۶۰ متر و برش تحت‌الارضی شامل توالی سازند داریان در چاه شماره ۱ سبزپوشان در ۲۰ کیلومتری جنوب باختر شیراز به سبترای ۲۵۵/۵ متر است (فاصله هوایی دو مقطع از یکدیگر حدود ۹۰ کیلومتر است) (شکل ۱). در این مطالعه، سعی بر آن است تا با شناسایی ریزرخساره‌ها و فرایندهای دیاژنتیکی بتوان ویژگی‌های رسوب‌شناسی و محیط رسوبی دیرین سازند داریان را بازسازی کرد. همچنین برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی حاکم بر ته‌نشست رسوبات و ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها، تعیین دمای دیرین آب دریا و روند دیاژنزی، از روش‌های نوین مطالعاتی مانند استفاده از تغییر عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ از رسوبات کربناتی در مقطع کوه سیاه استفاده شد.

مادل رسوبی و درک بهتر فرایندهای دیاژنتیکی و تاریخچه تشکیل انواع سیمان‌ها مطالعه شدند. نمونه‌ها توسط محلول آلیزارین سرخ (Red-S) به منظور تشخیص کانی‌کلیسیت از دولومیت، و فروسیانید پتاسیم برای تشخیص سیمان‌های آهن‌دار به روش Dickson (1965) رنگ‌آمیزی شده است. نامگذاری سنگ‌های کربناتی بر اساس تقسیم‌بندی Dunham (1962) و در تفسیر رخساره‌های میکروسکوپی از Wilson (1975) و Flügel (2004) استفاده شده است.

در مطالعات عنصری پس از مطالعه دقیق سنگ‌نگاری مقاطع نازک، ۴۰ عدد از نمونه‌های کوه سیاه که دارای بیشترین زمینه میکرایتی بوده‌اند انتخاب و میزان عناصر اصلی و فرعی آنها توسط دستگاه اسپکتروفتومتر جذب اتمی (AAS) در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی اندازه‌گیری شد. در مطالعات ایزوتوپی، ۱۰ نمونه از سنگ‌آهک‌هایی که مورد تجزیه‌های عنصری قرار گرفته بودند و کمترین مقدار مواد باقی‌مانده را داشتند انتخاب و به منظور تعیین ایزوتوپ‌های اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ توسط دستگاه (VG SIRA-Series II) در مرکز آزمایشگاهی علوم (CSL) دانشگاه تاسمانیا در کشور استرالیا اندازه‌گیری شدند. خطای اندازه‌گیری ایزوتوپی دستگاه $0.1\% \pm$ است.

۳- چینه‌شناسی

۳-۱. برش کوه سیاه

بر اساس ویژگی‌های سنگ‌شناسی و مشاهدات صحرائی می‌توان سازند داریان را در این برش به ۳ بخش تفکیک کرد. بخش زیرین سازند داریان از سنگ‌آهک‌های سبتیرالایه، با سبترای ۱۳۴ متر تشکیل شده است که مرز زیرین این بخش (مرز زیرین داریان با سازند گدوان) به علت پوشش گیاهی، به‌طور دقیق مشخص نیست. بخش میانی داریان با ۵۶ متر سبتیرا شامل تناوب سنگ‌آهک‌های نازک لایه و مارن و شیل است. بخش بالایی از لایه‌های سنگ‌آهکی متوسط تا سبتیرالایه با میان‌لایه‌های شیلی به سبترای ۷۰ متر تشکیل شده است که مرز بالایی آن با شیل و مارن‌های سازند کژدمی به‌صورت هم‌شیب و با حضور لایه‌های از اکسید آهن مشخص می‌شود

در مطالعات سنگ‌نگاری در مجموع ۳۴۶ مقطع نازک شامل ۱۵۰ نمونه برداشت شده از برش کوه سیاه و ۱۹۶ مقطع نازک خرده‌های حفاری چاه شماره ۱ سبزپوشان توسط میکروسکوپ پلازیزان (برخی از مقاطع با استفاده از میکروسکوپ کاندولومینسانس مدل MLK4-CCL 8200 با قدرت (15 Kv) و شدت جریان ۳۰۰ میکروآمپر (µA) مطالعه شدند)، برای تعیین رخساره‌های میکروسکوپی و ارائه

۲- روش مطالعه

در این بررسی ژئوشیمی و محیط رسوبی سازند داریان با سن کرتاسه پیشین (آپتین - آلبین) در برش سطح الارضی تاقدیس کوه سیاه و مقطع تحت الارضی چاه شماره ۱ سبزپوشان مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری ۱۲ ریزرخساره مربوط به ۵ کمربند رخساره‌ای میان‌کشدی (Intertidal)، لاگون (Lagoon)، پشته‌های ماسه‌ای (Shoal)، دریای باز کم ژرفا (Shallow open marine) و دریای باز ژرف (Deep open marine) شناسایی شد. الگوی ریزرخساره‌های دیده شده نشانگر نهشته شدن این توالی بر روی یک سکوی کربناتی از نوع رمپ است. رسم مقادیر عنصری عناصر اصلی (Ca, Mg) و فرعی (Sr, Mn, Na, Fe) و ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ بیانگر آن است که فرایندهای دیاژنزی به‌طور چیره‌تدینی کربنات‌های این سازند را در یک محیط نیمه بسته تا نیمه باز تحت تأثیر قرار داده است. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری فرایندهای مهم دیاژنتیکی سازند داریان شامل سیمانی شدن، تراکم فیزیکی و شیمیایی فرایندهای جانیشینی مانند پیریتی شدن و سیلیسی شدن است. تخلخل‌های دیده شده در این مقاطع، ثانویه و از انواع حفره‌ای، شکستگی و کانالی هستند. دمای تشکیل این سنگ‌آهک‌ها بر اساس سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن در حدود ۲۸/۵ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است.

دارد. اربیتولین‌ها، پلویید و تکستولاریا در درجه دوم فراوانی (۱۰ تا ۲۰ درصد) قرار دارند. روزن‌بران و کریئویدهای دارای آثار حفرشدگی (Boring) و قطعاتی از پوسته براکیوپود از دیگر اجزای این رخساره هستند (شکل ۴-۳). حضور اجزای اسکلتی مانند جلبک‌سبز و روزن‌بران کف‌زی در یک زمینه میکربیتی نشان‌دهنده انرژی کم محیط در بخش‌های لاگونی است (Bachmann & Hirsch, 2006).

B3- ریزرخساره اسکلراکتینا فلوتستون (Scleractinia floatstone): این رخساره از مرجان اسکلراکتینا (با فراوانی ۵ تا ۲۵ درصد) به همراه اربیتولین (بوژه انواع کشیده که قطرشان تا ۱ سانتی‌متر می‌رسد) و دیگر روزن‌بران مانند مارسونلا و همی‌سیکلومینا تشکیل شده است (شکل ۴-۴). این رخساره گسترش چندانی ندارد و به صورت متناوب با رخساره و کستون/ پکستون پلوییدی اربیتولین‌دار قرار دارد. موقعیت این رخساره با توجه به فسیل‌های همراه آن که همگی پوسته تیره دارند و مربوط به محیط لاگون هستند، مربوط به محیط لاگون است.

B4- ریزرخساره پکستون/ گریستون پلوییدی فرامینی‌فر بنتیک‌دار (Benthic foraminiferida pelloidal Packstone/ Grainstone): آلوکم اصلی

در این ریزرخساره پلویید با فراوانی حدود ۴۰ درصد است که جورشدگی خوب تا بسیار خوب دارند. اندازه پلوییدها بین ۱۰۰ تا ۳۰۰ میکرون و بیشتر نیمه زاویه‌دار تا گرد شده هستند. همچنین اجزای اسکلتی فراوان در این رخساره روزن‌بران کف‌زی مربوط به محیط لاگون شامل میلیولید، نزازاتا (Nezzazata)، تکستولاریا و دبارینا (Debarina) هستند. بیشتر فسیل‌ها و بیوکلاست‌ها پوشش میکربیتی دارند (شکل ۴-۴). فراوانی این اجزای اسکلتی در حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد است. این رخساره در رمپ داخلی جایی که شوری دریا عادی باشد، بالای سطح اثر امواج و در اثر عمل مداوم امواج شکل می‌گیرد (Flügel, 2004). این رخساره متعلق به محیط لاگون است.

B5- ریزرخساره لیتوکودوم باندستون (Lithocodium Boundstone): اجزای کربناتی در این رخساره بیشتر شامل جلبک‌های خانواده لیتوکودوم- باسینلا (Lithocodium-Basinella) با فراوانی ۱۵ تا ۳۰ درصد است. از دیگر اجزای اسکلتی در این رخساره می‌توان تکستولاریا، میلیولید، پلویید و قطعات کریئوید (با فراوانی ۱۰ تا ۲۰ درصد) را نام برد (شکل ۴-۴). جلبک لیتوکودوم با به هم چسباندن ذرات کربناتی (روزن‌بران کوچک و پلوییدها) در کومه‌ها یا توده‌های ماسه‌ای و تثبیت آنها در این محیط باعث تشکیل لیتوکودوم باندستون می‌شود (Koch et al., 2002). لیتوکودوم- باسینلا با شرایط شوری دریایی عادی و محیط‌های خیلی کم‌ژرفا با اکسیژن خوب، مرتبط هستند (Pittet et al., 2002).

۳-۴. ریزرخساره محیط پشته‌های ماسه‌ای (Shoal)

C1- ریزرخساره پکستون/ گریستون پلوییدی اینتراکلاست‌دار (Intraclast pelloidal Packstone/ Grainstone): گریستون و پکستون پلوییدی با بافت دانه پشتیبان و تجمعی از پلوییدهای بسیار ریز، نیمه گرد شده یا نیمه زاویه‌دار و یک اندازه (با میانگین فراوانی ۴۰ درصد و اندازه ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرون) به همراه اینتراکلاست‌ها (با فراوانی ۱۰ تا ۲۰ درصد و اندازه ۳۰۰ تا ۵۰۰ میکرون) مشخص می‌شود (شکل ۵-۴). پلوییدها شامل پلت‌های گلی و دفعی هستند که به طور معمول درون سکوی کم‌ژرفا شامل محیط‌های کم‌ژرفای دریایی با چرخش متوسط آب (نزدیک موقعیت رمپ داخلی)، به وجود می‌آیند (Flügel, 2004). میزان روزن‌بران کف‌زی در این ریزرخساره ناچیز است و به اربیتولین‌های حمل شده و روزن‌بران کف‌زی کوچک‌تر که میکربیتی شدند، محدود می‌شود این رخساره مربوط به بخش پشت سدی است (Leeward shoal).

C2- ریزرخساره گریستون اُوییدی فرامینی‌فر بنتیک‌دار (Benthic foraminiferida ooidal Grainstone): این رخساره متشکل از اُوییدهای با ساختار مماسی (و با فراوانی در حدود ۳۰ درصد و اندازه‌ای در حدود ۰/۸-۰/۵ میلی‌متر) است که در زمینه‌ای از سیمان کلسیتی درشت بلور قرار دارند

(شکل ۲). سن سازند داریان در تاق‌دیس کوه‌سیاه آبتین-آلبین در نظر گرفته شده است (پروانه نژاد شیرازی، ۱۳۸۰).

۲-۳. برش چاه شماره ۱ سبزپوشان

سازند داریان در مقطع تحت‌الارضی چاه شماره ۱ سبزپوشان با ستبرای ۲۵۵/۵ متر از سنگ‌آهک تشکیل شده است که به صورت هم‌شیب در بالا و پایین در میان دو سازند کژدمی و گدوان به صورت تدریجی و پیوسته قرار دارد. در این برش نیز سازند داریان دارای سه بخش است. بخش سنگ‌آهک زیرین با ستبرای ۷۳ متر شامل سنگ‌آهک‌های گرمی رنگ تا خاکستری و متمایل به قهوه‌ای روشن که گاه دولومیتی شده است. بخش سنگ‌آهک چرت دار با ستبرای ۱۰۰ متر بخش میانی را تشکیل می‌دهد. بخش سنگ‌آهک بالایی که ستبرای این بخش ۸۲/۵ متر و تشکیل یافته از سنگ‌های کربناتی کم‌ژرفای دریایی که رنگ آنها قهوه‌ای تیره تا روشن است سن سازند داریان در این برش آبتین-آلبین در نظر گرفته شده است (قلاوند، ۱۳۷۵) (شکل ۳).

۴- ریزرخساره‌ها

با مطالعه ۳۴۶ مقطع نازک سازند داریان، ۱۲ ریزرخساره کربناتی و یک رخساره شیل آواری شناسایی شد که از سمت خشکی به دریا به ترتیب زیر مشخص شده‌اند: میان‌کشدی (Intertidal)، لاگون (Lagoon)، پشته‌های ماسه‌ای (Shoal)، دریای باز کم‌ژرفا (Shallow open marine) و دریای باز ژرف (Deep open marine).

۴-۱. ریزرخساره محیط میان‌کشدی (Intertidal)

A1: ریزرخساره اینتراکلاست گریستون (Intraclast Grainstone): از اجزای کربناتی چیره در این ریزرخساره، اینتراکلاست با فراوانی در حدود ۴۰ درصد و اندازه ۰/۵ میلی‌متر تا در حد سانتی‌متر است (شکل ۴-۴). جورشدگی خوب اینتراکلاست‌ها نشان می‌دهد که این رخساره در یک محیط ساحلی پرنانژی و از شستشوی اجزای کربناتی تشکیل شده باشد (Flügel, 2004). اینتراکلاست در این رخساره از منشأهای متفاوت، از جمله خرده‌های فسیل مربوط به محیط رخساره‌ای لاگونی، سدی و نیز ذرات تخریبی کوارتز است. این ریزرخساره طبق تعریف معادل ریزرخساره استاندارد شماره ۱۴ (Lag deposit) (Flügel (2004) و Wilson (1975) است که در کمربند رخساره‌ای شماره ۶ قرار می‌گیرد و با توجه به گسترش محدود آن در مطالعات صحرایی، احتمالاً مربوط به بخش کانال‌های کشدی است. این ریزرخساره فقط در برش رو سطحی (سطح الارضی) دیده شده است.

۴-۲. ریزرخساره‌های محیط لاگون (Lagoon)

اجزای اسکلتی موجود در لاگون تنوع به نسبت بالایی دارند و شامل انواع روزن‌بران با پوسته آگلوتینه (اربتولین‌ها) و پرسلانوز (میلیولید و تکستولاریا)، انواع جلبک‌های سبز از خانواده لیتوکودوم و داسی‌کلاداسه همراه با اجزای غیراسکلتی مانند پلوییدها و نشان‌دهنده ژرفای کم با شوری مناسب، چرخش آب و از نظر غذایی مطلوب هستند (Bachmann & Hirsch, 2006).

B1- ریزرخساره مادستون/ وکستون فرامینیفر بنتیک‌دار (Mudstone / Benthic foraminiferida Wackestone): اجزای اصلی

تشکیل‌دهنده این رخساره شامل روزن‌بران کف‌زی همچون اربیتولین‌ها، میلیولید، افتالمیدوم و تکستولاریا (با فراوانی ۵ تا ۲۰ درصد) و سرپولید تیوب (Serpolid tube) و مقادیر کم خرده‌های جلبکی هستند که در یک زمینه گل‌آهکی قرار دارند (شکل ۴-۴). تنوع و فراوانی کم اجزای اسکلتی و روزن‌بران کف‌زی در این رخساره نشانگر بخش‌های دریایی محدود شده و بسیار کم ژرفا هستند (Amodio, 2006).

B2- ریزرخساره وکستون/ پکستون داسی‌کلاداسه‌آ، پلویید، اربیتولین‌دار (Orbitolinidea, pelloidal dasycladacea Wackestone/ Packstone):

فراوانی این اجزای اسکلتی در این رخساره جلبک سبز داسی‌کلاداسه‌آ با فراوانی ۱۰ تا ۴۰ درصد است که به صورت فسیل‌های سالم و اجزای خرد شده جلبکی وجود

۴-۵. ریزرخساره بخش ژرف دریای باز (Deep open marine)

E1- ریزرخساره مادستون/ وگستون بایوکلاست‌های پلانکتون‌دار (Planktonic bioclast Wackestone): ۱۰ تا ۱۵ درصد اجزای اسکلتی این ریزرخساره بیشتر شامل خرده‌های گاستروپود پلاژیک، اکتینوید، کرینویید شناور از نوع کوماتولیدا، لنتیکولینا در یک زمینه میکربیتی است (شکل ۶-۷). شواهدی مانند بایوکلاست‌های پلاژیک، وجود زمینه‌ای تیره به علت فراوانی مواد آلی و کانی‌های کدر مانند پیریت و نبود جلبک‌های آهکی می‌تواند بیانگر تنه‌نشست این ریزرخساره در زیر سطح اساس امواج طوفانی و زیر ژرفای نفوذ نور باشد.

E2- رخساره شیل (آواری): این رخساره شامل سنگ‌آهک‌های نازک لایه رسی به همراه شیل است. مجموعه زیستی جانوری در این سنگ‌آهک‌های نازک لایه شامل موجودات کف‌زی متنوع دریای عادی گاه همراه با پلانکتون‌ها و حفرشدگی (Burrowing) است (Flügel, 2004) که با توجه به سنگ‌رخساره و ریزرخساره، این رخساره وابسته به بخش ژرف دریای باز و نهشته شده در موقعیت رمپ بیرونی است. منطقه‌ای زیر سطح امواج طوفانی که سنگ‌رخساره‌های (لیتوفاسیس‌های) معمول آن شامل سنگ‌آهک‌های لایه‌ای و دانه‌ریز (مادستون آهکی رس‌دار و وگستون)، در تناوب با لایه‌های شیل و مارن هستند.

۴-۶. مدل رسوبی سازند داریان در توالی‌های مورد مطالعه

با توجه به تنوع ریزرخساره‌ها، دسته‌بندی و بررسی عمودی (شکل‌های ۷ و ۸) و جانبی (شکل ۹) آنها و با توجه به مدل‌های ارائه شده توسط (Flügel 2004) و Wilson (1975) مدل رسوبی این سازند در مقاطع مورد مطالعه احتمالاً یک رمپ کربناتی است (شکل ۱۰). نبود رخساره‌های ریفی، گسترش رخساره‌های پلوییدی و نبود رخساره‌های کربناتی دوباره نهشته شده (Calciturbidite)، گواه تنه‌نشست این توالی کربناتی بر روی یک سکوی کربناتی از نوع رمپ هستند. رمپ‌های کربناتی در بسیاری از انواع حوضه‌های رسوبگذاری مانند حوضه‌های پیش‌بوم، درون‌قاره‌ای و همچنین در طول حوضه‌های غیر فعال گسترش می‌یابند (Burchette & Wright, 1992). بر اساس تقسیم‌بندی انواع رمپ که توسط Read (1985) صورت گرفته است می‌توان محیط رسوبگذاری رسوبات کربناتی سازند داریان را در ناحیه مورد مطالعه به صورت یک سکو از نوع رمپ با شیب یکنواخت (Homocline) مشابه رمپ‌های عهد حاضر مانند سواحل شیخ نشین خلیج فارس، تخته‌گاه کربناتی باهاما و خلیج شارک‌بی در نظر گرفت.

۵- دیازنز

مطالعات دیازنتیکی نیاز به ترکیب روش‌های متنوعی شامل: سنگ‌نگاری نوری، کاتدولومینسانس (Cathodoluminescence microscopy)، مشاهدات میکروسکوپ الکترونی (Stereo scan Electron Microscopy)، تجزیه ایزوتوپ‌های پایدار و ترکیب عناصر فرعی دارد (Flügel, 2004). انواع فرایندهای دیازنتی که در سازند داریان دیده شده است شامل: سیمانی شدن (Cementation)، (شکل‌های ۱۱ و ۱۲ و ۱۳-A و B) میکربیتی شدن (Micritization)، تراکم (Compaction)، دولومیتی شدن (Dolomitization)، (شکل ۱۳-C) سیلیسی شدن (Silicification) و انحلال (Dissolution) (شکل ۱۳-D) است که مهم‌ترین آنها سیمانی شدن، میکربیتی شدن و فرایندهای تراکم هستند.

۵-۱. سیمانی شدن

سیمانی شدن به شدت با رخساره ارتباط دارد. سیمان دریایی می‌تواند از سواحل تا آب‌های ژرف را تحت تأثیر قرار دهد که این به تخلخل و فابریک رسوب بستگی دارد (Flügel, 2004).

سیمان Circumgranular: این سیمان در رخساره گرینستون اینتراکلاست‌دار مربوط به محیط کانال‌های کشندی دیده شده است و به صورت یک حاشیه سیمانی

(شکل ۵-B). ائویدها بیشتر نزدیک لبه‌های به سمت دریا و یا روی سکوه‌های کربناتی و همچنین در سکوها و درون سکوها و موقعیت‌های رمپ داخلی و میانی تشکیل می‌شوند (Halley et al., 1983). با توجه به موقعیت قرارگیری پشته‌های ماسه‌ای، ائوید گرینستون‌ها احتمالاً بخش مرکزی پشته‌ها را تشکیل می‌دادند در حالی که پلویید گرینستون و بنتیک فرامینفر گرینستون‌ها حواشی پشته‌ها را اشغال می‌کرده‌اند. این ریزرخساره تنها در برش زیرسطحی دیده شده است.

C3- ریزرخساره وگستون/ پگستون اینتراکلاست کرینویید‌دار (Echinodermata, intraclast Wackestone/ Packstone): اینتراکلاست (با میانگین فراوانی ۳۵ درصد و اندازه ۳۰۰ تا ۴۰۰ میکرون) به همراه اکتینودرم‌ها که فراوانی آنها گاهی تا ۴۰ درصد (فراوانی ۱۰ تا ۴۰ درصد و اندازه ۲۰۰ میکرون که گاهی در پگستون‌ها به ۰/۵ میلی‌متر می‌رسد) نیز می‌رسد اجزاء اصلی این ریزرخساره هستند. دیگر اجزای آن، پلوییدها و روزن‌بران کف‌زی با درصد ناچیز هستند (شکل ۵-C). در حقیقت اکتینودرم‌ها نیاز به شرایط دریای باز با آشفتنگی متوسط زیر سطح اثر امواج نیاز دارند (Wilson, 1975). با توجه به حضور اکتینودرم‌ها و خار اکتینوید (Echinoid spine). این رخساره مربوط به بخش جلوی سد (Seaward shoal) است.

۴-۴. ریزرخساره‌های بخش کم ژرفای دریای باز (Shallow open marine)

D1- وگستون/ پگستون اربیتولین، پلویید‌دار (Orbitolin Pelloidal Wackestone/ Packstone): فراوان‌ترین جزء غیر اسکلتی و اسکلتی سازنده این رخساره پلویید و اربیتولین (۳۵ درصد) است. دیگر اجزای اسکلتی این رخساره شامل تکستولاریا، نوتیلوکولینا آلیتیکا، همی‌سیکلامینا، روزن‌بران روکشی (Encruster)، قطعات صدف براکیوپود و روزن‌بران دیگر مانند شوفاتلا و لنتیکولینا هستند (شکل ۶-A). پژوهشگرانی مانند (Banner & Simmons 1994, Hottinger 1982, 1996, 1997, Immenhauser et al. 1999) و (Simmons et al. 2000) ریخت‌شناسی اربیتولین (یعنی نسبت عرض به ارتفاع) را با ژرفای محیط رسوبگذاری در ارتباط می‌دانند. اربیتولین‌های دیسکوئید (با نسبت عرض به ارتفاع بالا) با محیط‌های ژرف‌تر ارتباط داشتند، در حالی که فرم‌های کونیکال (با نسبت عرض به ارتفاع پایین) مربوط به محیط‌های کم‌ژرف‌تر بودند. (Banner & Simmons 1994) برآورد کردند که اربیتولین‌ها بین ژرفاهای ۱۰ تا ۵۰ متر زندگی می‌کردند. بیشترین فراوانی و بزرگ‌ترین اندازه اربیتولین‌های کشیده در سنگ‌آهک‌های رسی وجود دارد، در صورتی که آنها در بیشتر رسوبات سنگ‌آهکی عموماً کوچک‌ترند یعنی جایی که با میلیولیدهای فراوان و روزن‌بران تک و دو ردیفی مانند رخساره‌های لاگونی مربوط به بخش زیرین سازند داریان در برش کوه‌سیاه مرتبط هستند. (Bachman & Hirsch 2006) این محیط را، محیط سکوی باز حد زیر کشندی (Subtidal open platform) معرفی می‌کنند که اربیتولین‌های فرم تخت مانند *Paleorbitolina lenticularis* و *Orbitolina (Mesorbitolina)* دارند. عموماً دیدن تنوع بالاتر جانوری و ارتباط روزن‌بران کف‌زی (انواع تکستولاریا، کمیاب بودن میلیولید، حضور شوفاتلا و فراوانی لنتیکولینا) و روزن‌بران پلانکتون و همچنین بایوکلاست‌ها نشان‌دهنده شرایط سکوی دریای باز هستند.

D2- وگستون اجزای اسکلتی‌دار (Skeletal Wackestone):

بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری مهم‌ترین اجزای موجود در این ریزرخساره، شامل اربیتولین‌های کشیده ۱۰ تا ۲۰ درصد اربیتولین (با قطر ۵ میلی‌متر تا ۱ سانتی‌متر)، اکتینودرم‌های پلاژیک، براکیوپود، تکستولاریا، خرده‌های دو کفه‌ای و مقادیری پلویید است. این رخساره در بخش‌های کم ژرفای دریای باز دیده می‌شود و با آشفتنگی زیستی همراه است (شکل ۶-B). با توجه به مجموعه اجزای اسکلتی بویژه محیط زیست اربیتولین‌های دیسکی شکل (Simmons et al., 2000) و نمونه‌های مشابه در کرتاسه زیرین شمال فلسطین (Bachman & Hirsch, 2006)، محیط تشکیل این رخساره یک محیط دریای باز کم‌ژرفا در نظر گرفته می‌شود.

متراکم دانه‌ها در محل تماس آنها بویژه در مورد پلویدها و اینتر کلاست‌ها نشان‌دهنده این نوع فشردگی در تاریخچه دیاژنزی سازند داریان است.

تراکم شیمیایی (Chemical compaction): در سنگ‌آهک‌های سازند داریان به صورت استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی دیده شدند که میزان استیلولیت‌ها در برش سطح‌الارضی و مقدار رگچه‌های انحلالی در برش تحت‌الارضی بیشتر بوده است. سیمان‌های موزاییکی دروزی تا خیلی بزرگ بلور و سیمان پویی کیلوتاپیک پس از انحلال شیمیایی و استیلولیتی شدن به وجود می‌آیند (Choquette & James, 1990).

۳-۵. دولومیتی شدن (Dolomitization)

دولومیت اولیه در برش‌های مورد بررسی سازند داریان دیده نشده است و فرایند جانیشینی دولومیتی شدن تنها به‌طور پراکنده در زمینه سنگ و یا درون برخی بایوکلاست‌ها دیده می‌شود. به نظر می‌رسد با توجه به این‌که دولومیت‌ها تنها در امتداد استیلولیت‌ها گسترش دارند مهم‌ترین عامل در دولومیتی شدن در سازند داریان در دسترس بودن سیال‌های دولومیت‌ساز که احتمالاً از شیل‌های بخش میانی سازند داریان منشأ گرفته‌اند و وجود معبرهای ناشی از استیلولیتی شدن است (شکل ۱۳-C).

۴-۵. تخلخل (Porosity)

تخلخل اولیه در مقاطع مورد مطالعه سازند داریان بیشتر به‌صورت میان‌دانه‌ای در رخساره‌های پکستون و گرینستون همچنین تخلخل‌های درون‌دانه‌ای و تخلخل‌های رشدی (بافت‌ها لیتوکوديوم باندستون) هستند که با سیمان پر شده‌اند. تخلخل‌های دیده شده بیشتر ثانویه از انواع شکستگی، کانالی (شکل ۱۳-D) و حفره‌ای هستند و به گروه غیر مرتبط با فابریک تعلق دارند (Choquette & Pray, 1970). بر اساس نظر Lucia (2007) تخلخل حفره‌ای (Vuggy) به‌عنوان تخلخل حفره‌ای جدا از هم (غیر مرتبط) نامیده می‌شود. این نوع تخلخل در مقاطع مورد مطالعه از نظر فراوانی پس از تخلخل‌های شکستگی و کانالی قرار دارد و در بافت‌های وکستونی و پکستونی دیده می‌شود. تخلخل شکستگی بیشتر در رخساره‌های پکستونی دیده می‌شود و انحلال در امتداد برخی شکستگی‌ها باعث گسترش تخلخل کانالی شده است. تخلخل کانالی بر مبنای طبقه‌بندی Lucia (2007) به گروه شکستگی‌های گسترش یافته در اثر انحلال (Solution-enlarged fracture) تعلق دارد و بیشتر از انواع دیگر تخلخل در مقاطع دیده می‌شود. این نوع تخلخل بیشتر در اثر انحلال در امتداد استیلولیت‌ها و تخلخل‌های شکستگی به وجود آمده است.

۶- مطالعات ژئوشیمی عنصری و ایزوتوپی

از مهم‌ترین کاربردهای مطالعه‌های ژئوشیمی بر روی سنگ‌های کربناتی، تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه، تعیین محیط رسوبی، تعیین دمای دیرین، میزان دگرسانی، جدایش محیط‌های مختلف دیاژنزی و تعیین روندهای دیاژنزی است (Rao, 1991; Adabi & Rao, 1996; Adabi & Asadi Mehmandosti, 2008). میانگین عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپی نمونه‌های سازند داریان در برش کوه‌سیاه در جدول‌های ۱ و ۲ نشان داده شده است.

۶-۱. مطالعات عنصری

استرانسیم: میانگین Sr در سنگ‌آهک‌های سازند داریان ppm ۲۲۵۰ است (جدول ۱). میزان Sr در نمونه‌های کل کربناتی (bulk) مناطق حاره‌ای عهد حاضر بین ۸۰۰ تا ۱۰۰۰۰ ppm در تغییر است (Milliman, 1974). میزان Sr با افزایش میزان آراگونیت افزایش و با افزایش میزان کلسیت کاهش می‌یابد (Rao & Adabi, 1992). اگر چه مقدار Sr و Na در سنگ‌آهک‌های دیرینه طی دیاژنزی جوی و یا تدفینی کاهش چشمگیری می‌یابد (Veizer, 1983; Brand & Morrison, 1987; Marshall, 1992; Winefield et al., 1996).

در اطراف دانه‌ها مشخص می‌شود و شامل بلورهای هم‌بعدی است که اولین نسل سیمان‌ها هستند. این سیمان حاشیه‌ای به‌طور معمول نازک‌تر از سیمان ایزوپیکوس است و در محیط فرائیک جوی شکل می‌گیرد. این سیمان در تصاویر کاتد به‌صورت روشن دیده می‌شود که نشانگر Mn بالای آن است زیرا Mn در آب‌های جوی تمرکز بسیار بالایی دارد (Pingitore, 1978). (شکل ۱۱-A و B).

سیمان کلسیتی دروزی (Drusy calcite spar): سیمان کلسیتی دروزی که در آن اندازه بلورها به‌سمت مرکز افزایش می‌یابد. این فابریک از رشد ترجیحی و رقابتی کلسیت در طول محور بلوری C منشأ می‌گیرد. در مقاطع مورد مطالعه این نوع سیمان به‌صورت جانیشینی درون قطعات بایوکلاستی را پر کرده است. در برخی مقاطع، بلورهای این سیمان هسته‌هایی تیره دارند که نشانگر دیاژنزی تدفینی کم‌رُفا است (Calner, 2003). این نوع سیمان بویژه درون رگه‌ها در زیر میکروسکوپ کاتدولومینسانس دارای لومینسانس روشن با منطقه‌بندی دیده می‌شود که نشانگر محیط دیاژنزی جوی و تغییر در میزان پراکندگی عناصر فرعی است (Abbasi & Adabi, 2009). (شکل ۱۲-A و B).

کلسیت موزاییکی هم‌بعد با بلورهای مساوی (Equant- equicrystalline mosaics of calcite spar): سیمان هم‌بعدی بیشتر در رخساره‌های گرینستونی و پکستونی محیط پشته‌ها و نیز به‌صورت پراکنده برخی قطعات بایوکلاستی در ریزرخساره‌های با بافت وکستون دیده می‌شود. بلورهای این سیمان هم‌بعد و دارای مرزهای مسطح هستند. اندازه بلورهای آن از ۱۰ تا صدها میکرون و گاه بزرگ‌تر است. این نوع سیمان در مقاطع با نوع لومینسانس یکی لومینسانس تیره که نشانگر دیاژنزی تدفینی است (شکل ۹-A، B) و دیگری با لومینسانس نارنجی تیره با هسته‌های با لومینسانس کدر ظاهر می‌شود که نشانه منشأ تدفینی کم‌رُفا (Shallow burial) آن است (Calner, 2003). (شکل ۱۲-C و D).

سیمان بلوکی (Blocky cement): این سیمان به‌صورت بلورهای با اندازه متوسط تا درشت هستند که هیچ‌گونه جهت‌یابی ترجیحی خاصی ندارند و بلورها بیشتر مرزهای مشخصی را نشان می‌دهند (شکل ۱۲-E). این نوع سیمان شاخص محیط‌های دیاژنزی جوی وادوز (Vadose) و فرائیک (Phreatic) و نیز محیط دیاژنزی تدفینی (Burial) است. این امکان وجود دارد که این سیمان از منشأ تبلور دوباره سیمان‌های نسل پیش نیز باشد (Flügel, 2004). در تصاویر کاتد، این سیمان به‌صورت دو نسل سیمان است که نسل اول با لومینسانس روشن با منشأ احتمالی جوی است و نسل دوم که بخش درونی فضاها را پر کرده است دارای لومینسانس تیره است که احتمالاً منشأ تدفینی دارد (شکل ۱۲-F) (Abbasi & Adabi, 2009). این سیمان بیشتر به‌صورت پراکنده بایوکلاست‌ها و رگه‌ها دیده می‌شود.

سیمان هم‌محور (Syntaxial cement): در ریزرخساره‌های پشته‌های ماسه‌ای و بویژه محیط جلوسد (Seaward shoal) می‌توان این سیمان را دید (شکل ۱۳-A). خرده‌های اکتینودرم تک بلوری قادرند یون‌های کربنات و کلسیم را پیش از رسوب روی دیگر دانه‌ها، به خود جذب کنند و رشد بیشتری یابند؛ در نتیجه بخش بیشتر سیمان به‌صورت رشد اضافی در پیرامون خرده‌های اکتینودرم تشکیل می‌شود. این سیمان‌ها در میکروسکوپ کاتد، لومینسانس تیره (dark) دارند که مشخص‌کننده دیاژنزی تدفینی هستند.

سیمان کلسیتی پویی کیلوتاپیک (Poikilotopic calcite spar): شامل بلورهای درشت دربرگیرنده چند دانه است. قطر آنها می‌تواند به چند میلی‌متر یا بیشتر برسد. احتمالاً تشکیل آنها نتیجه میزان هسته‌زایی بسیار پایین و رشد آهسته است و فقط از سیال‌های روزنه‌ای که از نظر $CaCO_3$ فوق اشباع باشند، می‌توانند رسوب کنند. این سیمان مشخصه محیط دیاژنزی تدفینی است و بیشتر در رخساره‌های گرینستونی و پکستونی سازند داریان در مقاطع مورد مطالعه دیده می‌شود. (شکل ۱۳-B).

۴-۲. تراکم (Compaction)

تراکم فیزیکی (Physical compaction): وجود آرایش نزدیک (Fitted fabric) و

کربناتی سازند داریان با نمونه‌های کربنات‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا در استرالیا (Rao, 1991) و محدوده‌های آراگونیت‌های دریایی ژوراسیک بالایی (Adabi, 1996)، دریای اردوویسین (Rao, 1991)، کربنات‌های آراگونیتی سازند ایلام (Adabi & Asadi Mehmandosti, 2008) و نمونه‌های سازند فهلیان با ترکیب آراگونیتی (Adabi et al., 2010) مقایسه شده است. برخی از این نمودارها به‌اختصار توضیح داده می‌شوند:

ایزوتوپ اکسیژن در برابر ایزوتوپ کربن: با رسم مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در برابر ایزوتوپ کربن ۱۳ و مقایسه با نمونه‌هایی که پیش از این رسم شده بودند دیده می‌شود که بیشتر نمونه‌ها در نزدیکی یا درون محدوده ایزوتوپی سنگ‌آهک‌های دریایی کرتاسه (Kelth & Weber, 1964)، سنگ‌آهک‌های کرتاسه سازند ایلام (Adabi & Asadi Mehmandosti, 2008) و سنگ‌آهک‌های آراگونیتی سازند فهلیان (Adabi et al., 2010) واقع می‌شوند و نشان‌دهنده تشابه سنی و پایین بودن تبادل آب به سنگ است (شکل ۱۸).

محاسبه دمای آب دریا در زمان ته‌نشست سازند داریان: تعیین دمای دیرین در زمان ته‌نشست کربنات‌ها از کاربردهای مهم ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ ($\delta^{18}O$) است (Morse & Mackenzie, 1990). به‌منظور تعیین دما از نمونه‌های با کمترین میزان دگرسانی و یا سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ استفاده می‌شود (Adabi, 1996). دمای آبی که کلسیت در آن نهشته شده است با استفاده از معادله (Anderson & Arthur (1983) محاسبه می‌شود.

$$T^{\circ}C = 16 - 4.14 \times (\delta_c - \delta_{cc}) + 0.13 \times (\delta_c - \delta_{cc})^2$$

در این رابطه، T، بر حسب سانتی‌گراد، δ_c ، مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ محاسبه شده در کلسیت بر حسب PDB توسط دستگاه طیف‌سنج جرمی، δ_{cc} ، مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ دریا در زمان تشکیل کلسیت بر حسب SMOW است.

مقدار δ_{cc} برای دوره زمین‌شناسی کرتاسه SMOW -۱٪ در نظر گرفته می‌شود (Shackelton & Kennett, 1975; Barron, 1983; Lecuyer & Allemand, 1999; 2003; Veizer et al., 1999; Gröcke et al., 2003). دمای آب دریا در زمان ته‌نشست سازند داریان یا به عبارتی دمای اولیه دیاژنتیکی (هنگامی که رسوبات در نزدیکی سطح بوده‌اند) با استفاده از سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ (۳/۷۷٪ - PDB) ۲۸/۵ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است.

ایزوتوپ اکسیژن در برابر منگنز: روندهای دیاژنتیکی برای ترکیبات کلسیت کم‌منزیم (LMC)، کلسیت با منزیم بالا (HMC)، آراگونیت (A)، برای تشکیل‌دهنده‌های عهد حاضر (R) و محدوده‌های برلینگتون (Burlington) می‌سی‌سی‌پی در آمریکا (CM) و سنگ‌آهک‌های ریدبی (Readbay) سیلورین در کانادا (CS) (Brand & Veizer, 1980) نشان داده شده است. مقایسه نمونه‌های سنگ‌آهکی سازند داریان با این نمونه‌ها نشان می‌دهد که دیاژنز سازند داریان در محدوده سامانه‌های نیمه بسته تا نیمه باز قرار می‌گیرد (شکل ۱۹).

۷- مقایسه کربنات‌های دیرینه و عهد حاضر بر اساس نمودارهای تار عنکبوتی

تغییرات عناصر اصلی و فرعی میان کربنات‌های عهد حاضر آب‌های گرم و کربنات‌های آب‌های معتدل و نیز کربنات‌های دیرینه مناطق حاره‌ای موجب جدایش این کربنات‌ها می‌شود. نمودار تار عنکبوتی برای مقایسه میان اطلاعات مربوط به سنگ‌آهک‌های سازند داریان با کانی‌شناسی آراگونیتی و کربنات‌های عهد حاضر مناطق حاره‌ای و معتدل تهیه شده است. در این نمودار، مقادیر کربنات‌های حاره‌ای عهد حاضر مربوط به باهاما (Milliman, 1974; Veizer, 1983) به‌عنوان واحد (Normalized) در نظر گرفته می‌شود و مقادیر دیگر عناصر با مقادیر این کربنات‌ها مقایسه شده است (جدول ۳). در این نمودار از میانگین مقادیر عناصر اصلی و فرعی برای مقایسه میان کربنات‌های

با این وجود، هنوز هم نسبت‌های Sr/Na در سنگ‌آهک‌های دیرینه می‌تواند باعث جدایش سنگ‌آهک‌های با کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی از معادل‌های کلسیتی باشد (Rao, 1991; Adabi and Rao, 1991). با توجه به شکل ۱۴ ترکیب کانی‌شناسی اولیه سازند داریان در برش مورد مطالعه، آراگونیتی است.

سدیم: مقدار Na در سنگ‌آهک‌های سازند داریان بین ۲۳۴ تا ۷۴۷ (میانگین حدود ۴۱۳ ppm) در تغییر است. رسم مقادیر Sr در برابر Na برای جدایش رخساره‌های حاره‌ای از غیر حاره‌ای بسیار مفید است (شکل ۱۴) (Winefield et al., 1996; Adabi & Asadi Mehmandosti, 2008) تمرکز پایین سدیم نسبت به سنگ‌آهک‌های آراگونیتی غیر زیستی عهد حاضر (بین ۱۵۰۰ تا ۲۷۰۰ ppm) نشانگر این است که کربنات‌های سازند داریان در طول موقعیت‌های تدفین دریایی، دوباره متبلور شده‌اند و نتیجه آن از دست دادن سدیم از کربنات‌ها است (Adabi & Asadi Mehmandosti, 2008). در مورد تدفینی و یا جوی بودن دیاژنز داده‌های ژئوشیمیایی-ایزوتوپی به‌همراه مشاهدات سنگ‌نگاری در نظر گرفته شده است. **منگنز:** مقدار Mn در سنگ‌آهک‌های مربوط به سازند داریان در منطقه مورد مطالعه بین ۲۲ تا ۴۴۰ ppm (میانگین ۹۳ ppm) در تغییر است. کربنات‌های آراگونیتی واقع در دریا‌های گرم و کم‌ژرفا Mn پایینی (کمتر از ۲۰ ppm) دارند (Rao & Adabi, 1992). افزایش در میزان Mn دیاژنتیکی در جایی امکان‌پذیر است که سیستم به نسبت باز باشد آب‌های روزنه‌ای با خاصیت احیایی، یک منبع دسترسی Mn در رسوبات هستند (Brand & Veizer, 1980).

آهن: مقادیر آهن در سنگ‌آهک‌های سازند داریان بین ۳۳ تا ۲۸۳۵ ppm (میانگین ۴۳۶ ppm) در تغییر است. مقادیر Mn و Fe نسبت به شرایط اکسایش و کاهش (Eh) حساس هستند. در آب‌های اکسیداسیونی، عناصر Fe و Mn به سرعت به حالت آهن سه ظرفیتی (oxyhydroxide و ferric) و منگنز چهار ظرفیتی ته‌نشین می‌شوند و بنابراین آب دارای مقادیر ناچیزی از این عناصر به صورت محلول است (آدابی، ۱۳۸۳). در شرایط احیایی (Anaerobic water)، عناصر Fe و Mn می‌توانند به مقدار قابل توجهی در شبکه کلسیت وارد شوند (Mucci, 1988). در سنگ‌آهک‌های مورد مطالعه به دلیل افزایش تأثیر دیاژنز تدفینی در یک محیط احیایی، مقدار آهن هم‌زمان با افزایش منگنز افزایش می‌یابد و این ارتباط مثبت و میزان شیب رگرسیون نشان‌دهنده پیوستگی ارتباط آهن و منگنز و هم‌منشأ بودن آنها است (شکل ۱۵).

نسبت Sr/Na: این نسبت در برابر Mn به‌عنوان ملاکی برای تشخیص کربنات‌های حاره‌ای دیرینه و عهد حاضر از معادل‌های غیر حاره‌ای آنها به کار می‌رود (Rao 1991; Adabi & Rao, 1991; Adabi & Asadi Mehmandosti, 2008; Adabi et al., 2010). در سنگ‌آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر مقدار Mn پایین و نسبت Sr/Na بالا بوده حدود (۳ تا ۵)، در حالی که در سنگ‌های آهکی مناطق معتدل مقدار Mn بالا و نسبت Sr/Na پایین (حدود ۱) است. تمام نمونه‌های سنگ‌آهکی داریان (با نسبت Sr/Na بین ۳/۷۸ تا ۹/۰۶)، در محدوده آراگونیتی کربنات‌های حاره‌ای امروزی و در نزدیکی نمونه‌های آهکی آراگونیتی سازند ایلام (Adabi & Asadi Mehmandosti, 2008) و سنگ‌آهک‌های آراگونیتی سازند فهلیان (Adabi et al., 2010) به سن کرتاسه قرار دارند (شکل ۱۶).

نسبت Sr/Ca: بر اساس نسبت استرانسیم به کلسیم در برابر منگنز می‌توان روند دیاژنز را در سیستم‌های باز و بسته تعیین کرد. روندهای دیاژنتزی آراگونیت (A)، کلسیت با منزیم بالا (HMC) و کلسیت کم‌منزیم (LMC)، که به‌وسیله آب‌های جوی تثبیت شده‌اند در شکل ۱۷ نشان داده شده است (Brand & Veizer, 1980). بر اساس این نمودار دیاژنز سازند داریان در سامانه نیمه بسته تا نیمه باز رخ داده است.

۶-۲. مطالعات ایزوتوپی

برای مطالعات کربناتی ایزوتوپ‌های اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ که در طبیعت فراوان تر هستند استفاده می‌شود. برای رسم نمودارهای ایزوتوپی در مقابل عنصری، نمونه‌های

رخساره‌ها یک محیط رمپ کربناتی با شیب یکنواخت را برای سازند داریان در برش‌های مورد مطالعه پیشنهاد می‌کند.

فرایندهای دیاژنی که مقاطع مورد مطالعه را تحت تأثیر قرار داده است، شامل سیمانی شدن، میکربیتی شدن، تراکم فیزیکی و شیمیایی، انحلال و نوشکلی است. نتایج داده‌های عنصری از جمله بالا بودن استرانسیم (میانگین بیش از ۲۲۵۰ ppm) و داده‌های ایزوتوپی بیانگر این است که کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند داریان آراگونیتی و مربوط به آب‌وهوای حاره‌ای یک محیط دریایی کم ژرفا است. مطالعات عنصری و ایزوتوپ اکسیژن و کربن بیانگر این است که دیاژنز این سازند در برش کوه‌سیاه در یک سامانه نیمه‌بسته تا نیمه‌باز بوده است. دمای آب دریا در زمان ته‌نشست سازند داریان یا به عبارتی دمای اولیه دیاژنتیکی (هنگامی که رسوبات در نزدیک سطح بوده‌اند) با استفاده از سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ (۳/۷۷% - ۲۸/۵ درجه سانتی‌گراد به دست آمده است).

سپاسگزاری

از همکاری شرکت ملی نفت مناطق نفت‌خیز جنوب به سبب در اختیار گذاشتن مقاطع نازک، از پژوهشگاه صنعت نفت بویژه آقای مهندس مهران مرادپور به دلیل همکاری در گرفتن تصاویر کاتدولومینسانس، از دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی برای انجام تجزیه عنصری و از مرکز آزمایشگاهی علوم دانشگاه تاسمانیا در استرالیا به سبب انجام تجزیه‌های ایزوتوپی سپاسگزاری می‌شود.

حاره‌ای دیرینه (Rao, 1990, 1991)، کربنات‌های عهد حاضر مناطق معتدل تاسمانیا (Rao, 1990; Rao & Adabi, 1992; Rao & Amini, 1995) و کربنات‌های سازند داریان استفاده شده است (شکل ۲۰). اختلاف میان عناصر اصلی و فرعی کربنات‌های عهد حاضر مناطق حاره‌ای و معتدل به دلیل تفاوت کانی‌شناسی (Mg)، دما (Na, Sr, Mg) و تغییر در میزان ورود مواد آواری به حوضه (Mn و Fe) است. تفاوت میان کربنات‌های دیرینه و عهد حاضر مناطق حاره‌ای بیشتر به دلیل دگرسانی دیاژنتیکی است که موجب افزایش (gain) و یا کاهش (loss) بعضی از عناصر می‌شود. از نمودارهای تار عنکبوتی می‌توان به‌عنوان مبنایی برای مدل‌های ژئوشیمیایی در مطالعه کربنات‌ها استفاده کرد. پایین بودن استرانسیم نمونه‌های داریان نسبت به نمونه‌های عهد حاضر به دلیل دگرسانی دیاژنتیکی است. تمرکز پایین سدیم در نمونه‌های سازند داریان نسبت به نمونه‌های عهد حاضر به دلیل تبلور دوباره کربنات‌ها طی دیاژنز تدفینی است که نتیجه آن از دست دادن سدیم کربنات‌ها است (Adabi & Asadi Mehmaddosti, 2008). به دلیل افزایش تأثیر دیاژنز تدفینی در یک محیط احیایی، مقدار آهن همزمان با افزایش منگنز افزایش می‌یابد.

۸- نتیجه‌گیری

در برش‌های مورد مطالعه با استفاده از تجزیه‌های ریزرخساره، ۱۲ ریزرخساره کربناتی و یک رخساره شیل آواری مربوط به محیط‌های میان‌کشدی، لاگون، پشته‌های ماسه‌ای، دریای باز کم‌ژرفا و دریای باز ژرف مشخص شد. فراوانی رخساره‌های پلیویدی و میکربیت آهکی، نبود ساختارهای ریفی و چارچوب ساز ریزشی، مخلوط‌شدگی بایوکلاست‌های پلاژیک و بنتیک و تغییرات تدریجی

جدول ۱- میانگین داده‌های عنصری نمونه‌های سازند داریان.

Column1	%Mg	%Ca	ppm Na	ppm Sr	ppm Mn	ppm Fe
Min	0.11	38.12	250	1319	22	33
Max	0.43	39.19	747	3862	440	2853
Mean	0.27075	38.68075	413.275	2250.7	93.25	436.275

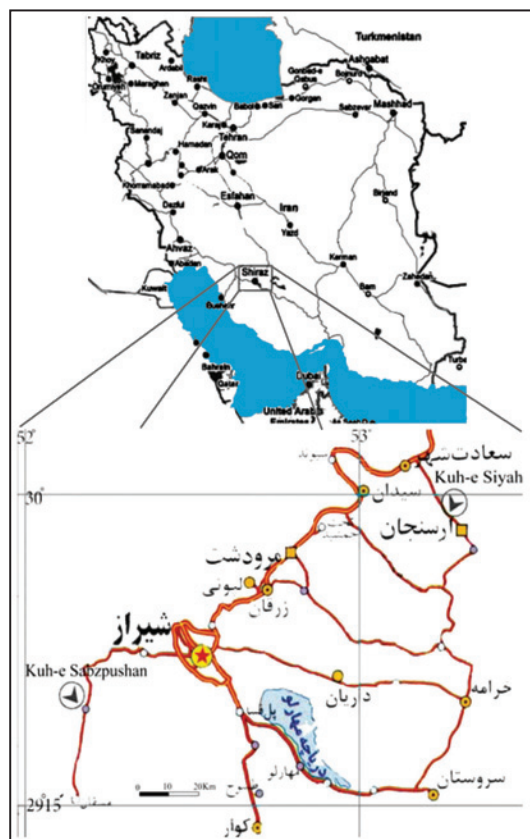
جدول ۲- میانگین داده‌های ایزوتوپی نمونه‌های سازند داریان.

Column1	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
Min	1.41	-5.46
Max	4.4	-3.77

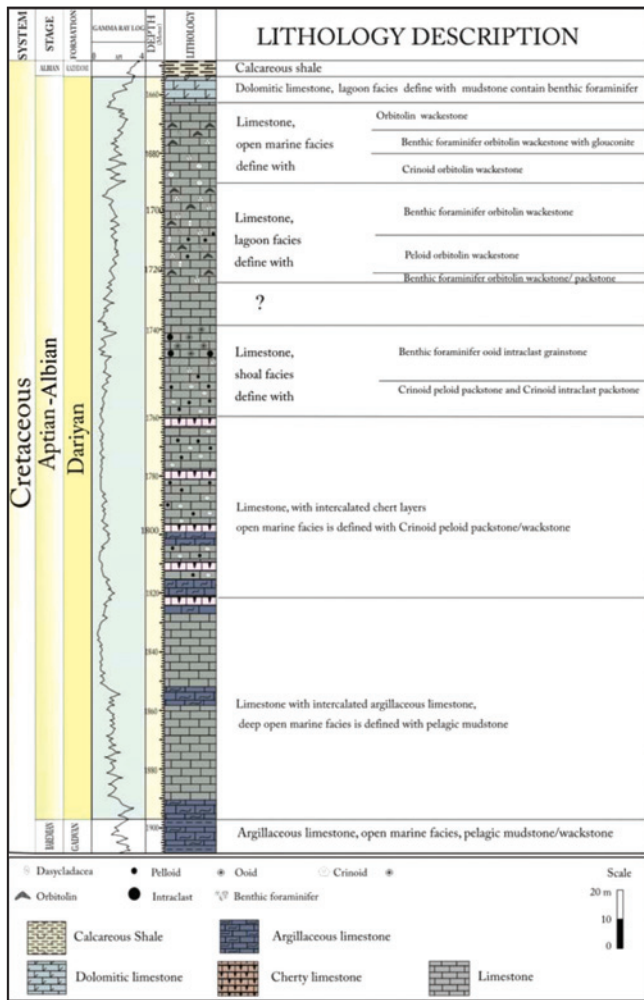
جدول ۳- مقادیر میانگین عناصر اصلی و فرعی سازند داریان و نمونه‌های کربنات‌های حاره‌ای عهد حاضر باهاما (Milliman, 1974)، کربنات‌های حاره‌ای اردوئین تاسمانیا (Rao, 1990; 1991) و کربنات‌های معتدل تاسمانیا (Rao & Adabi, 1992; Rao & Amini, 1995) که در رسم نمودار تار عنکبوتی استفاده شده است.

	Dariyan Formation	Recent temperate	Ancient tropical	Modern Tropical
Mg	27075	13000	10000	50000
Na	413	4000	120	2500
Fe	436	1550	10000	30
Sr	2250	1191	1550	10000
Mn	93	70	115	20

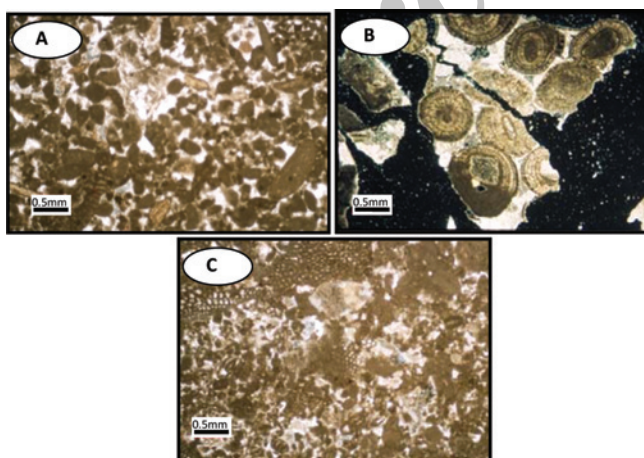
	Dariyan Formation	Recent temperate	Ancient tropical	Modern Tropical
Mg	0.5415	0.26	0.2	1
Na	0.16531	1.6	0.05	1
Fe	14.5425	51.67	33.33	1
Sr	0.22507	0.33	0.06	1
Mn	4.6625	3.5	5.75	1



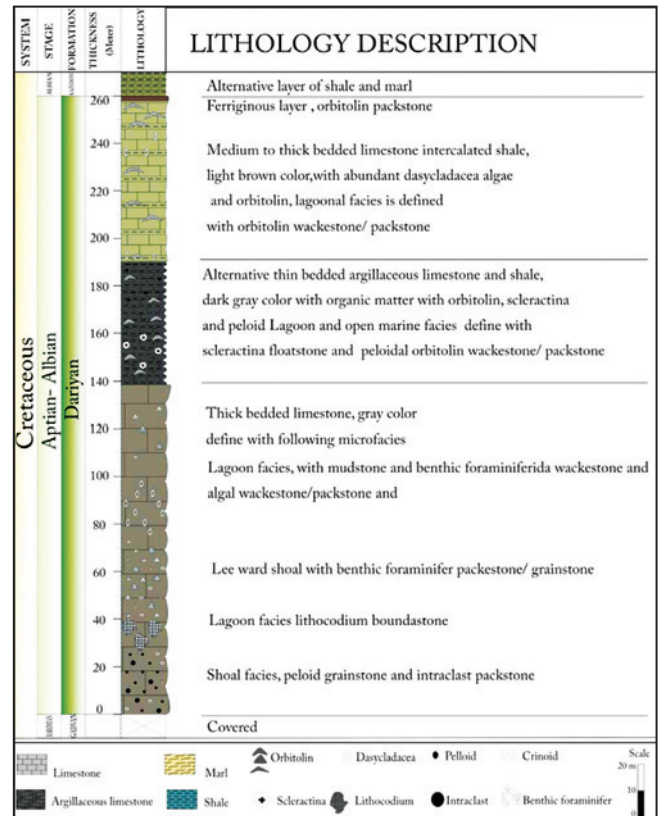
شکل ۱- نقشه راه‌های ارتباطی به برش‌های مورد مطالعه (اطلس راه‌های ایران، ۱۳۸۷).



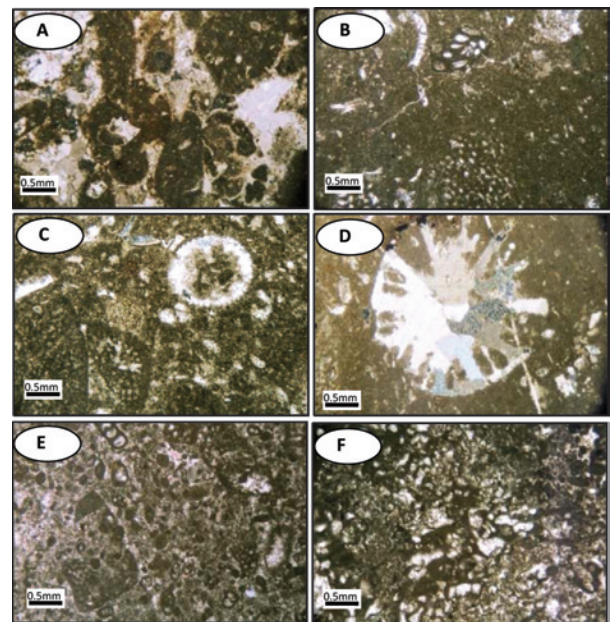
شکل ۳- ستون چینه‌شناسی سازند داریان در برش چاه شماره ۱ سبزویشان.



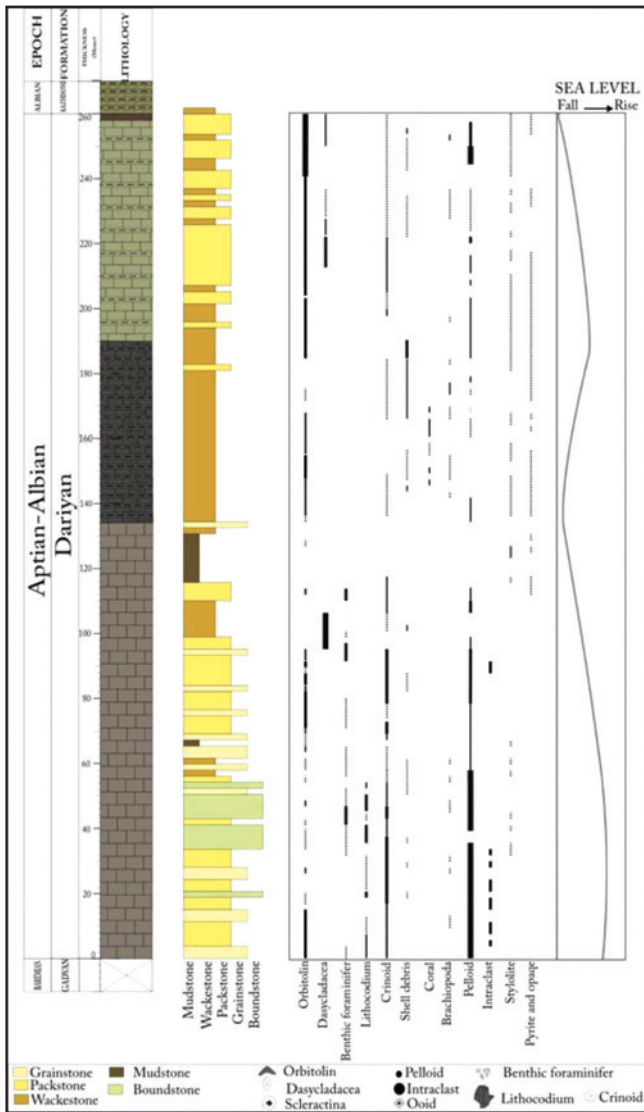
شکل ۴- ریزرخساره‌های محیط‌های میان‌کشدنی و لاگون سازند داریان در برش‌های مورد مطالعه. (A) رخساره اینتراکلاست گرینستون که مشخص کننده محیط کانال‌های کشدنی است. برش کوه‌سیاه، نمونه شماره ۷۳، نور پلاریزه. (B) ریزرخساره بنتیک فرامینیفرا کشدنی، برش کوه‌سیاه، نمونه شماره ۶۴، نور پلاریزه. (C) ریزرخساره و کستون/پکستون داسی‌کلاداسه‌آ، پلویید، اربیتولین دار، برش کوه‌سیاه، نمونه شماره ۵۹، نور پلاریزه. (D) ریزرخساره اسکراکتینا فلوتستون، مربوط به محیط لاگون، برش کوه‌سیاه، نمونه شماره ۷۹، نور پلاریزه. (E) ریزرخساره بنتیک فرامینیفرا پلویید پکستون/گرینستون مربوط به ریزرخساره‌های ماسه‌ای، برش کوه‌سیاه، نمونه شماره ۲۳، نور پلاریزه. (F) ریزرخساره لیتوکودیوم باندستون، برش کوه‌سیاه، نمونه شماره ۲۴، نور پلاریزه.



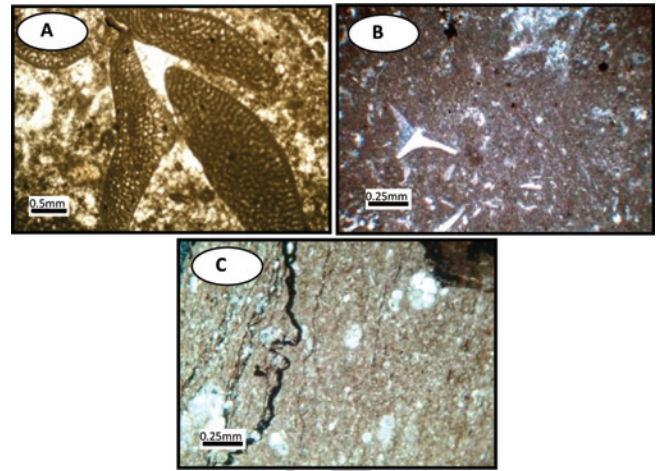
شکل ۲- ستون چینه‌شناسی سازند داریان در برش کوه‌سیاه.



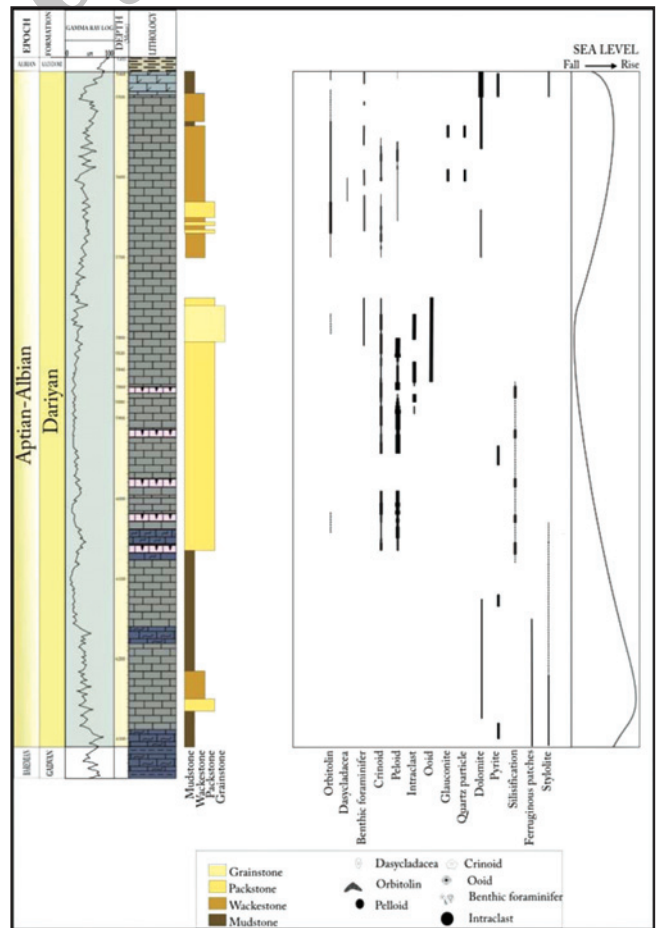
شکل ۴- ریزرخساره‌های محیط‌های میان‌کشدنی و لاگون سازند داریان در برش‌های مورد مطالعه. (A) رخساره اینتراکلاست گرینستون که مشخص کننده محیط کانال‌های کشدنی است. برش کوه‌سیاه، نمونه شماره ۷۳، نور پلاریزه. (B) ریزرخساره بنتیک فرامینیفرا کشدنی، برش کوه‌سیاه، نمونه شماره ۶۴، نور پلاریزه. (C) ریزرخساره و کستون/پکستون داسی‌کلاداسه‌آ، پلویید، اربیتولین دار، برش کوه‌سیاه، نمونه شماره ۵۹، نور پلاریزه. (D) ریزرخساره اسکراکتینا فلوتستون، مربوط به محیط لاگون، برش کوه‌سیاه، نمونه شماره ۷۹، نور پلاریزه. (E) ریزرخساره بنتیک فرامینیفرا پلویید پکستون/گرینستون مربوط به ریزرخساره‌های ماسه‌ای، برش کوه‌سیاه، نمونه شماره ۲۳، نور پلاریزه. (F) ریزرخساره لیتوکودیوم باندستون، برش کوه‌سیاه، نمونه شماره ۲۴، نور پلاریزه.



شکل ۷- پراکندگی عمودی رخساره‌ها و اجزای اسکلتی و اجزای غیر اسکلتی سازند داریان در برش کوه‌سیاه.



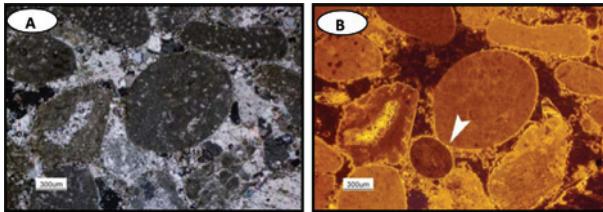
شکل ۶- ریزرخساره‌های سازند داریان در برش‌های مورد مطالعه. (A) ریزرخساره پلویید، اربیتولین پکستون مربوط به دریای باز، برش کوه‌سیاه، نمونه شماره ۸۵، نور طبیعی. (B) وکستون با اجزای اسکلتی که در آن کرینویید پلاژیک کوماتولیدا مربوط به محیط دریای باز ژرف، برش کوه‌سیاه، نمونه شماره ۱۰۳، نور پلاریزه. (C) ریزرخساره مادستون / وکستون بایوکلاست‌های پلانکتون‌دار، برش چاه سبزه‌پوشان، ژرفای ۲۰-۶۲۱۵ فوتی، نور پلاریزه.



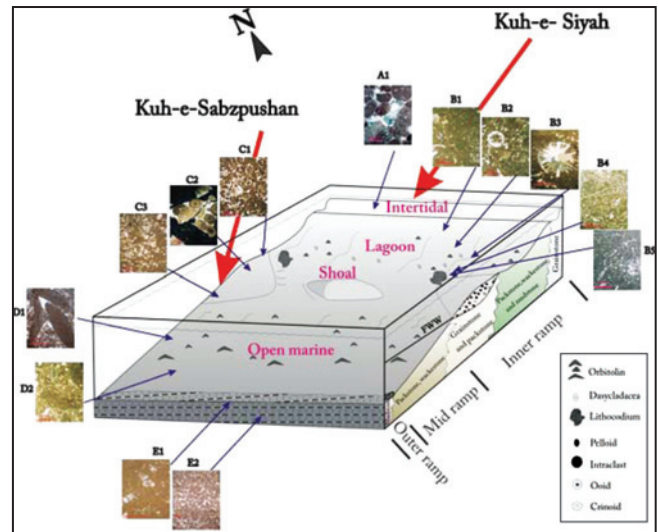
شکل ۸- پراکندگی عمودی رخساره‌ها و اجزای اسکلتی و اجزای غیر اسکلتی سازند داریان در برش چاه شماره ۱ سبزه‌پوشان.

Facies belt	Facies belt				
	Intertidal	Lagoon	Shoal	Shallow open marine	Deep open marine
Components	Orbitolin	—	—	—	—
	Dasycladacea	—	—	—	—
	Benthic foraminifer	—	—	—	—
	Lithocodium	—	—	—	—
	Scleractinia	—	—	—	—
	Crinoid	—	—	—	—
	Pelloid	—	—	—	—
	Intraclast	—	—	—	—
	Ooid	—	—	—	—
	Texture	Grainstone	Mudston, wackestone, packstone	Packstone, grainstone	Wackestone, packstone
Grain size	Coarse	Fine to medium, (benthic foraminifer and coral)	Medium to coarse	Fine to medium (orbitolin)	Fine
Microfacies	A1	B1, B2, B3, B4, B5	C1, C2, C3	D1, D2	E1, E2

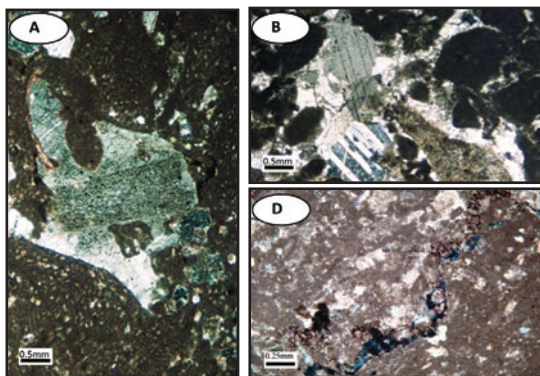
شکل ۹- پراکندگی جانبی رخساره‌ها و اجزای اسکلتی و اجزای غیر اسکلتی در برش‌های مورد مطالعه سازند داریان.



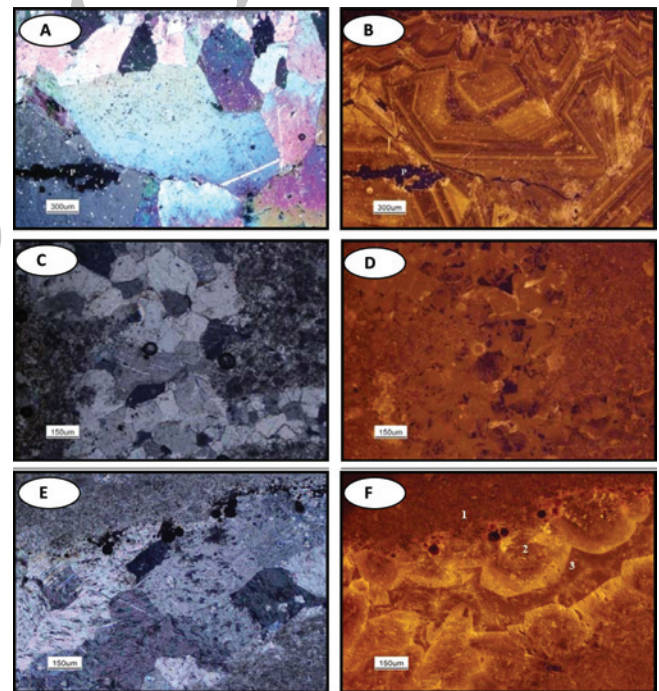
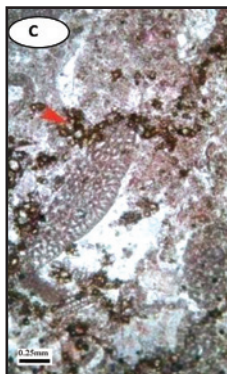
شکل ۱۱- سیمان‌های دیده شده در مقاطع مورد مطالعه سازند داریان. (A) اینتراکلاست گریستون که اینتراکلاست‌های به طور کامل گرد شده در زمینه‌ای از سیمان قرار دارد، سیمان حاشیه اینتراکلاست‌ها متفاوت از زمینه سنگ است (نور پلاریزه، نمونه شماره ۷۳). (B) تصویر کاتد از مقطع پیشین؛ قطعات اینتراکلاست دریایی و بدون لومینسانس هستند. سیمان Circumgranular سیمان نسل اول به صورت ناقص است که تنها پیرامون و فضای میان دانه‌ها را پر کرده است (لومینسانس روشن). باقیمانده فضای خالی بعداً با سیمان تدفینی که لومینسانس تیره دارد پر شده است.



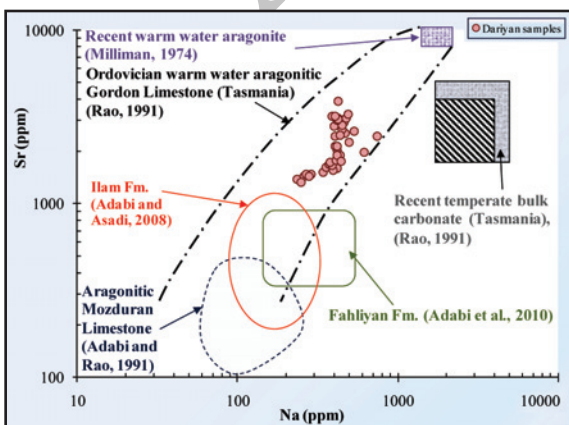
شکل ۱۰- مدل رسوبی نمادین برای سازند داریان در برش‌های مورد مطالعه.



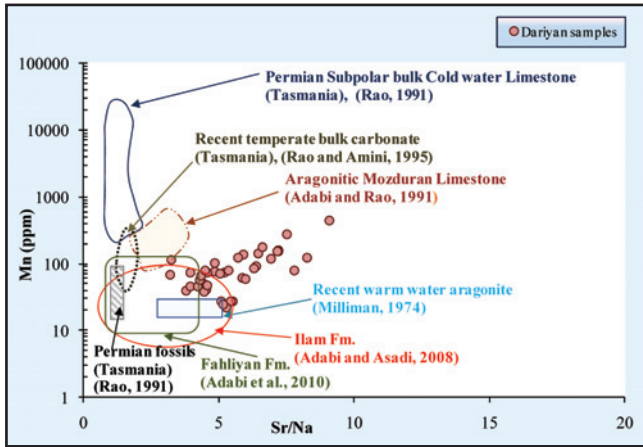
شکل ۱۳- برخی از فرایندهای دیاژنزی سازند داریان در برش‌های مورد مطالعه. (A) سیمان سین تکسیال، برش کوه سیاه، نمونه شماره ۲، نور پلاریزه، (B) سیمان پویی کیلوتا پیک، برش کوه سیاه، نمونه ۲۱، نور پلاریزه، (C) دولومیتی شدن در امتداد استیلولیت‌ها، برش کوه سیاه، نمونه ۱۱۲، نور پلاریزه، (D) انحلال در امتداد استیلولیت‌ها و ایجاد تخلخل کانالی برش کوه سیاه، نمونه ۶۵، نور پلاریزه.



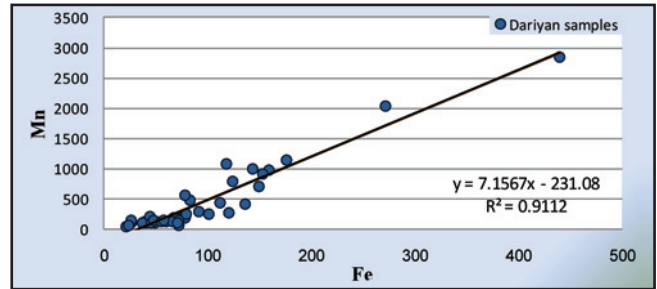
شکل ۱۲- سیمان‌های دیده شده در مقاطع مورد مطالعه سازند داریان. (A) سیمان دروزی که درون رگه‌ها را پر کرده است، (نور پلاریزه، نمونه شماره ۱۱۴)، (P نشان دهنده تخلخل است). (B) تصویر کاتد از مقطع پیشین، همان گونه که دیده می‌شود سیمان دروزی با لومینسانس روشن و منطقه‌بندی مشخص شده است که نشانگر منشأ دیاژنزی جوی (متئوریک) برای آن است. (C) سیمان هم‌بعد حفره پرکن، (نور پلاریزه، نمونه شماره ۱۳۵). (D) عکس کاتد از سیمان هم‌بعد نمونه پیشین (A) که سیمان هم‌بعد لومینسانس با رنگ نارنجی تیره و هسته‌های با لومینسانس تیره دارد که نشان‌دهنده منشأ تدفین کم ژرفا برای آن است. برش کوه سیاه، نمونه شماره ۱۳۵. (E) یک رگه که با سیمان بلوکی پر شده است. (نور پلاریزه، نمونه شماره ۱۴۰). (F) این سیمان به صورت ۲ نسل سیمان دیده می‌شود، ۱: میکریتم دریایی بدون لومینسانس، ۲: نسل اول سیمان بلوکی با لومینسانس روشن و منشأ احتمالاً جوی، ۳: نسل دوم سیمان بلوکی با لومینسانس تیره، و منشأ احتمالاً تدفینی. برش کوه سیاه، نمونه شماره ۱۴۰.



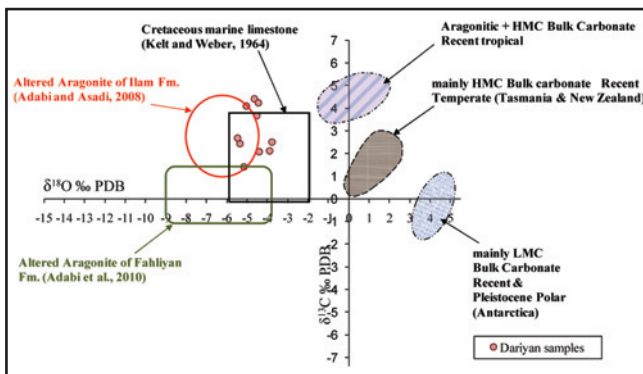
شکل ۱۴- تغییرات مقادیر Na در برابر Sr نشان‌دهنده کانی‌شناسی آراگونیتی سازند داریان در مقاطع مورد مطالعه است. تمام نمونه‌ها در محدوده‌های سنگ آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا (Adabi & Rao, 1991) قرار گرفتند.



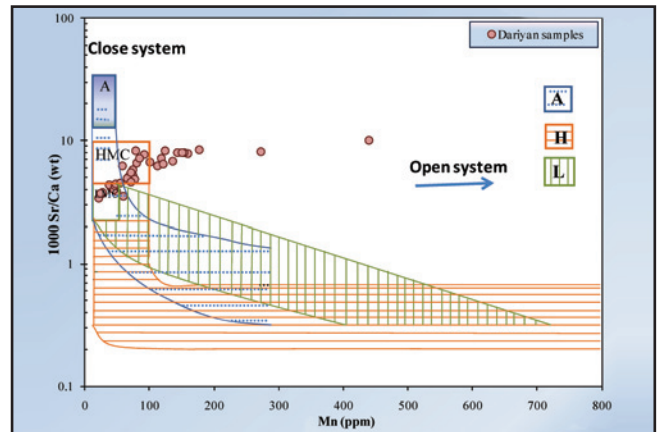
شکل ۱۵- رسم مقادیر آهن در برابر منگنز نشانگر پیوستگی ارتباط دو عنصر است (عدد در گرسون به ۱ نزدیک است) که دلیل آن، هم‌منشأ بودن این دو عنصر طی شرایط احيایی دیاژنز تدفینی است.



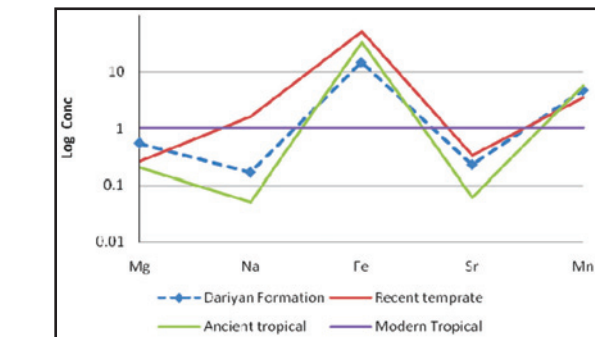
شکل ۱۶- رسم مقادیر آهن در برابر منگنز در برابر منگنز نشانگر پیوستگی ارتباط دو عنصر است (عدد در گرسون به ۱ نزدیک است) که دلیل آن، هم‌منشأ بودن این دو عنصر طی شرایط احيایی دیاژنز تدفینی است.



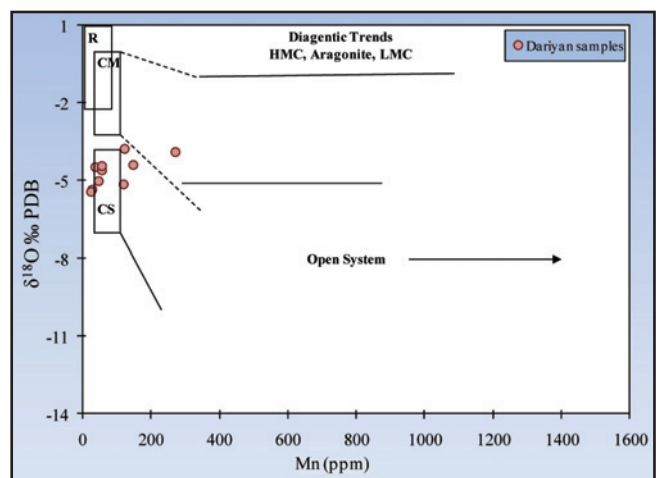
شکل ۱۷- تغییرات نسبت استرانسیم به کلسیم در برابر منگنز در نمونه‌های سنگ آهکی سازند داریان. با توجه به محدوده‌های تعیین شده توسط Brand & Veizer (1980) برای روند دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC) و کلسیت کم‌منیزیم (LMC)، بیشتر نمونه‌های سنگ آهکی سازند داریان در محدوده سیستم نیمه بسته تا نیمه باز قرار گرفته‌اند نمونه‌هایی که عمدتاً چیره بیرون افتاده‌اند مربوط به مرز سازند داریان و کزدمی هستند.



شکل ۱۸- تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر کربن در نمونه‌های سنگ آهکی سازند داریان. در این شکل محدوده‌های ایزوتوپی نمونه‌های کل کربناتی عهد حاضر مناطق معتدل تاسمانیا و زلاندنو (Rao & Nelson, 1992)، مناطق حاره‌ای (Milliman & Muller, 1977)، نواحی قطبی (Adabi, 1996)، سنگ آهک‌های دریایی کرتاسه (Kelth & Weber, 1964)، سازند ایلام به سن کرتاسه (Adabi & Asadi Mehmadosi, 2008) و سازند فهلیان به سن کرتاسه (Adabi et al., 2010) برای مقایسه رسم شده است. در این نمودار نمونه‌های سازند داریان به دلیل تشابه سنی در محدوده کربنات‌های کرتاسه قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۹- تغییرات منگنز در برابر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸، روندهای دیاژنتیکی برای ترکیبات کلسیت کم‌منیزیم (LMC)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC)، آراگونیت (A)، متشکله‌های عهد حاضر (R)، محدوده سنگ آهکی برلینگتون (Burlington) می‌سی‌سی‌پی (CM) آمریکا و سنگ آهک‌های ریدبی (Readbay) سیلورین (CS) در کانادا نشان داده شده است (Brand & Veizer, 1980). در اینجا نیز مانند شکل ۱۳ سامانه دیاژنری که برای سازند داریان مشخص شده است نیمه بسته تا نیمه باز است.



شکل ۲۰- نمودار تار عنکبوتی بر اساس ترکیبات عنصری کربنات‌های آراگونیتی داریان و کربنات‌های حاره‌ای عهد حاضر باهاما (Milliman, 1974)، کربنات‌های حاره‌ای اردووسین تاسمانیا (Rao, 1990; 1991) و کربنات‌های معتدل تاسمانیا (Rao & Adabi, 1992; Rao & Amini, 1995) رسم شده است.

کتابنگاری

- آدابی، م. ح.، ۱۳۸۳- ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، ۴۴۸ صفحه.
- اطلس راه‌های ایران، ۱۳۸۷- مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، چاپ اول، ۳۰۶ صفحه.
- پروانه نژاد شیرازی، م.، ۱۳۸۰- میکرواستراتیگرافی زمین‌های کرتاسه در زاگرس (فارس داخلی) در محور شیراز- دهبید با نظر خاص بر آلگ‌ها، پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۳۶۰ صفحه.
- قلاوند، ه.، ۱۳۷۵- لیتواستراتیگرافی و بیواستراتیگرافی سازندهای داریان و کزدمی در جنوب غرب ایران (نواحی فارس و فروافتادگی دزفول)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- مطیعی، ه.، ۱۳۸۲- زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Abbasi, R. & Adabi, M. H., 2009- Application of cathodoluminescence to recognize diagenetic trends of carbonate rocks, International conference of Microraman spectroscopy and luminescence studies in the earth and planetary sciences, American Institute of Physics Conference Proceedings, 1163: 177-186.
- Adabi, M. H. & Asadi Mehmandosti, E., 2008- Microfacies and geochemistry of the Ilam formation in the Tang-e Rashid area, Izeh, S.W. Iran: Journal of Asian Earth Sciences, 33:267-277.
- Adabi, M. H. & Rao, C. P., 1991- Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran: Sedimentary Geology, 72:253-267.
- Adabi, M. H. & Rao, C. P., 1996- Petrographic, elemental and isotopic criteria for the recognition of carbonate mineralogy and climates during the Jurassic (e.g., from Iran and England): 13th Geological Convension, Australia. (Abstract), p. 6.
- Adabi, M. H. 1996- Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and Tasmania, Ph.D.thesis (Unpublished). University of Tasmania Australia. 470 p.
- Adabi, M. H., Salehi, M. A. & Ghabeishavi, A., 2010- Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 39: 148-160.
- Amodio, S., 2006- Foraminifera diversity changes and paleoenvironmental analysis: the Lower Cretaceous shallow-water carbonates of San Lorenzello, Campanian Apennines, southern Italy, Facies 52: 53-67.
- Anderson, T. F. & Arthur, M. A., 1983- Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. in: Stable isotope in sedimentary geology, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course, 10:1-151.
- Bachmann, M. & Hirsch, F., 2006- Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change, Cretaceous Research, 27:487-512.
- Banner, F. T. & Simmons, M. D., 1994- Calcareous algae and foraminifera water-depth indicators: an example from the early cretaceous carbonates of northeast Arabia. In: Micropaleontology and Hydrocarbon Exploration in Middle East (Ed. M.D. Simmons), British Micropaleontol. Soc. Publ. Series. Chapman & Hall, London. pp. 243-252.
- Barron, E. J., 1983- A warm equable Cretaceous: the nature of the problem, Earth Sciences Review, 19:305-338.
- Brand, U. & Morrison, J.O., 1987- Biogeochemistry of fossil marine invertebrates: Geosci. Canada. 14:85- 107.
- Brand, U. & Veizer, J., 1980- Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system, II: stable isotopes, Journal of Sedimentary Petrology, 51:987-997.
- Burchette, T. P. & Wright, V. P., 1992- Carbonate ramp depositional systems, Sedimentary Geology, 79:3-35.
- Calner, M., 2003- A lowstand epikarstic intertidal flat from the middle Silurian of Gotland, Sweden, Sed. Geol. 148: 389-403.
- Choquette, P. W. & James, N. P., 1990- Limestones-The burial diagenetic environment, in McIlreath, I., and Morrow, D., eds., Diagenesis. Geoscience Canada reprint series 4: 75-111.
- Choquette, P. W. & Pray, L. C., 1970- Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 54: 207-250.
- Dickson, J. A. D., 1965- A modified staining technique for carbonate in thin section, Nature, 205:587.
- Dunham, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture, American Association of Petroleum Geologist, Memoir, 1:108-121.
- Flügel, E., 2004- Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application, Springer Verlag, Berlin, 976 p.
- GroÖcke, D. R., Price, G. D., Ruffell, A. H., Mutterlose, J. & Baraboshkin, E., 2003- Isotopic evidence for Late Jurassic-Early Cretaceous climate change, Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 202:97-118.
- Halley, R. B., Harris, P. M. & Hines, A. C. 1983- Bank margin environment. -In: Scholle, P. A., Bebout, D. G., Moore, C. H. (eds.): Carbonate depositional environments, - Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem., 33, 463-506.
- Hottinger, L., 1982- Larger Foraminifera, giant cells with a historical background Naturwissenschaften, 69: 361-371.

- Hottinger, L., 1996- Sel nutritifs et biosedimentation. Society Geology of France. Mem 169: 99-107.
- Hottinger, L., 1997- Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations: Bull. Society Geology of France. 168: 491-505.
- Immenhauser, A., Schlager, W., Burns, S. J., Scott, R. W., Geel, T., Lehman, J. & Van der Gaast, L. J. A., 1999- Late Aptian to late Albian sea level fluctuations constrained by geochemical and biological evidence (Nahr Umar Formation, Oman). Journal of Sedimentary Research 69:434-466.
- James, G. A. & Wynd, J. G., 1965- Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area, American Association of Petroleum Geologist, Bulletin, 49:2182-2245.
- Kelth, L. M. & Weber, J. N., 1964- Carbon and oxygen isotopic composition of limestones and fossils, Geochimica et Cosmochimica Acta, 28:1787-1816.
- Koch, R., Moussavian, E., Ogorelec, B., Skaberne, D., I., & Bucur, I., 2002- Development of a Lithocodium (syn. Bacinella irregularis)-reef-mound-apatch reef within middle Aptian lagonal limestone sequence near Nova Gorica (Sabotin Mountain, W-Slovenia): Jour., Geologija., v.45, p.71-90.
- Lecuyer, C. & Allemand, P., 1999- Modelling of the oxygen isotope evolution of seawater: Implications for the climate interpretation of the $\delta^{18}\text{O}$ of marine sediments, Geochimica et Cosmochimica Acta, 63:351-361.
- Lucia, F. J., 2007- Carbonate Reservoir Characterization: An Integrated Approach, Springer Berlin, 336p.
- Marshall, J. D., 1992- Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation, Geological Magazine. 129: 143-160.
- Milliman J. D. & Müller, J., 1977- Characteristics and genesis of shallow-water and deep-sea limestones. in: Anderen, N.R., & Malahoff, A., (eds.), The fate of fossil fuel CO_2 in the oceans. New York (Plenum), p. 655-672.
- Milliman, J. D., 1974- Marine Carbonates Recent Sedimentary Carbonates, Part 1, Springer-Verlag, Berlin, 375 p.
- Morse, J. W. & Mackenzie, F. T., 1990- Geochemistry of Sedimentary Carbonates, Development in Sedimentology, Amsterdam (Elsevier), 48:707 p.
- Mucci, A., 1988- Manganese uptake during calcite precipitation from seawater: conditions leading to the formation of a pseudokutnahorite: Geochimica et Cosmochimica Acta, 52: 1859- 1868.
- Pingitore, N. E., 1978- The behavior of Zn^{2+} and Mn^{2+} during carbonate diagenesis: theory and applications: Journal of Sedimentary Petrology, v. 48, p. 799-814.
- Pittet, B., Van Bachman, F., Hillgartner, H., Razzin, P., Grottsch, J. & Drostes, H., 2002- Ecological succession, paleoenvironmental change, and depositional sequences of Barremian- Aptian Shallow- Water carbonates in northern Oman: Sedimentology 49: 555-581.
- Rao, C. P. & Adabi, M. H., 1992- Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia, Marine Geology, 103:249-272.
- Rao, C. P. & Amini, Z. Z., 1995- Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonate, western Tasmania, Australia, Carbonates and Evaporites, 10:114-123.
- Rao, C. P. & Nelson, C. S., 1992- Oxygen and carbon isotope fields for temperate shelf carbonates from Tasmania and New Zealand, Marine Geology, 103:273-286.
- Rao, C. P., 1990- Geochemical characteristics of cool-temperate carbonates, Tasmania, Australia, Carbonates and Evaporites, 5:209-221.
- Rao, C. P., 1991- Geochemical differences between subtropical (Ordovician), cool-temperate (recent and Pleistocene) and subpolar carbonates, Tasmania, Australia, Carbonates and Evaporites, 6:83-106.
- Rao, C. P., 1996- Modern Carbonates, Tropical, Temperate, Polar. Introduction to Sedimentology and Geochemistry, Hobart (Tasmania). 206 p.
- Read, J. F., 1985- Carbonate ramp to basin transitions and foreland basin evolution, Middle Ordovician, Virginia applications American Association of Petroleum Geologist, Bulletin. 64: 1575-1612.
- Shackelton, N. J. & Kennett, J. P., 1975- Palaeotemperature history of Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analysis in DSDP site 277, 279 and 281. in: Kennett, J.P., & Houtz, R.E., (eds.), Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, XXIX: U.S. Govt, Printing Office, Washington D.C., p. 743-755.
- Simmons, M. D., Whittaker, J. E. & Jones, R. W., 2000- Orbitolinitids from the Cretaceous sediments of the Middle East a revision of the F.R.S. Henson and Associates Collection. In: Proceeding of the 5th international workshop on Agglutinated Foraminifera (Eds M.B. Hart, M.A. Kaminsky and C.V. Smart), Grzybowski found. Special Publication, 7: 411-437.
- Veizer, J., 1983- Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates, Reviews in Mineralogy and Geochemistry; January 1983; 11: 265-299.
- Wilson, J. L., 1975- Carbonate Facies in Geologic History, New York (Springer), 471 p.
- Winefield, P. R., Nelson, C. S., Hodder, A. P. W., 1996- Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry: a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic limestones. Carbonates and Evaporites, 11:19-31.