

بررسی تاریخچه دیاژنتیکی سازند داریان بر اساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی در کوه سیاه (شمال شرق شیراز) و چاه شماره ۱ سبزپوشان

محمد حسین آدابی*، رخشنده عباسی

دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

*مسئول مکاتبات - آدرس الکترونیکی: M.H.Adabi@utas.edu.au

(دریافت: ۸۸/۵/۱۹؛ پذیرش: ۸۸/۱۲/۱۷)

چکیده

در این تحقیق سازند کربناته داریان با سن کرتاسه پیشین (آپتین-آلبین) به منظور شناسایی میکروفاسیسی ها و روند دیاژنز در برش سطح الارضی تاقدیس کوه سیاه و مقطع تحت الارضی چاه شماره ۱ سبزپوشان مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس مطالعات پتروگرافی تعداد ۱۲ میکروفاسیسی متعلق به ۵ کمر بند رخساره‌ای بین جزرومدی (Intertidal)، لاگون (Lagoon)، پشته‌های ماسه‌ای (Shoal)، بخش کم عمق دریای باز (Shallow open marine) و بخش عمیق دریای باز (Deep open marine) شناسایی شده است. الگوهای رخساره ای مشاهده شده نشانگر نهشته شدن این توالی کربناته بر روی یک پلتفرم کربناته از نوع رمپ با شیب یکنواخت است. فرایندهای مهم دیاژنتیکی سازند داریان شامل سیمانی شدن، آشفستگی زیستی، انحلال، تراکم فیزیکی و شیمیایی و فرایندهای جانشینی از قبیل دولومیتی شدن و سیلیسی شدن می باشد. نسل های مختلف سیمان با استفاده از مشاهدات میکروسکوپ معمولی و کاتدولومینسانس تشخیص داده شده و نشان دهنده دگرسانی دیاژنتیکی در یک محیط تدفینی برای سازند داریان است. تخلخل های مشاهده شده در مقاطع نازک، عمدتاً ثانویه بوده و شامل انواع حفره ای، درز و شکستگی و کانالی می باشد. مطالعات عناصر اصلی (Ca, Mg) و فرعی (Sr, Mn, Na, Fe) و ایزوتوپهای اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ نشان دهنده مینرالوژی اولیه آراگونیتی برای این سازند می باشد. ترسیم مقادیر عنصری و ایزوتوبی همچنین بیانگر آن است که فرایندهای دیاژنتیکی غیر دریایی (تدفینی) کربنات های این سازند را در یک محیط بسته تا نیمه بسته تحت تأثیر قرار داده است. دمای محاسبه شده بر اساس سنگین ترین ایزوتوپ اکسیژن نشان دهنده این است که دمای دیاژنتیکی اولیه نزدیک سطح در طول رسوبگذاری سازند داریان در حدود ۲۸/۵ درجه سانتی گراد بوده است.

واژه های کلیدی: سازند داریان، میکروفاسیسی، کاتدولومینسانس، دیاژنز تدفینی

۱- مقدمه

مرز زیرین سازند داریان با سازند گدوان تدریجی (در مقطع سطح الارضی پوشیده می باشد) و مرز بالایی آن با سازند کژدمی به صورت هم شیب و در مقطع کوه سیاه با حضور لایه اکسید آهن مشخص می شود.

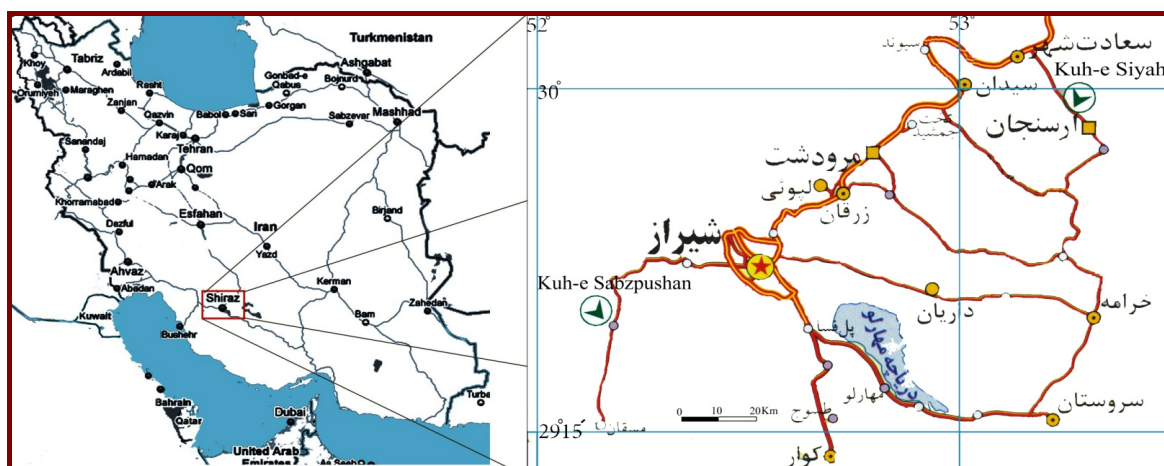
هدف مطالعه

سازند داریان به دلیل اهمیتی که به عنوان سنگ مخزن دارا می باشد، تا کنون از نظر رسوب شناسی و چینه شناسی در مناطق مختلف زاگرس مورد بررسی قرار گرفته است.

این اولین بار است که این سازند از نظر روند دیاژنز و میکروفاسیسی توأم با ژئوشیمی در منطقه فارس مورد مطالعه قرار می گیرد.

در این مطالعه سعی بر آن است تا با شناسایی میکروفاسیسی ها بتوان محیط رسوبی قدیمه و تاریخچه دیاژنتیکی سازند داریان را بازسازی نمود. به منظور تعیین فرایندهای دیاژنتیکی به ویژه نسل های

سازند داریان برای اولین بار در محل برش الگو توسط جیمز و وایند (۱۹۶۵) معرفی شد. این برش در انتهای شرقی کوه گدوان در ۴۰ کیلومتری شمال شرقی شیراز (استان فارس) قرار دارد. این سازند در اغلب نواحی زاگرس به استثنای جنوب و جنوب باختری لرستان وجود دارد و در نواحی فارس بیشتر به صورت آهک های کم عمق با بافت وکستون و پکستون می باشد (مطیعی، ۱۳۸۲). مقطع سطحی مورد مطالعه در دامنه شرقی کوه سیاه در ۱۳۰ کیلومتری شمال شرق شیراز به مختصات جغرافیایی ۲۹°۵۶' ۰۶" شمالی و ۵۳°۱۳' ۲۲" شرقی وضخامت ۲۶۰ متر قرار دارد. چاه شماره ۱ سبزپوشان در ۲۰ کیلومتری جنوب غرب شیراز در تاقدیس سبزپوشان، با موقعیت ۲۹°۲۰' تا ۲۹°۴۰' شمالی و ۵۲°۲۵' تا ۵۳°۳۰' شرقی قرار دارد. ضخامت توالی سازند داریان در این برش ۲۵۵/۵ متر می باشد (فاصله هوایی دو مقطع از یکدیگر حدود ۹۰ کیلومتر است)، (شکل ۱). در مقاطع مورد مطالعه



شکل ۱: نقشه راههای ارتباطی به مقاطع مورد مطالعه (با اندکی تغییرات برگرفته از اطلس راههای ایران ۱۳۸۷).

مادستونی، وکستونی و پکستونی انتخاب شدند و برای تهیه پودر از مته ظریف دندانپزشکی استفاده گردید. نمونه‌های پودر پس از آماده سازی در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی توسط دستگاه جذب اتمی (AAS) تحت آنالیز عنصری قرار گرفت. دقت اندازه گیری دستگاه برای عناصر فرعی در حد $\pm 5\%$ پی‌پی‌ام می‌باشد.

به منظور مطالعه ژئوشیمیایی ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳، تعداد ۱۰ نمونه از بین نمونه‌های (نمونه‌ها از زمینه میکریتی انتخاب شدند) استفاده شده در مطالعات ژئوشیمیایی عنصری انتخاب و به مرکز آزمایشگاهی علوم (CSL) دانشگاه تاسمانیا در استرالیا ارسال گردید. در این روش ۱۵ میلی گرم از پودر نمونه‌ها به مدت ۲۴ ساعت تحت تأثیر اسید فسفریک ۱۰۰ درصد و در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد قرار گرفته تا گاز CO_2 متصاعد شده از نمونه به کمک دستگاه اسپکترومتر جرمی (VG SIRA-Series II) اندازه گیری شود. خطای اندازه گیری ایزوتوپی دستگاه $\pm 0.1\%$ می باشد. ترکیب ایزوتوپ اکسیژن و کربن نمونه‌ها به صورت δ (دلتا) و بر حسب در هزار (permil) بیان می‌گردد و مقدار آن نسبت به استاندارد مرجع VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) اندازه‌گیری می‌شود.

بحث:

۱- چینه شناسی

۱-۱- برش کوه سیاه

در برش کوه سیاه مرز زیرین سازند داریان با سازند گدوان پوشیده می باشد و مرز بالایی آن با شیل و مارن های سازند کژدمی به صورت ناپیوستگی لیتولوژیکی و هم شیب است که با حضور لایه اکسید آهن مشخص می شود. بر اساس اختصاصات سنگ شناسی و مشاهدات صحرایی می توان سازند داریان را در این مقطع به ۳ بخش مجزا تفکیک کرد (شکل ۲).

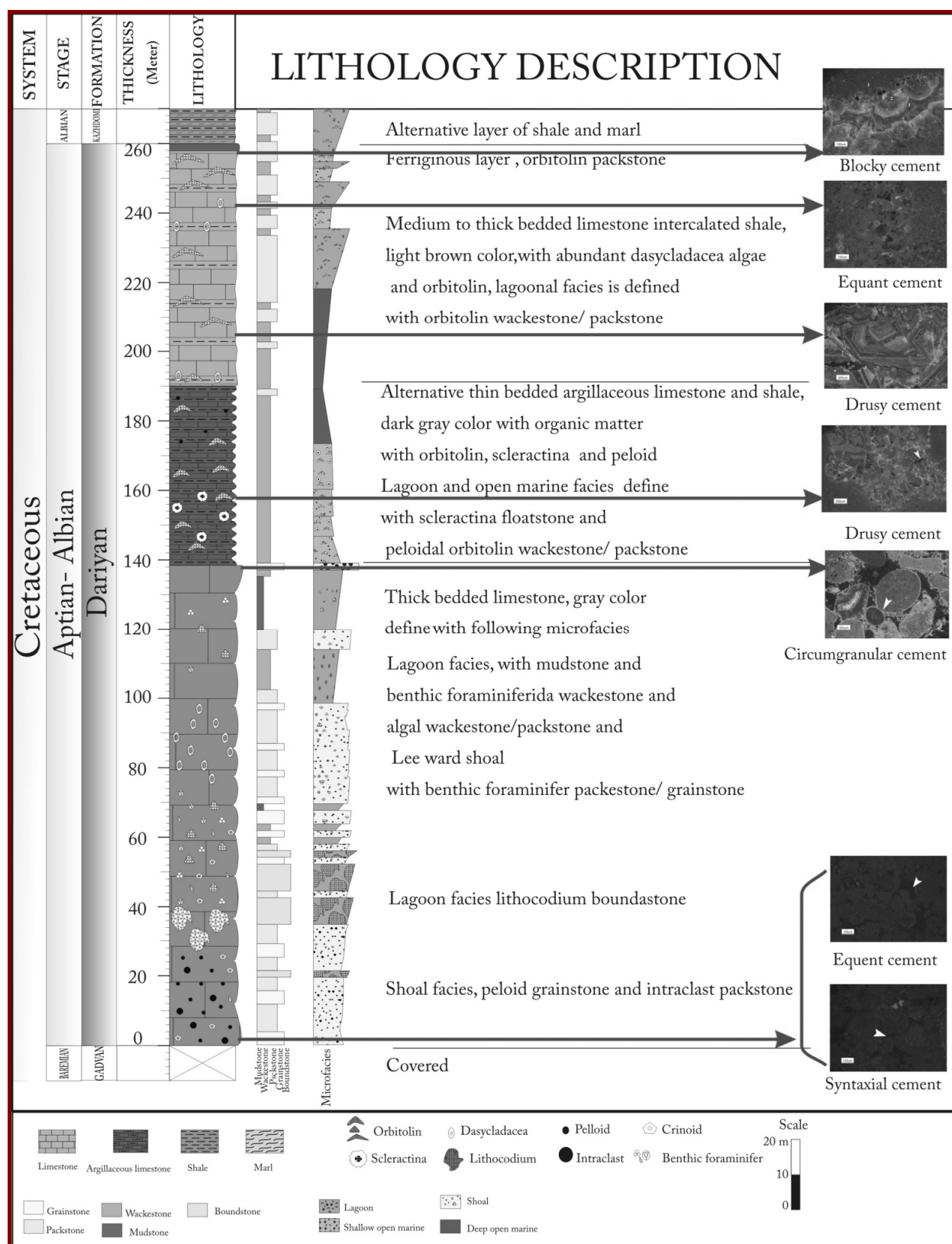
مختلف سیمان علاوه بر میکروسکوپ معمولی از میکروسکوپ کاتدولومینسانس نیز استفاده شده است. همچنین از آن جهت که ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها درک صحیحی از شرایط محیط رسوبی چون دما، عمق، شوری و نیز فرایندهای دیاژنتیکی ارائه می‌نماید، به جهت بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی حاکم بر ته نشست رسوبات و همچنین محیط‌های دیاژنتیکی حاکم بر رسوبات از روش‌های نوین مطالعاتی نظیر استفاده از تغییر عناصر اصلی و فرعی (major and minor elements) و ایزوتوپ‌های پایدار (stable isotope) اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ از رسوبات کربناته در مقطع کوه سیاه استفاده گردیده است.

روش های مطالعه

در این تحقیق مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و کاتدولومینسانس انجام شده است. تعداد ۱۵۰ مقطع نازک از رخنمون سطحی و ۱۹۶ عدد مقطع نازک خرده های حفاری چاه شماره ۱ سبزپوشان، مورد مطالعه قرار گرفته است. رنگ آمیزی به روش دیکسون (Dickson 1965)، در نامگذاری سنگ‌ها از تقسیم بندی دانهام (Dunham 1962) و در توصیف میکروفاسیس‌ها از روش فلوگل (Flügel 2004) و ویلسون (Wilson 1975) استفاده شده است.

به منظور درک بهتر فرایندهای دیاژنتیکی و تاریخچه تشکیل انواع سیمان‌ها علاوه بر مطالعات پتروگرافی ۹ عدد از مقاطع نازک سازند داریان با استفاده از میکروسکوپ کاتدولومینسانس نیز مورد مطالعه قرار گرفته اند. در این مطالعه از میکروسکوپ کاتد مدل، MLK4-CCL 8200 با قدرت (Kv ۱۵) و شدت جریان ۳۰۰ میکروآمپر (μA) استفاده شده است.

به منظور مطالعات ژئوشیمیایی عنصری، پس از مطالعه دقیق پتروگرافی مقاطع نازک، تعداد ۴۰ نمونه از سنگ آهک ها انتخاب گردید. نمونه‌ها از زمینه میکرایتی میکروفاسیس های با بافت



شکل ۲: ستون چینه شناسی سازند داریان در برش کوه سیاه.

داریان زیرین (سنگ آهک های ضخیم لایه تا توده ای)، این بخش با ضخامت ۱۳۴ متر بیشترین ضخامت این سازند را تشکیل می دهد. قاعده این بخش (مرز زیرین داریان با گدوان) به علت پوشش گیاهی به طور دقیق مشخص نیست. داریان میانی با ۵۶ متر ضخامت شامل تناوب آهک های نازک لایه و مارن و شیل می باشد. داریان بالایی لایه های آهکی متوسط تا

جزرومدی می باشد. این میکروفاسیس فقط در برش سطح الارضی مشاهده شده است.

۲-۲ میکروفاسیس های محیط لاگون (Lagoon)

اجزای اسکلتی موجود در لاگون دارای تنوع نسبتاً بالایی هستند و شامل انواع فرامینیفرهای با پوسته آگلوتینه (اریتولین ها) و پرسلانوز (میلیولید و تکستولاریا)، انواع جلبک های سبز از خانواده های لیتوکودیوم و داسی کلاداسه آ که با اجزای غیراسکلتی مانند پلئوئید ها همراه می باشند و نشان دهنده عمق کم با شوری مناسب، چرخش آب و مطلوب از نظر غذایی است (Bachmann & Hirsch 2006).

B1- میکروفاسیس مادستون / وکستون فرامینیفر بنتیک دار (Mudstone/ Benthic foraminifera Wackestone)

اجزای اصلی تشکیل دهنده این رخساره شامل فرامینیفرهای بنتیک از قبیل اریتولین ها، میلیولید، افتالمیدیوم، و تکستولاریا (با فراوانی ۵ تا ۲۰ درصد) و سرپولید تیوب (Serpolid tube) و مقادیر کم خردهای جلبکی که در یک زمینه گل آهکی قرار دارند (شکل ۴- B). تنوع و فراوانی فرامینیفرهای بنتیک در بخش های دریایی محدود شده و بسیار کم عمق کاهش می یابد (Amodio 2006).

میکروفاسیس وکستون/ پکستون داسی کلاداسه آ، پلئوئید، اریتولین دار Orbitolinidea, peloidal dasycladacea Wackestone/ Packstone فراوانترین اجزای اسکلتی در این رخساره جلبک سبز داسی کلاداسه آ با فراوانی (۱۰ تا ۴۰ درصد) می باشد. اریتولین ها، پلئوئید و تکستولاریا در درجه دوم فراوانی (۱۰ تا ۲۰ درصد) قرار دارند. فرامینیفرها و کریونئیدهای دارای آثار حفر شدگی (Boring) و قطعاتی از پوسته براکیوپود از دیگر اجزاء این رخساره هستند (شکل ۴- C). حضور اجزای اسکلتی نظیر جلبک سبز و فرامینیفر بنتیک در یک زمینه میکریتی نشان دهنده انرژی کم محیط در بخش های لاگونی می باشد (Bachmann & Hirsch 2006).

B3- میکروفاسیس اسکلاکتینا فلوئستون Scleractina floatstone

این رخساره از مرجان اسکلاکتینا (با فراوانی ۵ تا ۲۵ درصد) به همراه اریتولین (به ویژه انواع کشیده که قطرشان تا ۱ سانتی متر می رسد) و دیگر فرامینیفرها مانند مارسونلا و همی سیکلامینا تشکیل شده است (شکل ۴- D). این رخساره گسترش چندانی نداشته و به صورت متناوب با رخساره وکستون/ پکستون پلئوئیدی اریتولین دار قرار دارد. موقعیت این رخساره با توجه به فسیل های همراه آن که همگی پوسته تیره و مربوط به محیط لاگون هستند، مربوط به محیط لاگون می باشد.

B4- میکروفاسیس پکستون / گریستون پلئوئیدی فرامینیفر بنتیک دار Benthic foraminifera peloidal Packstone/ Grainstone آلومک غالب در این میکروفاسیس پلئوئید با فراوانی حدود ۴۰ درصد می باشد که دارای جورشدگی خوب تا بسیار خوب می باشند. اندازه پلئوئیدها بین

ضخیم لایه با میان لایه های شیلی به ضخامت ۷۰ متر می باشد که مرز بالایی آن با شیل و مارن های سازند کژدمی به صورت هم شیب و با حضور لایه اکسید آهن مشخص می شود. سن سازند داریان در تاقدیس کوه سیاه آپتین- آلبین در نظر گرفته شده است (پروانه نژاد شیرازی ۱۳۸۰).

۲-۱ برش تحت الارضی چاه شماره ۱ سبزپوشان

سازند داریان در مقطع تحت الارضی چاه شماره ۱ سبزپوشان با ضخامت ۲۵۵/۵ متر از سنگ آهک تشکیل شده است (شکل ۳) که به صورت هم شیب در بالا و پایین در بین دو سازند کژدمی و گدوان به صورت تدریجی و پیوسته قرار دارد. در این برش نیز سازند داریان دارای سه بخش متمایز است که از پایین به بالا شامل بخش های زیر می باشد: بخش آهک زیرین با ضخامت ۷۳ متر شامل آهک های کرمی رنگ تا خاکستری و گاهی خاکستری متمایل به قهوه ای روشن است که گاهی دولومیتی شده است. بخش آهک چرت دار با ضخامت ۱۰۰ متر بخش میانی را تشکیل می دهد. بخش آهک بالایی ضخامت این بخش ۸۲/۵ متر سنگ های کربناته با رنگ قهوه ای تیره تا قهوه ای روشن است. سن سازند داریان در این برش آپتین- آلبین در نظر گرفته شده است (قلاوند ۱۳۷۵).

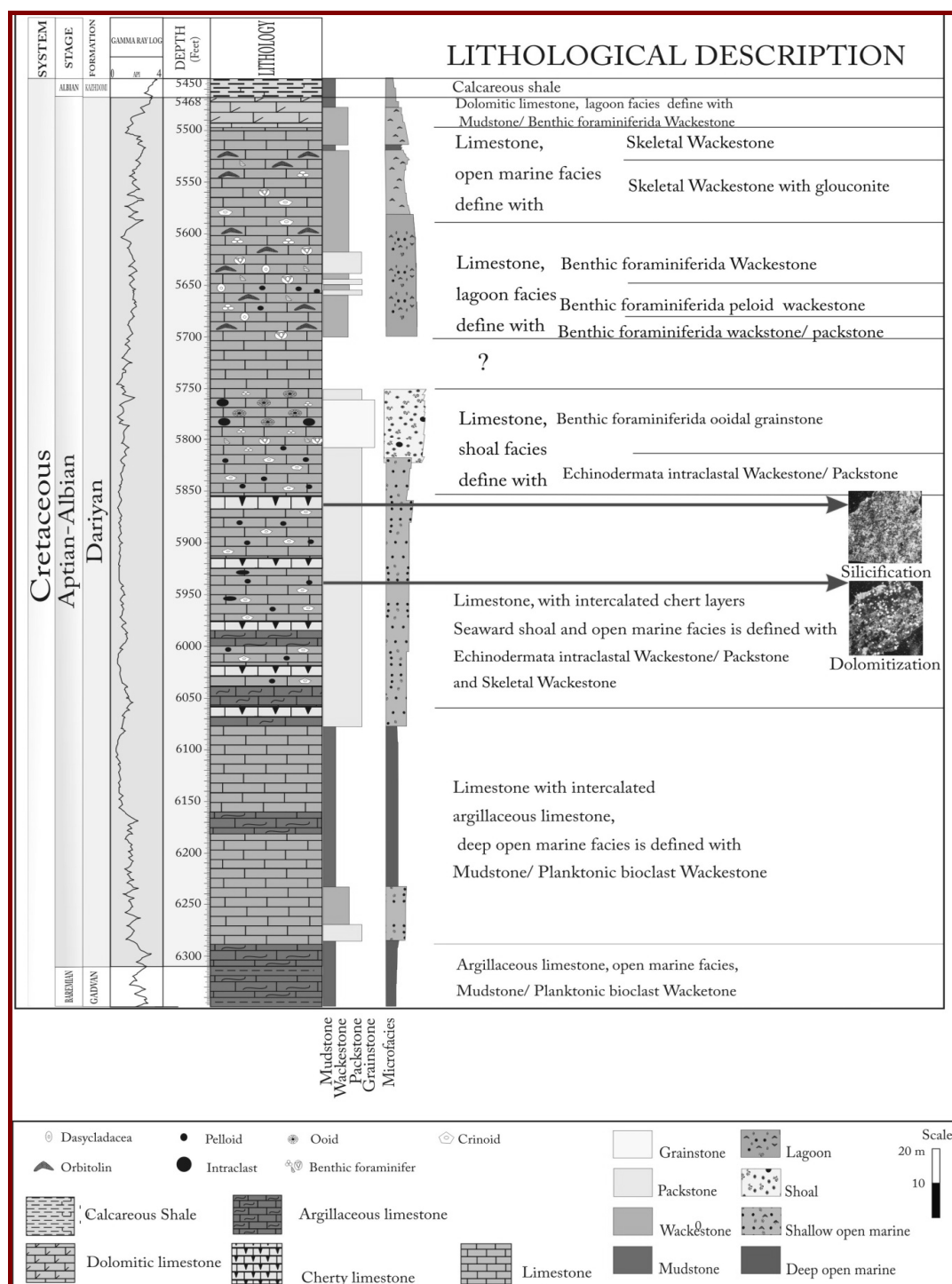
۲- میکروفاسیس ها:

با مطالعه ۳۴۶ مقطع نازک سازند داریان تعداد ۱۲ میکروفاسیس کربناته و یک رخساره شیل آواری از سمت خشکی به دریا به ترتیب زیر مشخص شده است:

بین جزرومدی (Intertidal)، لاگون (Lagoon)، پشته های ماسه ای (Shoal)، بخش کم عمق دریای باز (Shallow open marine)، و بخش عمیق دریای باز (Deep open marine).

۲-۱ میکروفاسیس محیط بین جزرومدی (Intertidal)

A1: میکروفاسیس اینتراکلاست گریستون (Intraclast Grainstone) از اجزای کربناته غالب در این میکروفاسیس اینتراکلاست با فراوانی در حدود ۴۰ درصد و اندازه ۰/۵ میلی متر تا در حد سانتی متر است (شکل ۴- A). گرد شدگی خوب اینتراکلاست ها نشان می دهد که این رخساره در یک محیط ساحلی پر انرژی و از شستشوی اجزاء کربناته حاصل شده باشد (Flügel 2004). اینتراکلاست در این رخساره از منشاء های متفاوت، از جمله خرده فسیل های مربوط به محیط رخساره های لاگونی، سدی و نیز ذرات تخریبی کوارتز می باشد. این میکروفاسیس طبق تعریف معادل میکروفاسیس استاندارد شماره ۱۴ (Lag deposit) ویلسون و فلوگل (Wilson, 1975, Flügel, 2004) و در کمربند رخساره ای شماره ۶ قرار می گیرد. با توجه به گسترش محدود آن در مطالعات صحرایی، احتمالاً مربوط به بخش کانال های بین



شکل ۳: ستون چینه شناسی سازند داریان در برش چاه شماره ۱ سبزپوشان.

که شوری دریا نرمال می باشد، بالای سطح اثر امواج و در اثر عمل مداوم امواج شکل می گیرد (Flügel 2004). این رخساره متعلق به محیط لاگون است.

B5-میکروفاسیس لیتوکودیوم باندستون Lithocodium Boundstone اجزاء کربناته در این رخساره عمدتاً شامل جلبک های خانواده لیتوکودیوم-باسینلا (Lithocodium-Basinella) با فراوانی ۱۵ تا ۳۰

۱۰۰ تا ۳۰۰ میکرون و عمدتاً نیمه زاویه دار تا گرد شده هستند. همچنین اجزای اسکلتی فراوان در این رخساره فرامینیفراهای بنتیک مربوط به محیط لاگون شامل میلیولید، نزازاتا (Nezazata)، تکستولاریا و دبارینا (Debarina) هستند. اغلب فسیل ها و بیوکلاست ها دارای پوشش میکربیتی هستند (شکل ۴-۱). فراوانی این اجزای اسکلتی در حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد است. این رخساره در رمپ داخلی

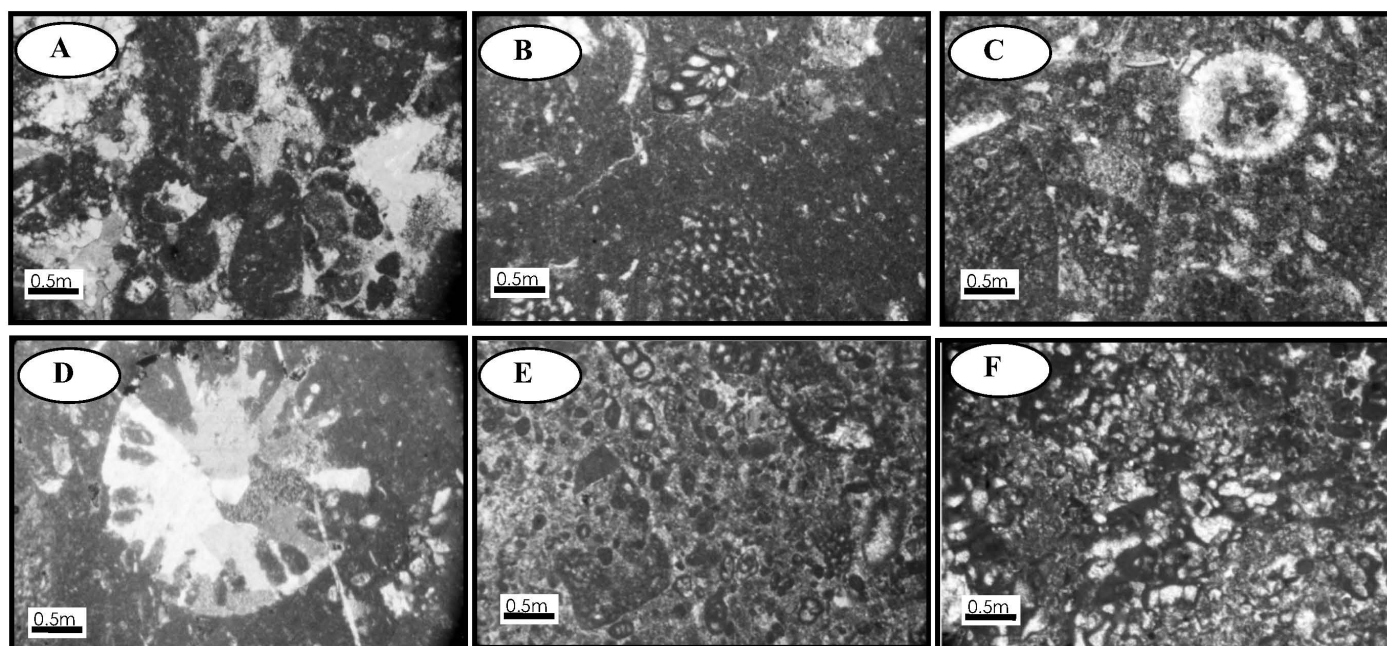
موقعیت رمپ داخلی) به وجود می‌آیند (Flügel 2004). میزان فرامینیفراهای بنتیک در این میکروفاسیس ناچیز بوده و به اربیتولین‌های حمل شده و فرامینیفراهای بنتیک کوچکتر که میکریتی شدند، محدود می‌شود این رخساره مربوط به بخش پشت سدی می‌باشد (Leeward shoal) می‌شود.

C2-میکروفاسیس گرینستون الیدی فرامینیفرا بنتیک دار Benthic foraminifera ooidal Grainstone این رخساره متشکل از الییدهای با ساختار مماسی (و با فراوانی در حدود ۳۰ درصد در حدود ۰/۵-۰/۸ میلی‌متر) می‌باشد که در زمینه‌ای از سیمان کلسیتی درشت بلور قرار دارند (شکل ۵-B). الییدها اغلب نزدیک لبه‌های به سمت دریا و یا روی پلاتفورم‌های کریناته و همچنین در سکوها و درون پلاتفورم‌ها و موقعیت‌های رمپ داخلی و میانی تشکیل می‌شوند (Halley et al. 1983). با توجه به موقعیت قرارگیری پشته‌های ماسه‌ای، الیید گرینستون‌ها احتمالاً قسمت مرکزی پشته‌ها را تشکیل می‌دادند در حالیکه پلوئید گرینستون و بنتیک فرامینیفرا گرینستون‌ها حواشی پشته‌ها را اشغال می‌کرده‌اند (Carozzi 1989). این میکروفاسیس تنها در برش تحت الارضی مشاهده شده است.

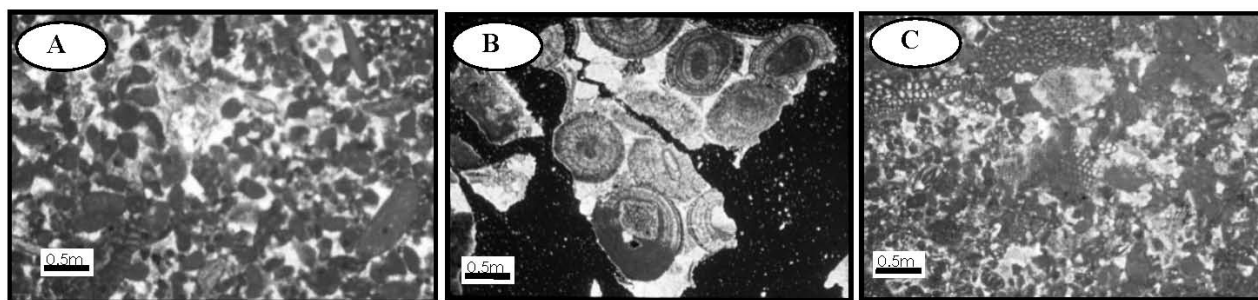
درصد می‌باشد. از دیگر اجزای اسکلتی در این رخساره می‌توان از تکستولاریا، میلیولید، پلوئید و قطعات کرینوئید (با فراوانی ۱۰ تا ۲۰ درصد) را نام برد (شکل ۴-F). جلبک لیتوکودیوم با به هم چسباندن ذرات کریناته (فرامینیفراهای کوچک و پلوئیدها) در کومه‌ها یا توده‌های ماسه‌ای و تثبیت آنها در این محیط باعث تشکیل لیتوکودیوم باندستون می‌شود (Koch et al. 2002). لیتوکودیوم-باسینلا با شرایط شوری دریایی نرمال و محیط‌های خیلی کم عمق با اکسیژن خوب، مرتبط هستند (Pittet et al. 2002).

۲-۳ میکروفاسیس‌های محیط پشته‌های ماسه‌ای (Shoal)

C1-میکروفاسیس پکستون/ گرینستون پلوئیدی اینتراکلاست‌دار Intraclast peloidal Packstone/Grainstone گرینستون و پکستون پلوئیدی بدون لامیناسیون، بافت دانه پشتیبان که با تجمعی از پلوئیدهای بسیار ریز، نیمه گرد شده یا نیمه زاویه دار 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-A). پلوئیدها شامل پلت‌های گلی و دفعی می‌باشند که معمولاً درون پلتفرم کم عمق شامل محیط‌های کم عمق دریایی با چرخش متوسط آب (نزدیک



شکل ۴: میکروفاسیس‌های محیط‌های بین جزرومدی و لاگون سازند داریان در برش‌های مورد مطالعه. A: رخساره اینتراکلاست گرینستون که مشخص کننده محیط کانال‌های جزرومدی می‌باشد. اینتراکلاست‌های کاملاً گرد شده و پوشش‌دار و فسیل‌های حمل شده دریایی و زمینه اسپارایتی از ویژگی‌های رخساره‌های Lag deposit است (Flügel, 2004). برش کوه سیاه، نمونه شماره ۷۳، نور پلاریزه. B: میکروفاسیس بنتیک فرامینیفرا و کستون، با فسیل‌های بنتیک لاگونی، برش کوه سیاه، نمونه شماره ۶۴، نور پلاریزه. C: میکروفاسیس و کستون/ پکستون داسی کلاذآسه‌آ، پلوئید، اربیتولین دار. برش کوه سیاه، نمونه شماره ۵۹، نور پلاریزه. D: میکروفاسیس اسکلاکتینا فلوئستون، مربوط به محیط لاگون، برش کوه سیاه، نمونه شماره ۷۹، نور پلاریزه. E: میکروفاسیس بنتیک فرامینیفرا پلوئید پکستون/ گرینستون مربوط به زیر محیط پشته‌های ماسه‌ای می‌باشد. برش کوه سیاه، نمونه ۲۳، نور پلاریزه. F: میکروفاسیس لیتوکودیوم باندستون، برش کوه سیاه، نمونه شماره ۲۳، نور پلاریزه.



شکل ۵: میکروفاسیس های محیط پشته های ماسه ای در برش های مورد مطالعه سازند داریان. A: میکروفاسیس پلوتید اینتراکلاست گریستون که در آن بیشتر پلوتیدها از نوع پلت های سنگی می باشند. برش کوه سیاه، نمونه شماره ۱۶، نور پلاریزه. B: میکروفاسیس بنتیک فرامینیفرایید گریستون که با آئید های متحدالمرکز تقریباً یک اندازه مشخص می شود و قسمت مرکزی پشته های ماسه ای را تشکیل می دهد. این میکروفاسیس تنها در برش چاه سبزپوشان دیده شده است. برش چاه سبزپوشان، عمق ۸۵-۵۷۸۰ فوتی، نور پلاریزه. C: میکروفاسیس اینتراکلاست کریئوئید پکستون مربوط به بخش دریایی پشته های ماسه ای، بیشتر ذرات اینتراکلاست می باشند که به خوبی حمل نشده اند و هنوز ساختار زاویه دار دارند. برش کوه سیاه نمونه شماره ۱۷، نور پلاریزه

سیمونز (۱۹۹۴) تخمین زدند که اربیتولین ها بین اعماق ۱۰ تا ۵۰ متر زندگی می کردند. بیشترین فراوانی و بزرگترین اندازه اربیتولین های کشیده در سنگ آهک های رسی وجود دارد، در صورتی که آنها در بیشتر رسوبات آهکی عموماً کوچکترند یعنی جایی که با میلیولیدهای فراوان و فرامینیفرهای تک و دو ردیفی مانند رخساره های داریان زیرین در برش کوه سیاه مرتبط هستند. بچمن و هریش (Bachman & Hirsch 2006) این محیط را، محیط پلاتفرم باز حد زیر جزرو مدی، (Subtidal open platform) معرفی می کنند که حاوی اربیتولین های فرم تخت مانند *Paleorbitolina lenticularis* و *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) می باشند. عمق رسوبگذاری محیط های غنی از اربیتولین دیسکوئید بارمین-آپتین و تأثیر محیط بر شکل اربیتولین در مقالات مختلفی مورد بحث قرار گرفته است (مانند Vilas et al., 1995; Simmons et al., 2000; Pittet et al., 2002) عموماً مشاهده تنوع بالاتر جانوری و ارتباط فرامینیفرهای بنتیک (انواع تکستولاریا، نادر بودن میلیولید، شوفاتلا، فراوانی لنتیکولینا) و فرامینیفرهای پلانکتون و هیمنطور بایوکلاست ها نشان دهنده شرایط پلاتفرم دریای باز می باشند. به عبارت دیگر ون بوچم و همکاران (van Buchem et al., 2002) شرایط دریای نرمال در محدوده ساب تایدال عمیق و بالای سطح اثر امواج طوفانی در محیط لاگون باز از یک پلاتفرم برای اجتماع اربیتولین، شوفاتلا و لنتیکولینا در مقابل یک محیط محدود از اجتماع اربیتولین/ جلبک آهکی پیشنهاد می کنند (Bachman & Hirsch 2006).

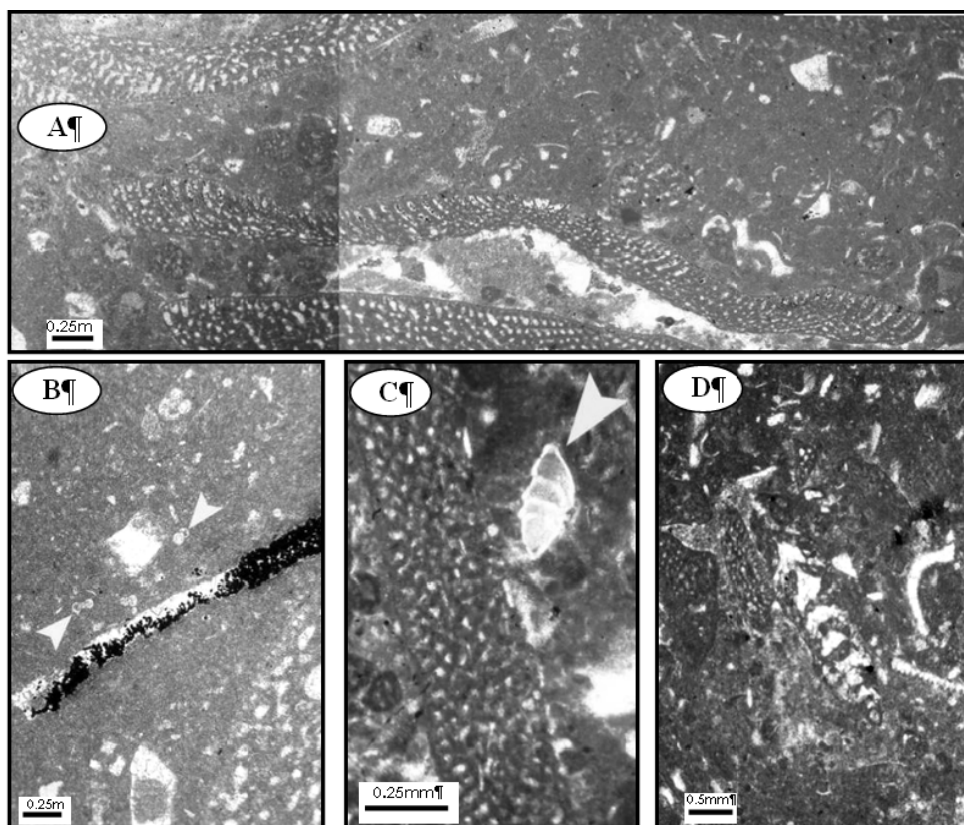
D2 و کستون اجزای اسکلتی دار Skeletal Wackestone

بر اساس مطالعات پتروگرافی مهمترین اجزاء موجود در این میکروفاسیس، شامل اربیتولین های کشیده ۱۰ تا ۲۰ درصد اربیتولین (با قطر ۵ میلی متر تا حد ۱ سانتی متر)، اکینودرم های پلاژیک، براکیوپود، تکستولاریا خرده های دو کفه ای و مقادیری پلوتید می باشد.

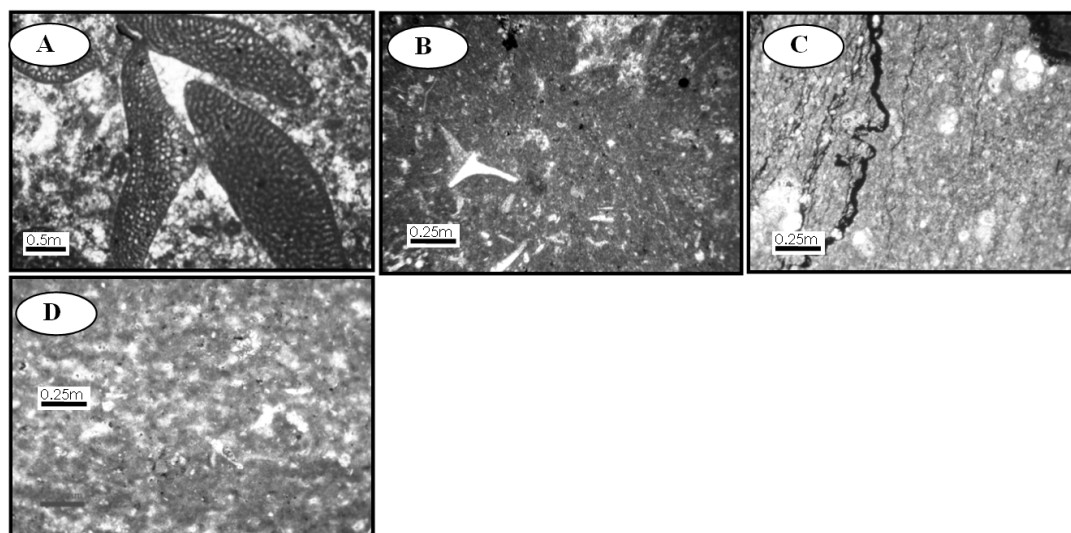
C3- میکروفاسیس وکستون/ پکستون اینتراکلاست کریئوئید دار Echinodermata, intraclastal Wackestone/ ackstone اینتراکلاست (با میانگین فراوانی ۳۵ درصد و اندازه ۳۰۰ تا ۴۰۰ میکرون) به همراه اکینودرم ها که فراوانی آنها گاهی تا ۴۰ درصد (فراوانی ۱۰ تا ۴۰ درصد و اندازه ۲۰۰ میکرون که گاهی در پکستون ها به ۰/۵ میلیمتر می رسد) نیز می رسد اجزاء اصلی این میکروفاسیس هستند. دیگر اجزاء آن پلوتیدها و فرامینیفر های بنتیک با درصد ناچیز می باشند (شکل ۵-C). در حقیقت اکینودرم ها نیاز به شرایط دریای باز با آشفتگی متوسط زیر سطح اثر امواج نیاز دارند (Wilson 1975). با توجه به حضور اکینودرم ها و خار اکینوئید (Echinoid spine). این رخساره مربوط به بخش جلوی سد (Seaward shoal) می باشد.

۲-۴ میکروفاسیس های بخش کم عمق دریای باز (Shallow open marine)

D1- وکستون/پکستون اربیتولین، پلوتید دار Orbitolin Peloidal Wackestone/ Packstone فراوانترین جزء غیر اسکلتی و اسکلتی سازنده این رخساره پلوتید و اربیتولین (۳۵ درصد) می باشد. سایر اجزاء اسکلتی این رخساره شامل تکستولاریا، نوتیلوکولینا الیتیکا، همی سیکلامینا، فرامینیفرهای روکشی (Encruster)، قطعات صدف براکیوپود و فرامینیفرهای دیگر از قبیل شوفاتلا و لنتیکولینا همراه می باشد (شکل ۶-A, B, C و D و شکل ۷-A). محققان، (نظیر Hottinger, 1982, 1996, 1997; Banner & Simmons, 1994; Immenhauser et al., 1999; Simmons et al., 2000) ریخت شناسی اربیتولین (یعنی نسبت عرض به ارتفاع) را با عمق محیط رسوبگذاری در ارتباط می دانند. نسبت عرض به ارتفاع بالا (به عبارت دیگر اربیتولین های دیسکوئید) (شکل ۶-A) با محیط های عمیق تر ارتباط داشتند، درحالی که فرم های کونیکال (با نسبت عرض به ارتفاع پایین) مربوط به محیط های کم عمق تر بودند. بنر و



شکل ۶: تعدادی از فسیل‌های مشاهده در میکروفاسیس‌های مربوط به محیط دریای باز. A: *Paleorbitolina lenticularis*، این جنس در بخش میانی و بالایی سازند داریان در برش کوه سیاه دیده می‌شود، نمونه شماره ۱۲۲، نور طبیعی. B: فسیل‌های پلانکتونی مربوط به محیط دریای باز کم عمق که همراه با فسیل اربیتولین دیده می‌شود. برش کوه سیاه، نمونه شماره ۶۶، نور طبیعی. C: فسیل لنتیکولینا که بیشتر همراه با اربیتولین‌های کشیده و دیگر فسیل‌های دریای باز مشاهده شده است. برش کوه سیاه، نمونه شماره ۱۰۰، نور طبیعی. D: فسیل *Choffatella* sp. مربوط به دریای باز، برش کوه سیاه، نمونه شماره ۱۱۰، نور پلاریزه



شکل ۷: میکروفاسیس‌های سازند داریان در برش‌های مورد مطالعه. A: میکروفاسیس پلوتید، اربیتولین پکستون مربوط به محیط دریای باز، برش کوه سیاه، نمونه شماره ۸۵، نور طبیعی. B: وکستون اجزای اسکلتی دار که در آن کرینوتید پلاژیک کوماتولیدا مربوط به محیط عمیق دیده می‌شود. برش کوه سیاه، نمونه شماره ۱۰۳، مقطع رنگ شده است، نور پلاریزه.

این رخساره در قسمت‌های کم عمق دریای باز دیده می‌شود و با آشفستگی زیستی همراه است (شکل ۷-B). با توجه به مجموعه اجزاء اسکلتی مخصوصاً محیط زیست اربیتولین‌های دیسکی شکل (Simmons et al. 2000) و نمونه‌های مشابه در کرتاسه زیرین شمال

حفر شدگی (Barrowing) است (Flügel 2004)، با توجه به لیتوفاسیس و میکروفاسیس، این رخساره متعلق به بخش عمیق دریای باز بوده و در موقعیت رمپ بیرونی نهشته شده است. منطقه ای زیر سطح امواج طوفانی که لیتوفاسیس های معمول آن شامل آهک های لایه ای و دانه ریز هستند (مادستون آهکی رس دار و وکستون) که با لایه های شیل و مارن متناوب هستند.

۲-۶ مدل رسوبی سازند داریان در توالی های مورد مطالعه

با توجه به تنوع میکروفاسیس ها، دسته بندی و بررسی جانبی (شکل ۸) و عمودی (شکل ۲ و ۳) آنها و با توجه به مدل های ارائه شده توسط فلوگل و ویلسون (Wilson 1975; Flügel, 2004) مدل رسوبی این سازند در مقاطع مورد مطالعه احتمالاً یک رمپ کربناته می باشد. عدم وجود رخساره های چارچوب ساز، گسترش رخساره های پلوئیدی و نبود رخساره های کربناته دوباره نهشته شده (Calciturbidite)، تأیید کننده ته نشست این توالی کربناته بر روی یک پلت فرم کربناته از نوع رمپ می باشند.

رمپ های کربناته در بسیاری از انواع حوضه های رسوب گذاری نظیر

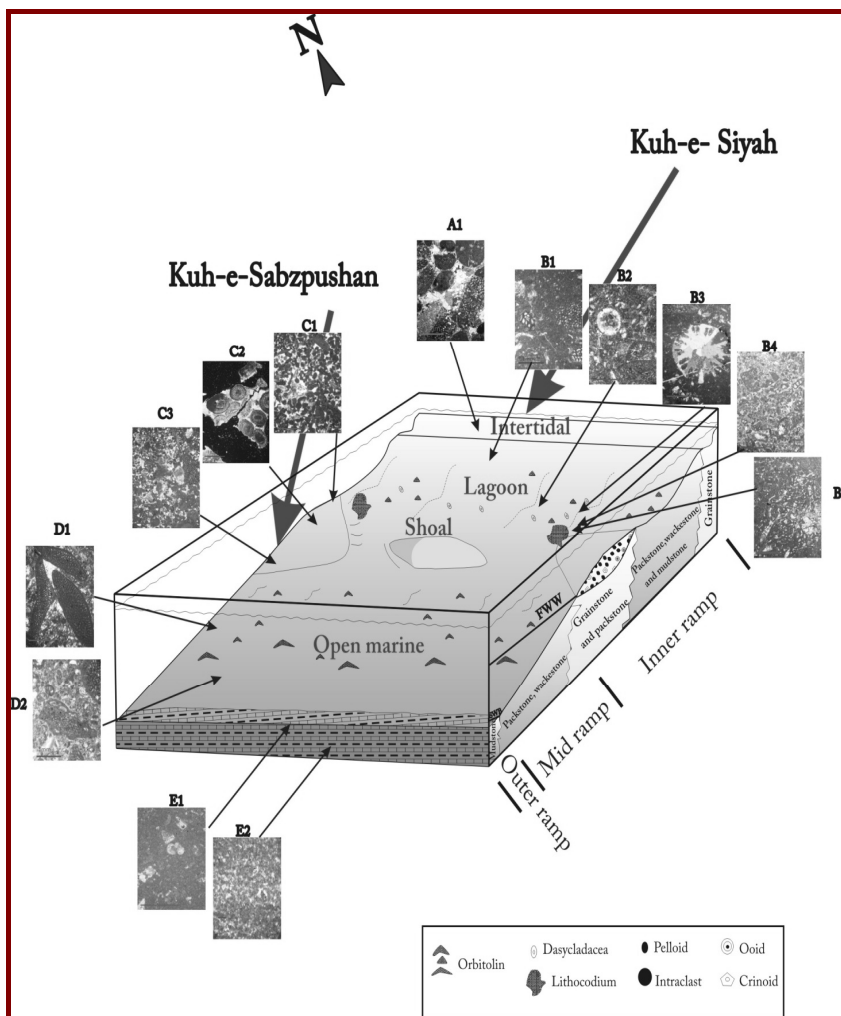
فلسطین (Bachman & Hirsch 2006) محیط تشکیل این رخساره یک محیط دریای باز کم عمق در نظر گرفته می شود.

۲-۵ میکروفاسیس بخش عمیق دریای باز (Deep open marine)

E1 میکروفاسیس مادستون / وکستون بایوکلاست های پلانکتون دار Planktonic bioclast Wackestone ۱۰ تا ۱۵ درصد اجزای اسکلتی این میکروفاسیس عمدتاً شامل خرده های گاستروپود پلاژیک، اکینوئید، کرینوئید شناور از نوع کوماتولیدا، لنتیکولینا در یک زمینه میکریتی می باشد (شکل C-۷). شواهدی از قبیل بایوکلاست های پلاژیک، وجود زمینه ای تیره به علت فراوانی مواد آلی و کانیه های اپک مانند پیریت و عدم وجود جلبک های آهکی می تواند بیانگر ته نشست این میکروفاسیس ها در زیر سطح اساس امواج طوفانی و زیر عمق نفوذ نور باشد.

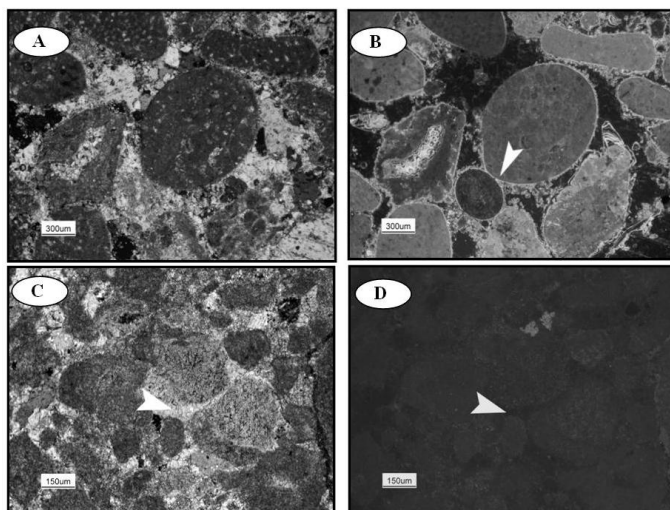
E2 رخساره شیل (آواری)

این رخساره شامل آهک های نازک لایه رسی به همراه شیل می باشد. مجموعه زیستی جانوری در این آهک های نازک لایه شامل موجودات کف زی متنوع دریای نرمال گهگاه همراه پلانکتون ها (شکل D-۷) و



شکل ۸: مدل رسوبی شمانیک برای سازند داریان در برش های مورد مطالعه.

معمولاً نازک تر از سیمان ایزوپکوس است و در محیط فراتیک متائوریکی شکل می گیرد. این سیمان در تصاویر کاند به صورت روشن دیده می شود که نشانگر Mn بالای آن است زیرا Mn در آبهای متائوریکی تمرکز بسیار بالایی دارد (Pingitore 1978)، (شکل ۹-۸، B).



شکل ۹: تصاویر میکروسکوپی پلاریزان و کاتدولومینسانس مقاطع مورد مطالعه سازند داریان در برش کوه سیاه. A: میکروفاسیس مادستون/ وکستون بایوکلاستهای پلانکتون دار با فسیل های پلاژیک و رگه های انحلالی مربوط به بخش عمیق محیط دریای باز، گسترش این میکروفاسیس در برش تحت الارضی سبز پوشان بیشتر است که نشانگر عمیق تر بودن آن می باشد. برش چاه سبزپوشان، عمق ۲۰-۶۲۱۵ فوتی، نور پلاریزه. C: رخساره شبلی که در آن هیچگونه آثار فسیلی و یا ذرات تخریبی کوآرتز دیده نمی شود و نشانگر رسوبگذاری در زیر سطح اثر امواج طوفانی می باشد. قسمت میانی سازند داریان، برش کوه سیاه، نمونه شماره ۸۷a. C: اینتراکلاست گرینستون که اینتراکلاستهای کاملاً گردشده در زمینه ای از سیمان قرار دارد، سیمان حاشیه اینتراکلاستها متفاوت از زمینه سنگ است (نور پلاریزه، نمونه شماره ۷۳). D: تصویر کاند از مقطع قبلی، قطعات اینتراکلاست دریایی بوده، بدون لومینسانس هستند. سیمان Circumgranular سیمان نسل اول به صورت ناقص بوده که تنها اطراف و فضای بین دانه ها را پر کرده است (لومینسانس روشن). باقیمانده فضای خالی بعداً با سیمان تدفینی که لومینسانس تیره دارد پر شده است. E: سیمان سین تکسیال که در اطراف خرده های کرینوئیدی مشاهده می شود (نور پلاریزه، نمونه شماره ۱). نور پلاریزه F: تصویر کاند از مقطع E می باشد. سیمان سین تکسیال با لومینسانس تیره ظاهر شده است که نشانگر تدفینی بودن منشاء آن است.

۳-۱-۲ سیمان کلسیتی دروزی (Drusy calcite spar)

سیمان کلسیتی دروزی که اندازه بلورها به سمت مرکز افزایش می یابد. این فابریک از رشد ترجیحی و رقابتی کلسیت در طول محور بلوری C منشاء می گیرد.

حوضه های فورلند، داخل قاره ای و همچنین در طول حوضه های غیر فعال توسعه می یابند (Burchette & Wright 1992).

بر اساس تقسیم بندی انواع رمپ که توسط رید (Read 1982) صورت گرفته است می توان محیط رسوب گذاری رسوبات کربناته سازند داریان را در ناحیه مورد مطالعه بصورت یک پلتفرم از نوع رمپ با شیب یکنواخت (Homocline) مشابه رمپ های عهد حاضر نظیر سواحل شیخ نشین خلیج فارس، تخته گاه کربناته باهاما و خلیج شارک بی در نظر گرفت. میکروفاسیس های بین جزر و مدی (A)، لاگون (گروه B) و پشته های ماسه ای (گروه C) به موقعیت رمپ داخلی، میکروفاسیس های دریای باز کم عمق (گروه D) به رمپ میانی و دریای باز عمیق (گروه E) به محیط رمپ بیرونی تعلق دارند (شکل ۸).

۳- دیانز:

مطالعات دیانزنیکی نیاز به ترکیب روشهای متنوعی شامل: پتروگرافی نوری، کاتدولومینسانس (Cathodoluminescence microscopy)، مشاهدات میکروسکوپ الکترونی (Stereo scan Electron Microscopy)، آنالیز ایزوتوپ های پایدار و ترکیب عناصر فرعی دارد (Flügel 2004).

انواع فرایندهای دیانزنیکی که در سازند داریان مشاهده شده است شامل: سیمانی شدن (Cementation)، (شکل های ۹ و ۱۰ و ۱۱ و ۱۲-A)، میکریتی شدن (Micritization)، (شکل ۱۲-B)، آشفستگی زیستی (Bioturbation)، (شکل ۱۳-A)، تراکم (Compaction)، (شکل های ۱۳-D, C)، رگه های کلسیتی (شکل های ۱۳-G, F, E)، سیلیسی شدن (Silicification)، (شکل ۱۳-B)، دولومیتی شدن (Dolomitization)، (شکل های ۱۲-F, E, C) و انحلال (Dissolution)، (شکل ۱۲-G) می باشد که مهمترین آنها سیمانی شدن، میکریتی شدن و فرایندهای فشردگی است.

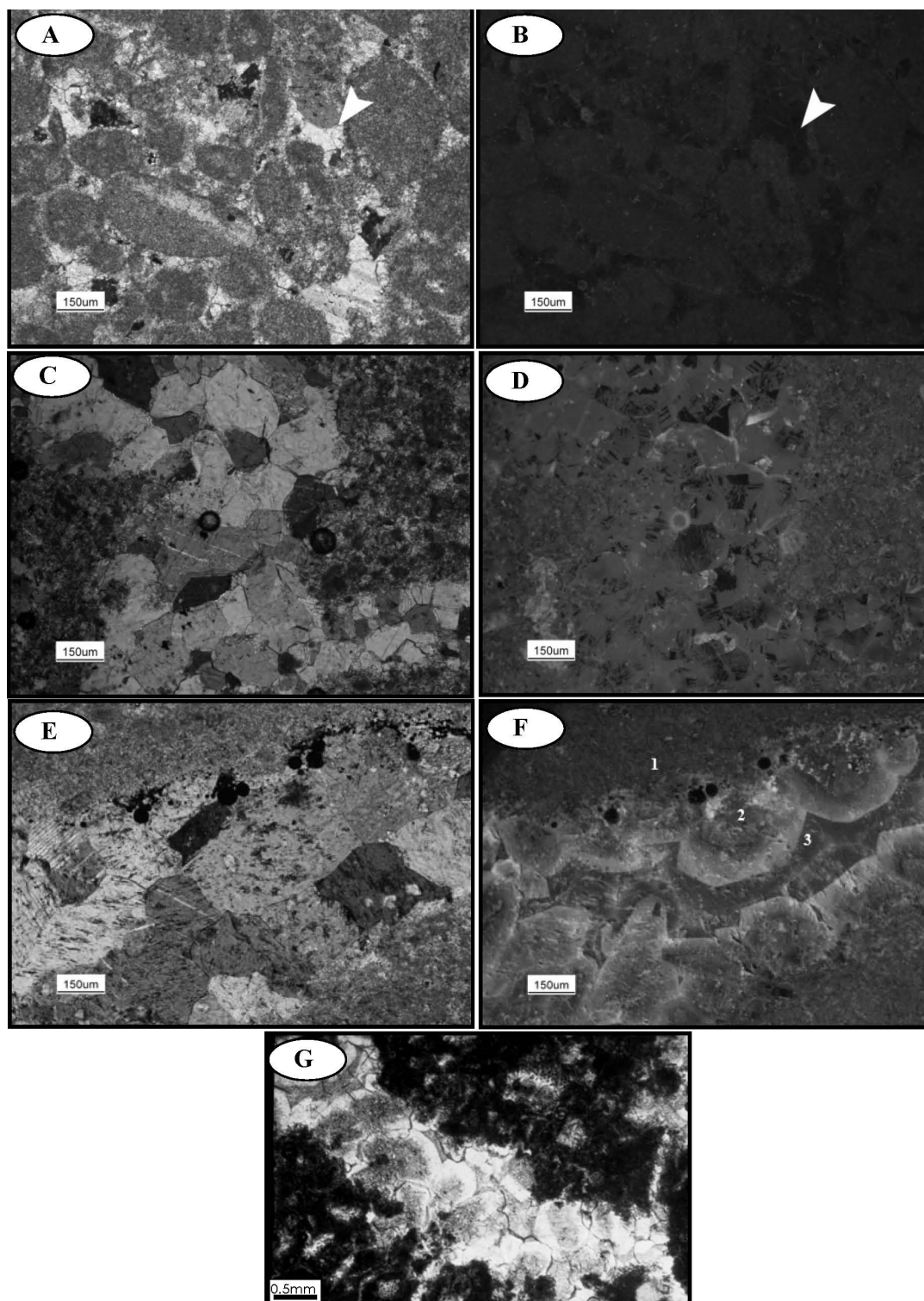
توالی پارانزنیکی فرایندهای دیانزنی مشاهده شده در مقاطع مورد مطالعه سازند داریان در جدول ۱ آمده است.

۳-۱-۳ سیمانی شدن

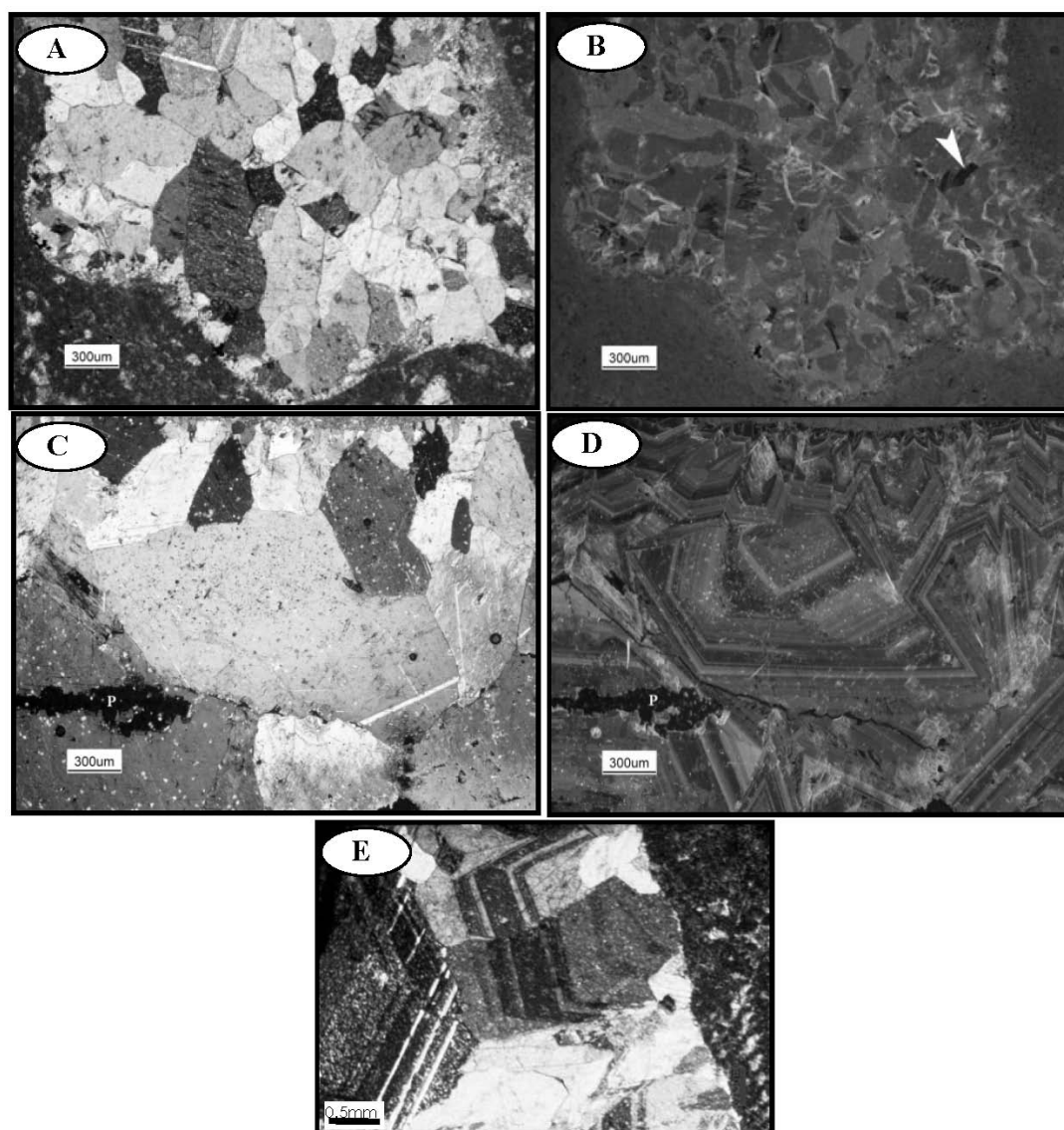
سیمانی شدن به شدت با رخساره ارتباط دارد. سیمان دریایی می تواند از سواحل تا آب های عمیق را تحت تأثیر قرار دهد که این به تخلخل و فابریک رسوب بستگی دارد (Flügel 2004).

۳-۱-۱ سیمان Circumgranular

این سیمان در رخساره گرینستون اینتراکلاست دار مربوط به محیط کانال های جزرومدی مشاهده شده است و به صورت یک حاشیه سیمانی در اطراف دانه ها مشخص می شود و شامل بلورهای هم بعدی می باشد که اولین نسل سیمان ها می باشد. این سیمان حاشیه ای



شکل ۱۰: تصاویر میکروسکوپی پلاریزان و کاتدو لومینسانس مقاطع سازند داریان در برش کوه سیاه. A: سیمان هم بعد حفره پرکن که به ویژه در رخساره های گرینستونی مشاهده می شود. (نور پلاریزه، نمونه شماره ۱). B: عکس کاتد از سیمان هم بعد نمونه قبلی (A). که لومینسانس تیره دارد و نشان دهنده منشاء تدفینی برای آن می باشد. C: سیمان هم بعد حفره پرکن، (نور پلاریزه، نمونه شماره ۱۳۵). D: عکس کاتد از سیمان هم بعد نمونه قبلی (C) که سیمان هم بعد لومینسانس تیره دارد و نشان دهنده منشاء تدفینی آن می باشد. E: یک رگه که با سیمان بلوکی پر شده است در مرز سازند داریان با کژدمی. (نور پلاریزه، نمونه شماره ۱۴۰). F: عکس کاتد از مقطع قبلی که به صورت ۱: میکریٹ بدون لومینسانس و مات (احتمالاً با منشاء دریایی)، ۲: سیمان متاوریکی با لومینسانس روشن و ۳: سیمان تدفینی با لومینسانس تیره در مرکز حفره مشخص می شود. G: سیمان بلوکی، همان مقطع قبلی (F) در نور پلاریزه که مقطع با محلول آلیزاین قرمز رنگ و فری سیانید پتاسیم رنگ آمیزی شده است



شکل ۱۱: تصاویر میکروسکوپی و کاتدو لومینسانس مقاطع مطالعه شده سازند داریان در برش کوه سیاه. A: سیمان دروزی که درون حفره‌ها و بایوکلاست‌ها را پر کرده است. نور پلاریزه، نمونه شماره ۹۰. B: سیمان دروزی درون بایوکلاست که در آن هسته بلورها تیره می باشد با باندهای زونینگ هم‌مرکز که نشان دهنده تغییر شیمی آب‌های روزنه‌ای طی دیاژنز تدفین کم‌عمق است قابل مشاهده می باشد (Calner, 2003) (Shallow burial). C: سیمان دروزی که درون رگه‌ها را پر کرده است، P نشان دهنده تخلخل سیمان می باشد (نور پلاریزه، نمونه شماره ۱۱۴). D: تصویر کاتد از مقطع قبلی، همانگونه که دیده می شود سیمان دروزی با لومینسانس روشن و زوناسیون مشخص شده است که نشانگر منشاء دیاژنتیکی متائوریکی برای آن می باشد. E: سیمان دروزی، همان مقطع قبلی (C, D)، که زوناسیون سیمان دروزی به آسانی در مقطع رنگ آمیزی شده با محلول آلزاین قرمز رنگ و فری سیانید پتاسیم قابل مشاهده است. نورپلاریزه، نمونه شماره ۱۱۴.

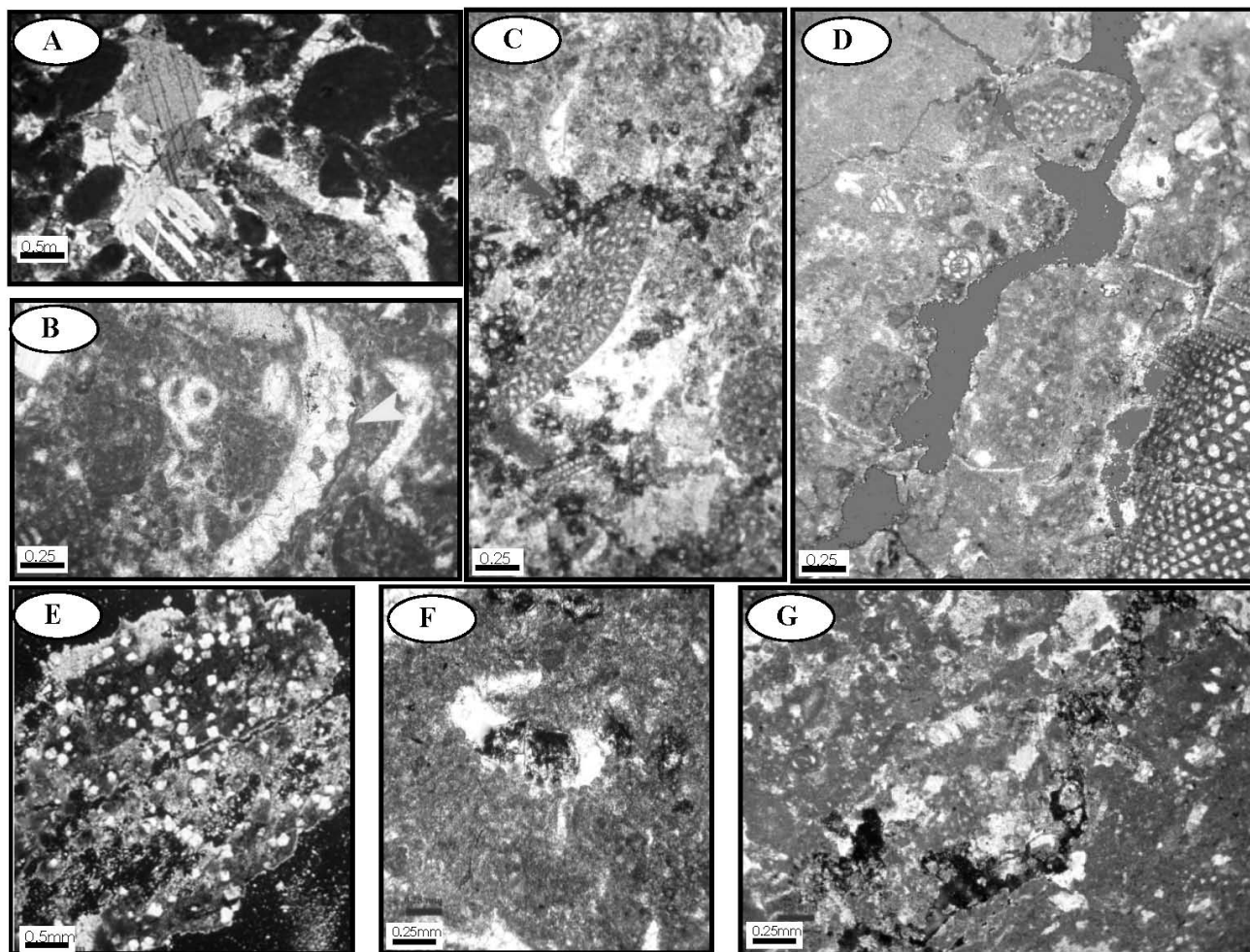
سازند داریان در مقاطع مورد مطالعه دیده می‌شود. (شکل ۱۲- A). این سیمان فقط در میکروفاسیس‌های گرینستونی و پکستونی محیط پشته‌ها و نیز گرینستون‌های بنتیک دار محیط لاگون دیده شده است.

این نوع سیمان اغلب به عنوان سیمان محیط‌های متائوریک (Longman 1980) یا تدفینی (Kaufman *et al.* 1988) محسوب می‌شود. این سیمان‌ها در میکروسکوپ کاتد، لومینسانس تیره (dark) دارند که مشخص کننده دیاژنز تدفینی می‌باشند (شکل ۹- C, D).

۳-۱-۳ سیمان کلسیتی پوئی کیلوتاپیک (Poikilotopic calcite spar)

شامل بلورهای درشت دربر گیرنده چند دانه می‌باشد. قطر آنها می‌تواند به چند میلیمتر یا بیشتر برسد. احتمالاً تشکیل آنها نتیجه میزان هسته زایی بسیار پایین و رشد آهسته می باشد و فقط از سیالات روزنه ای که از نظر CaCO_3 فوق اشباع باشند، می توانند رسوب کنند. این سیمان مشخصه محیط دیاژنز تدفینی است.

این نوع سیمان بیشتر در رخساره‌های گرینستونی و پکستونی



شکل ۱۲: برخی از فرایندهای دیاژنتیکی سازند داریان در برش‌های مورد مطالعه. A: میکرویتی شدن مقطع شماره ۱۰۰، برش کوه سیاه، نور پلاریزه، B: سیمان پوئی کیلوتا پیک، برش کوه سیاه، نمونه ۲۱، نور پلاریزه، C: دولومیتی شدن در امتداد استیلولیت‌ها، برش کوه سیاه، نمونه ۱۱۲، نور پلاریزه، D: تخلخل کانالی، برش کوه سیاه، نمونه ۱۴۰، نور پلاریزه، E: دولومیتی شدن، برش سبزپوشان، عمق ۵۹۳۵ تا ۵۹۴۰ فوتی، نور معمولی، F: انحلال در امتداد استیلولیت‌ها، برش کوه سیاه، نمونه ۶۵، نور پلاریزه، G

تغییر در میزان توزیع عناصر فرعی است (Abbasi & Adabi 2009)، (شکل ۱۱-C، D). سیمان دروزی عمدتاً به صورت پر کننده قطعات بایوکلاستی و حفره‌ها و نیز رگه‌ها مشاهده می‌شود. زوناسیون این نوع سیمان حتی در مقاطع رنگ شده نیز به وضوح مشخص است که به علت تغییر شیمی آب در حین رشد بلورهای سیمان است (Tucker & Wright 1990)، (شکل ۱۱-E).

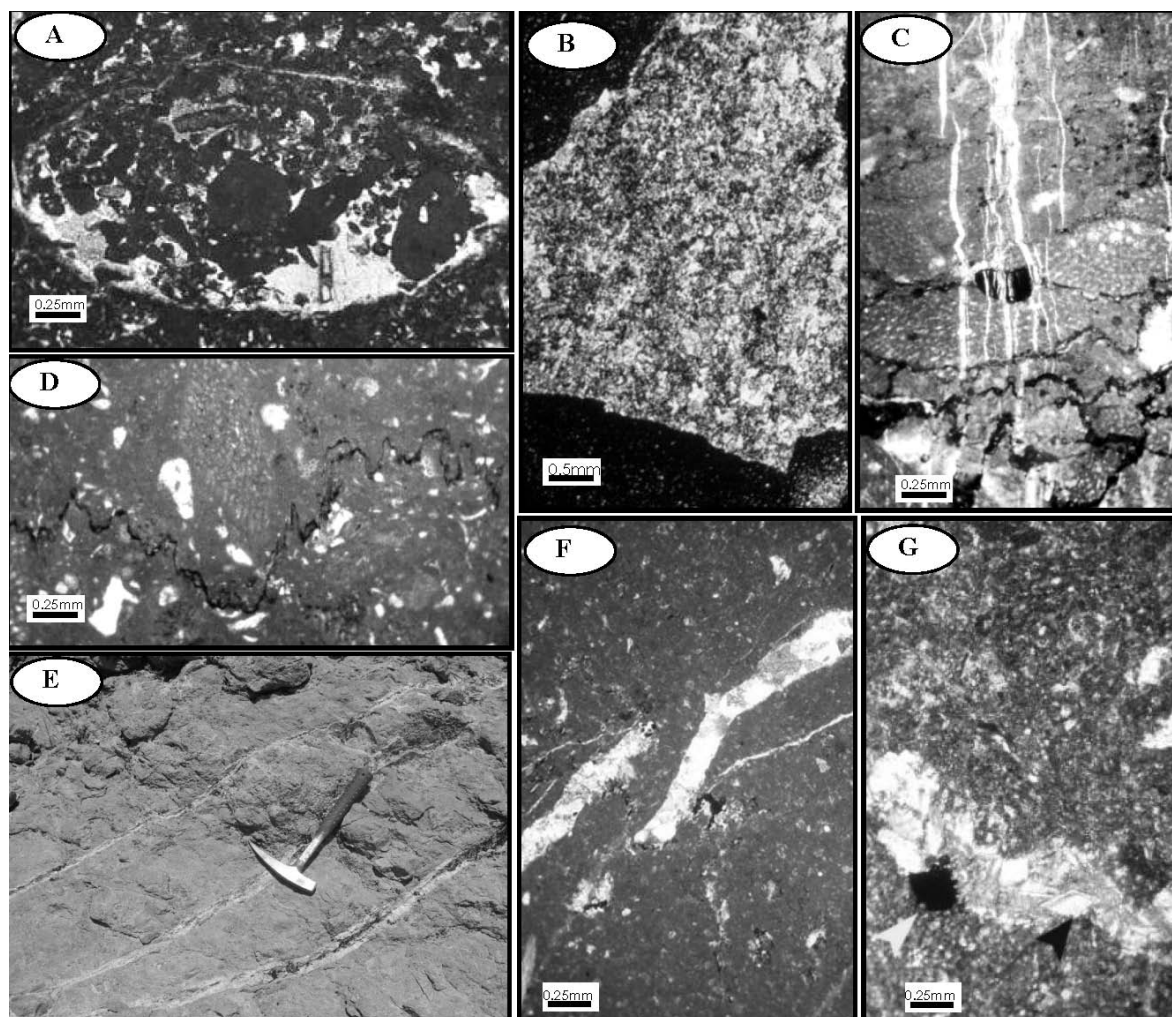
۳-۱-۵ کلسیت موزائیکی هم بعد با بلورهای مساوی (Equant- equicrystalline mosaics of calcite spar)

سیمان هم بعد بیشتر در رخساره‌های گرینستونی و پکستونی محیط پشته‌ها و نیز به صورت پر کننده برخی قطعات بایوکلاستی در میکروفاسیس‌های با بافت وکستون دیده می‌شود. بلورهای این سیمان هم بعد بوده و دارای مرزهای مسطح می‌باشند. اندازه بلورهای آن از ۱۰ تا صدها میکرون و گاهی بزرگتر است. تراکم یونی کربنات

۳-۱-۴ سیمان هم محور (Syntaxial cement)

در میکروفاسیس‌های پشته‌های ماسه‌ای و به خصوص محیط جلو سد (Seaward shoal) می‌توان این سیمان را مشاهده کرد. خرده‌های اکتینودرم تک بلوری قادرند یونهای کربنات و کلسیم را قبل از اینکه روی سایر دانه‌ها رسوب کنند، به خود جذب کرده و رشد بیشتری یابند؛ در نتیجه قسمت اعظم سیمان به صورت رشد اضافی در اطراف خرده‌های اکتینودرم تشکیل می‌شود.

در مقاطع مورد مطالعه این نوع سیمان به صورت جانشینی درون قطعات بایوکلاستی را پر کرده است. در برخی مقاطع بلورهای این سیمان دارای هسته‌های تیره می‌باشند که نشانگر دیاژنز تدفینی کم عمق است (Calner 2003)، (شکل ۱۱-A، B). این نوع سیمان به ویژه درون رگه‌ها در زیر میکروسکوپ کاند دارای لومینسانس روشن با زون بندی دیده می‌شود که نشانگر محیط دیاژنتیکی متائوریکی و نشانگر



شکل ۱۳: سیلیسی شدن به صورت پر کننده زمینه می باشد که به ویژه در افق های چرتی برش چاه سبز پوشان در قسمت میانی سازند داریان دیده می شود. برش چاه سبز پوشان، عمق ۷۰-۵۸۶۵ فوتی، نور پلاریزه، H: رگه ها که باسیمان های دیاژنز تأخیری پر شده است. بلورهای لوزی شکل سیمان با زوناسیون دیده می شوند (فلش آبی رنگ) به همراه یک کانی آهن دار که به فرم رمبوئدر می باشد (فلش زرد رنگ). برش کوه سیاه، نمونه شماره ۱۱۴، نور پلاریزه، مقطع رنگ آمیزی شده است. I: جابجا شدن رگه کلسیتی توسط استیلولیت. برش کوه سیاه نمونه شماره ۶۴، نور پلاریزه. مقطع رنگ آمیزی شده است. E: سیلیسی شدن به صورت پر کننده زمینه می باشد که به ویژه در افق های چرتی برش چاه سبز پوشان در قسمت میانی سازند داریان دیده می شود. برش چاه سبز پوشان، عمق ۷۰-۵۸۶۵ فوتی، نور پلاریزه.

این نوع سیمان می تواند شاخص محیط های دیاژنزی متاوریکی وادوز (Vadose) و فراتیک (Phreatic) و نیز محیط دیاژنز تدفینی (Burial) باشد این امکان وجود دارد که این سیمان از منشاء تبلور دوباره سیمان های نسل قبل نیز باشد (Flügel 2004). در تصاویر کاتد این سیمان به صورت دو نسل سیمان می باشد که نسل اول با لومینسانس روشن با منشاء احتمالی متاوریکی می باشد و نسل دوم که بخش درونی فضاهای خالی را پر کرده است دارای لومینسانس تیره می باشد که احتمالاً منشاء تدفینی دارد (شکل ۱۰-۱) (Abbasi & Adabi, 2009). این سیمان عمدتاً به صورت پر کننده بایوکلاست ها و رگه ها دیده می شود که حتی در نمونه های رنگ شده نیز می توان تفاوت ۲ نسل سیمان را مشاهده کرد (شکل ۱۰-G).

کلسیم در زیر سطح پایین بوده، ته نشینی آهسته صورت می گیرد و بلورهای سیمان کلسیتی نسبت به آنهایی که در نزدیکی سطح تشکیل می شوند درشت ترند. این نوع سیمان در مقاطع با ۲ نوع لومینسانس یکی لومینسانس تیره که نشانگر دیاژنز تدفینی است (شکل ۱۰-A، B) و دیگری با لومینسانس نارنجی تیره با هسته های با لومینسانس کدر ظاهر می شود که نشانه منشاء تدفینی کم عمق (Shallow burial) آن است (Calner 2003، شکل ۱۰-C، D).

۳-۱-۶ سیمان بلوکی (Blocky cement)

این سیمان به صورت بلورهای با اندازه متوسط تا درشت می باشند که هیچگونه جهت یابی ترجیحی خاصی ندارند و بلورها اغلب مرزهای مشخصی را نشان می دهند (شکل ۱۰-E).

جدول ۱: توالی پاراژنتیکی فرایندهای دیاژنتی سازند داریان در مقاطع مورد مطالعه.

<i>Diagenetic Processes</i>	<i>Early Late</i>	
آشفتگی زیستی	_____	Eogenic
میکریتی شدن	_____	
فشردگی فیزیکی	_____	Eogenic to Mesogenic
سیمان دروزی	_____	
سیمان بلوکی	_____	
سیمان هم بعد	_____	Mesogenic
دولومیتی شدن	_____	
سیلیسی شدن	_____	
فشردگی شیمیایی	_____	
تخلخل حفره ای	_____	
سیمان هم محور	_____	Mesogenic to Telogenic
سیمان پوئی کیلوتاپیک	_____	
رگه های کلسیتی آهن دار	_____	
انحلال	_____	Telogenic
رگه های کلسیتی بدون آهن	_____	
تخلخل شکستگی	_____	
تخلخل کانالی	_____	

دولومیتی شدن با زمینه نمونه متفاوت است (شکل ۱۳-۱). آشفتگی زیستی مسیر دیاژنتی را تعیین می کند و بنابراین در ارزیابی پتانسیل مخزنی مفید می باشد (Flügel, 2004).

۳-۴ دولومیتی شدن (Dolomitization)

دولومیت اولیه در برش های مورد مطالعه سازند داریان مشاهده نشده است و فرایند جانشینی دولومیتی شدن تنها به طور پراکنده در زمینه سنگ و یا درون برخی بایوکلاستها (شکل ۱۲-۱) مشاهده می شود. به نظرمی رسد با توجه به اینکه دولومیت ها تنها در امتداد استیلولیت ها گسترش دارند مهمترین عامل در دولومیتی شدن در سازند داریان در دسترس بودن سیالات دولومیت ساز که احتمالاً از شیل های بخش میانی سازند داریان منشاء گرفته اند و وجود معبرهای ناشی از استیلولیتی شدن بوده است (شکل ۱۲-۱). (C)

دولومیت های مشاهده شده در سازند داریان درشت بلور و در اندازه ۲۰۰ تا ۶۰۰ میکرون می باشد با بلورهای دارای مرز مسطح که احتمالاً در شرایط تدفینی به وجود آمده اند (Warren, 2000). در برخی از دولومیت ها حضور آهن به وضوح در مقاطع رنگ نشده به صورت رنگ قهوه ای قابل مشاهده می باشد (شکل ۱۲-۱, F, E).

۳-۵ سیلیسی شدن (Silicification)

سیلیسی شدن سنگ های کربناته شامل جانشینی کربنات با سیلیس و همچنین رسوب سیمان سیلیسی حفره پرکن می باشد (Nobel & Van Stempvoort, 1989). در مقاطع مورد مطالعه سیلیسی شدن در برش

۳-۲ میکریتی شدن (Micritization)

میکریتی شدن فرایندی بیولوژیکی است که در مراحل اولیه دیاژنتی (Philip & Gari 2005) و در یک محیط مرطوب (Adams & Mackenzie 1998) و به طور عمده در محیط دیاژنتیکی دریای کم عمق و کم انرژی (Ahmad et al., 2006) انجام می پذیرد. این نوع فرایند در محل تماس آب و رسوب اتفاق می افتد (Samankassou et al., 2005). در میکروفاسیس های بخش های کم عمق سازند داریان بویژه در میکروفاسیس های لاگونی و سدی، اغلب اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی شدیداً میکریتی شده اند (شکل ۱۲-۱). (B)

۳-۳ آشفتگی زیستی (Bioturbation)

موجوداتی که در رسوبات حرکت می کنند، از رسوبات تغذیه می کنند و یا بر روی آن استراحت می کنند، اشکال و الگوها و آثار فسیلی مشخصی از خود به جا می گذارند که تحت عنوان آشفتگی زیستی معرفی می شود (Bromley, 1996). آشفتگی زیستی و آثار حفاری شرایط زیست و محیط رسوبی را نشان می دهند و شاخص های ارزشمندی از تغییرات همزمان با رسوبگذاری و دیاژنتی می باشند. آشفتگی زیستی در مناطقی فراوان می باشد که میزان اکسیژن و مواد غذایی که مقدار کافی در حفرات رسوبات موجود باشد و همچنین نرخ رسوبگذاری پایین باشد. آنها متداولترین اشکال در پلتفرم های کربناته و کربنات های مناطق عمیق دریا هستند. معیار تشخیص آشفتگی زیستی، ظاهر لکه لکه ای می باشد که از نظر رنگ، بافت، و یا حالت

باشند و به گروه غیر مرتبط با فابریک تعلق دارند (Choquette & Pray 1970). طبق نظر لوسیا (۲۰۰۷) تخلخل حفره ای (Vuggy) به عنوان تخلخل حفره ای جدا از هم (غیر مرتبط) نامیده می شود و یکی از انواع تخلخل های مستقل از فابریک می باشد. این نوع تخلخل در مقاطع مورد مطالعه از نظر فراوانی پس از تخلخل های شکستگی و کانالی قرار دارد و در بافت های وکستونی و پکستونی مشاهده می شود. تخلخل شکستگی عمدتاً در رخساره های پکستونی مشاهده می شود و انحلال در امتداد برخی از این شکستگی ها باعث گسترش تخلخل کانالی شده است. تخلخل کانالی بر مبنای طبقه بندی لوسیا (۲۰۰۷) به گروه شکستگی های گسترش یافته در اثر انحلال (Solution-enlarged fracture) تعلق دارد و بیشتر از انواع دیگر تخلخل در مقاطع دیده می شود. این نوع تخلخل عمدتاً در اثر انحلال در امتداد استیلولیت ها و تخلخل های شکستگی به وجود آمده است.

۳-۶ تراکم (Compaction)

تحت الارضی و به صورت افق های چرتی در بخش میانی سازند داریان دیده می شود (شکل ۱۳-B).

تراکم فیزیکی (Physical compaction) وجود آرایش نزدیک (Fitted fabric) و متراکم دانه ها در محل تماس آنها به ویژه در مورد پلوئیدها و اینترکلاستها نشان دهنده این نوع فشردگی در تاریخچه دیاژنتیکی سازند داریان می باشد. تراکم شیمیایی (Chemical compaction) در سنگ آهک های سازند داریان به صورت استیلولیت ها و رگچه های انحلالی مشاهده شدند که میزان استیلولیت ها در برش سطح الارضی و مقدار رگچه های انحلالی در برش تحت الارضی بیشتر بوده است (شکل ۱۳-C, D). سیمان های موزائیکی دروزی تا خیلی بزرگ بلور و سیمان پوئی کیلو تا پیک پس از انحلال شیمیایی و استیلولیتی شدن به وجود می آیند (Choquette & James 1990).

۳-۷ رگه های کلسیتی

این رگه ها در اشکال و اندازه ها و فابریک های مختلف به صورت پرکننده حفرات، درزه ها و شکاف ها در تشکیلات داریان وجود دارند. رنگ آمیزی رگه ها نشانگر آنست که این رگه ها به سمت قسمت های بالای سازند از سیمان های کلسیت آهن دار پر شده اند و بیانگر این است که از اعماق بیشتری منشأ گرفته اند (شکل ۱۳-F, G). سیمان های کلسیت آهن دار اغلب منشأ دیاژنز تأخیری دارند و نشان دهنده شرایط احیایی تدفین عمیق می باشند (۷ تا ۸ pH) به دلیل آنکه موقعیت های کم عمق توالی کربناته شرایط اکسیدان دارد (Flügel, 2004). این رگه ها در رخنمون برش کوه سیاه به وضوح قابل مشاهده هستند (شکل ۱۳-E).

۳-۸ انحلال (Dissolution)

در مقاطع مورد مطالعه انحلال به صورت ایجاد تخلخل های کانالی و انحلالی به ویژه در امتداد استیلولیت ها عمل کرده است (شکل ۱۲-G). فرایند انحلال در شرایطی که سیالات منفذی در تماس با رسوبات نسبت به کربنات کلسیم تحت اشباع باشند، رخ می دهد. انحلال می تواند در محیط های دیاژنزی نزدیک سطح و محیط های متاوریکی و زون مخلوط (Longman 1980) و محیط دیاژنز تدفینی صورت گیرد (Moore 1989). انحلال همچنین در سنگ های کربناته در هنگام بالا آمدگی نیز صورت می گیرد (Tucker & Wright 1990).

۳-۹ تخلخل (Porosity)

تخلخل اولیه در مقاطع مورد مطالعه سازند داریان عمدتاً به صورت بین دانه ای در رخساره های پکستون و گرینستون همچنین تخلخل های درون دانه ای و تخلخل های رشدی (بافت ها لیتوکودیم باندستون) می باشند که با سیمان پر شده اند. تخلخل های مشاهده شده به طور عمده ثانویه از انواع شکستگی، کانالی (شکل ۱۲-D) و حفره ای می

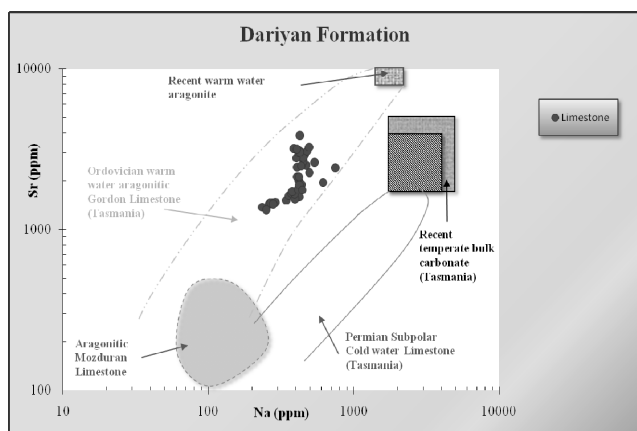
سازند داریان
از مهم ترین کاربردهای مطالعات ژئوشیمی بر روی سنگ های کربناته، تعیین ترکیب کانی شناسی اولیه، تعیین محیط رسوبی، تعیین دمای قدیمه، میزان دگرسانی، تفکیک محیط های مختلف دیاژنزی و تعیین روندهای دیاژنزی می باشد (Rao 1991; Adabi & Rao 1996; Adabi & Asadi-Mehmandosti 2008).

برای مطالعات کربناته ها از ایزوتوپ های اکسیژن و کربن که در طبیعت فراوان تر هستند یعنی ایزوتوپ های اکسیژن ۱۸ ($\delta^{18}O$) و کربن ۱۳ ($\delta^{13}C$) معمولاً استفاده می شود. پیش نیاز اساسی برای موفقیت در کاربرد ایزوتوپ های پایدار به منظور آنالیز رخساره ای سنگ آهک ها، ترکیب داده های ژئوشیمیایی با مشاهدات صحرایی، عوارض پالئونتولوژیکی و معیارهای رخساره ای می باشد (Samteleben et al., 2000; Munnecke et al., 2003). مقادیر حداکثر و حداقل و میانگین داده های ایزوتوبی و عنصری نمونه های آهکی سازند داریان در جدول ۲ و ۳ آمده است

۴-۱ استرانسیوم

میانگین Sr در سنگ آهک های سازند داریان ۲۲۵۰ پی پی ام است (شکل ۱۲). میزان Sr در نمونه های کل کربناته (bulk) مناطق حاره ای عهد حاضر بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی پی ام در تغییر است (Milliman 1974). میزان Sr با افزایش میزان آراگونیت افزایش و با افزایش میزان کلسیت کاهش می یابد (Rao & Adabi 1992). اگر چه مقدار Sr و Na در سنگ آهک های دیرینه در طی دیاژنز متاوریک و یا تدفینی کاهش چشمگیری می یابد (Veizer 1983; Brand & Morrison 1987; Marshall 1992; Winefield et al. 1996)، با این وجود، هنوز هم نسبت های Sr/Na در سنگ آهک های دیرینه می تواند باعث تفکیک

در میزان Mn دیاژنتیکی در جایی امکان پذیر است که سیستم نسبتاً باز باشد آبهای روزنه‌ای با خاصیت احیایی یک منبع دسترسی Mn در رسوبات می باشند (Brand & Viezer 1980).



شکل ۱۴: تغییرات مقادیر Na در مقابل Sr نشان دهنده مینرالوژی آراگونیتی سازند داریان در مقاطع مورد مطالعه می باشد. تمام نمونه ها در محدوده های آهک های آراگونیتی گوردون تاسمانیا (Adabi and Rao, 1991) قرار گرفتند.

۴-۴ آهن

مقادیر آهن در سنگ آهک های سازند داریان بین ۳۳ تا ۲۸۳۵ پی پی ام (میانگین ۴۳۶ پی پی ام) در تغییر است. مقادیر Mn و Fe نسبت به شرایط اکسیداسیون و احیاء (Eh) حساس هستند. در آب های اکسیداسیونی، عناصر Fe و Mn به سرعت به حالت آهن سه ظرفیتی (oxyhydroxide) و ferric و منگنز ۴ ظرفیتی ته نشین می شوند و لذا آب حاوی مقادیر ناچیزی از این عناصر به صورت محلول است (آدابی، ۱۳۸۳). در شرایط احیایی (Anaerobic water)، عناصر Mn و Fe می توانند به مقدار قابل توجهی در شبکه کلسیت وارد شوند (Mucci 1988).

در سنگ آهک های مورد مطالعه به دلیل افزایش تأثیر دیاژنز تدفینی در یک محیط احیایی مقدار آهن همزمان با افزایش منگنز افزایش می یابد و این ارتباط مثبت و میزان شیب رگرسیون نشانگر پیوستگی ارتباط آهن و منگنز و هم منشاء بودن آنها می باشد (شکل ۱۵).

۴-۵ نسبت Sr/Na

این نسبت در مقابل Mn به عنوان ملاکی برای تشخیص کربنات های حاره ای دیرینه وعهد حاضر از معادل های غیر حاره ای آنها به کار می رود (Rao 1991; Adabi & Rao 1991; Adabi & Asadi-Mehmandosti 2008). در سنگ آهک های آراگونیتی حاره ای عهد حاضر مقدار Mn پایین ونسبت Sr/Na بالا بوده (حدود ۳ تا ۵)، در حالی که در سنگ های آهکی مناطق معتدله مقدار Mn بالا بوده و نسبت Sr/Na پایین (حدود ۱) می باشد. تمام نمونه های آهکی داریان

سنگ آهک های با مینرالوژی اولیه آراگونیتی از معادل های کلسیتی باشد (Rao 1991; Adabi & Rao 1991) با توجه به شکل ۱۴ نمونه های آهکی سازند داریان دارای ترکیب مینرالوژی اولیه آراگونیتی می باشد.

جدول ۲: داده های عنصری نمونه های سازند داریان.

Column1	%Mg	%Ca	Na (ppm)	Sr (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)
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 ۳: داده های ایزوتوپی نمونه های سازند داریان.

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

۴-۲ سدیم

مقدار Na در آهک های سازند داریان بین ۲۳۴ تا ۷۴۷ پی پی ام (میانگین حدود ۴۱۳ پی پی ام) در تغییر است. ترسیم مقادیر Sr مقابل Na برای تفکیک رخساره های حاره ای از غیر حاره ای بسیار مفید است (شکل ۱۴) (Adabi & Asadi-Mehmandosti 2008; Winefield *et al.* 1996). تمرکز پایین سدیم نسبت به سنگ آهک های آراگونیتی غیر بیوتیک عهد حاضر (بین ۱۵۰۰ تا ۲۷۰۰ پی پی ام) نشانگر این است که کربنات های سازند داریان در طول موقعیت های تدفین دریایی دوباره متبلور شده اند و نتیجه آن از دست دادن سدیم از کربنات ها می باشد (Adabi & Asadi-Mehmandosti 2008). اگر چه مقدار Sr و Na در سنگ آهک های دیرینه در طی دیاژنز متاتوریک و یا تدفینی کاهش چشمگیری می یابد (Veizer 1983; Brand & Morrison 1987; Marshall 1992; Winefield *et al.* 1996)، با این وجود، هنوز هم نسبت های Sr/Na (ترسیم نمودار در مقابل Mn و مقایسه با نمونه های عهد حاضر و دیرینه) در سنگ آهک های دیرینه می تواند باعث تفکیک سنگ آهک های با مینرالوژی اولیه آراگونیتی از معادل های کلسیتی باشد (Rao 1991; Adabi & Rao 1991). در مورد تدفینی و یا متاتوریک بودن دیاژنز داده های ژئوشیمیایی-ایزوتوپی به همراه مشاهدات پتروگرافی در نظر گرفته شده است.

۴-۳ منگنز

مقدار Mn در سنگ های آهکی مربوط به سازند داریان در منطقه مورد مطالعه بین ۲۲ تا ۴۴۰ پی پی ام (میانگین ۹۳ پی پی ام) در تغییر است. کربنات های آراگونیتی واقع در دریا های گرم و کم عمق دارای Mn پایینی (کمتر از ۲۰ پی پی ام) هستند (Rao & Adabi 1992). افزایش

سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ استفاده می‌گردد (Adabi 1996). برای محاسبه دمای آبی که کلسیت در آن نهشته شده است از معادله اندرسون و آرتور (۱۹۸۳) استفاده می‌شود.

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

در این رابطه، T: بر حسب سانتی‌گراد

δ_c : مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ محاسبه شده در کلسیت بر حسب PDB توسط دستگاه اسپکترومتر جرمی

δ_w : مقدار ایزوتوپ اکسیژن آب دریا در زمان تشکیل کلسیت بر حسب SMOW

مقدار δ_w برای دوره‌های مختلف زمین‌شناسی متفاوت می‌باشد و برای کرتاسه ۱ % SMOW- در نظر گرفته می‌شود (Shackelton & Kennett 1975; Barron 1983; Lecuyer & Allemand 1999; Veizer et al. 1999; Gröcke et al. 2003؛ آدابی ۱۳۸۳؛ رحیم پور بناب ۱۳۸۴). 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 (PDB 5/28-77/3%) درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است.

۴-۷- تفکیک محیط‌های دیاژنتیکی دریایی، متاوریکی، و تدفینی بر اساس مطالعات عنصری و ایزوتوپی

اصولاً تغییرات شیمیایی در کربنات‌ها را به ترکیب آب و هوایی مربوط می‌دانند که در محدوده محیط‌های دریایی، متاوریکی و یا تدفینی قرار دارند و هر یک دارای ویژگی‌های شیمیایی خاصی هستند برای تشخیص محیط‌های دیاژنتیکی نهشته‌های کربناته می‌توان از نمودارهای عنصر در مقابل عنصر و نیز ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن استفاده نمود (آدابی ۱۳۸۳).

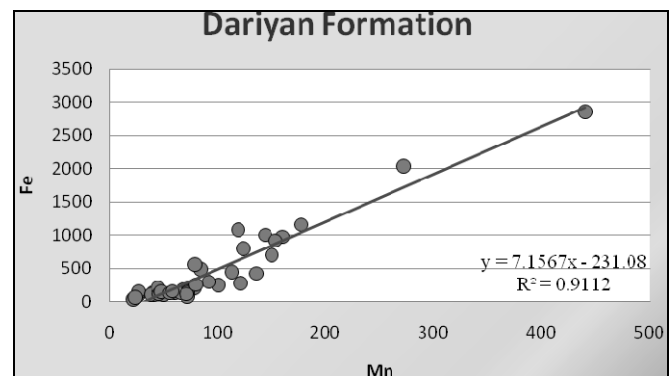
۴-۷-۱- نسبت Sr/Ca

بر اساس نسبت استرانسیم به کلسیم در برابر منگنز می‌توان محیط دیاژنز را در سیستم‌های باز و بسته تعیین نمود. با توجه به قرار گرفتن نمونه‌های آهکی سازند داریان در شکل ۱۵، به نظر می‌رسد آهک‌های این سازند عمدتاً تحت تأثیر دیاژنز غیر دریایی (non-marine) در یک محیط نیمه بسته تا نیمه باز قرار گرفته باشند.

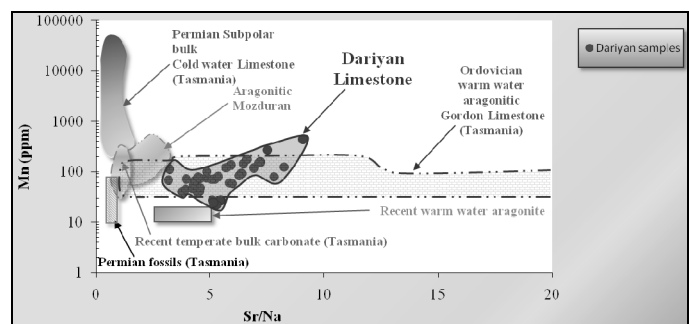
۴-۷-۲- ایزوتوپ اکسیژن در مقابل منگنز:

با ترسیم مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در مقابل منگنز می‌توان نوع سیستم های دیاژنری را تعیین کرد (Brand & Veizer 1980). روندهای دیاژنتیکی برای ترکیبات کلسیت کم منیزیم (LMC)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC)، آراگونیت (A)، در شکل ۱۸ نشان داده شده است. با مقایسه نمونه‌های آهکی سازند داریان با متشکله‌های عهد حاضر (R) و محدوده‌های برلینگتون (Burlington) می‌سی‌سی‌پی در ایالت آمریکا

(با نسبت Sr/Na بین ۳/۷۸ تا ۹/۰۶)، در محدوده آراگونیتی کربنات‌های حاره‌ای امروزی و محدوده آهک‌های آراگونیتی دیرینه (گوردون تاسمانیا) قرار دارد (شکل ۱۶).



شکل ۱۵: ترسیم مقادیر آهن در مقابل منگنز نشانگر پیوستگی ارتباط دو عنصر می‌باشد (عدد رگرسیون به ۱ نزدیک است)، که دلیل آن هم منشاء بودن این دو عنصر طی شرایط احيایی دیاژنز تدفینی است.

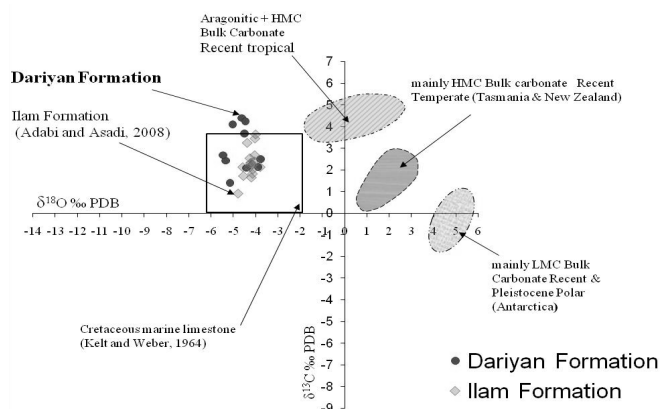


شکل ۱۶: تغییرات نسبت استرانسیم به سدیم (Sr/Na) در برابر منگنز در نمونه‌های آهکی سازند داریان. در این شکل نمونه‌های آهکی سازند داریان با محدوده آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر (A; Milliman 1974)، نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر (Rao & Adabi 1992; Rao & Amini 1995) و سنگ آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای اردوئین گوردون تاسمانیا (Rao, 1991)، سنگ آهک‌های آراگونیتی مزدوران (Adabi & Rao, 1991)، فسیل‌ها و سنگ‌های آهکی نیمه قطبی (subpolar) پرمین تاسمانیا (Rao, 1991) مقایسه شده است. نمونه‌های آهکی سازند داریان در محدوده سنگ آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا و محدوده آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر قرار گرفته است.

۴-۶- تعیین دمای قدیمه (Palaeotemperature)

تعیین دمای قدیمه در زمان ته‌نشست کربنات‌ها از کاربردهای مهم ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ ($\delta^{18}O$) می‌باشد (Morse and Mackenzie 1990). علت استفاده از ایزوتوپ اکسیژن در تعیین دمای قدیمه وابستگی آنها به دمای محیط می‌باشد، به طوری که با تغییر دمای محیط مقدار ایزوتوپ پایدار اکسیژن در کربنات‌ها تغییر خواهد کرد. به منظور تعیین دما از نمونه‌های با کمترین میزان دگرسانی و یا

ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و تغییرات ناچیز در مقادیر کربن ۱۳ در نمونه های کربناته می تواند حاکی از تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی تدفینی بر روی نمونه ها باشد (Al-Asam & Veizer 1986; Choquette & James 1987; Nelson & Smith 1996). علت تغییرات ناچیز در مقادیر ایزوتوپ کربن در مدل ایزوتوپی تدفینی به این دلیل است که معمولاً تأثیر فرایندهای ایزوتوپی بر روی ایزوتوپ کربن برعکس ایزوتوپ اکسیژن بسیار کم بوده و در نتیجه کربن از سنگ مادر یا مینرال اولیه به مینرال ثانویه یا بعدی با تغییر ناچیزی انتقال می یابد، مشروط بر اینکه کربن ارگانیک زیاد نباشد و نسبت تبادل آب به سنگ نیز کم باشد (آدابی، ۱۳۸۳). با ترسیم مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در مقابل ایزوتوپ کربن ۱۳ و مقایسه با نمونه هایی که پیش از این ترسیم شده بودند ملاحظه می شود که بیشتر نمونه ها در نزدیکی یا درون محدوده ایزوتوپی سنگ آهک های دریایی کرتاسه که توسط کلت و وبر (Kelth & Weber 1964) و آهک های سازند ایلام به سن کرتاسه (Adabi & Asadi 2008) مورد مطالعه قرار گرفته است، واقع می شوند و نشان دهنده تشابه از نظر سنی و پایین بودن تبادل آب به سنگ می باشد. به علاوه روند تغییرات نشان دهنده غالب بودن روند دیاژنتیکی تدفینی است (شکل ۱۹).

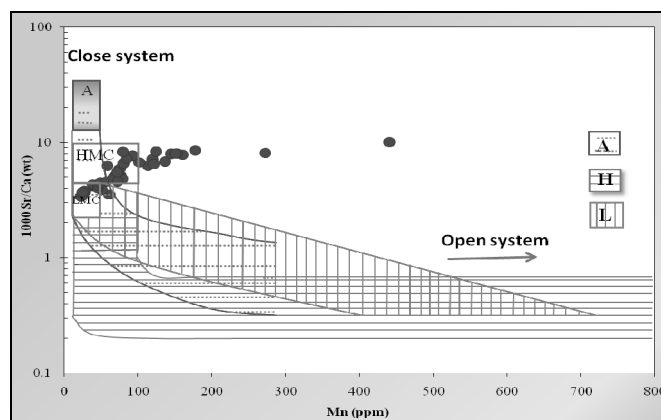


شکل ۱۹: تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر کربن در نمونه های آهکی سازند داریان. در این شکل محدوده های ایزوتوپی نمونه های کل کربناته عهد حاضر مناطق معتدله تاسمانیا و زلاندنو (Rao & Nelson 1992)، مناطق حاره ای (Milliman & Muller 1977)، نواحی قطبی (Adabi 1996)، سنگ آهک های دریایی کرتاسه (Kelth & Weber 1964)، و مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ سنگ آهک های سازند ایلام به سن کرتاسه (Adabi & Asadi 2008) به منظور مقایسه ترسیم شده است. در این نمودار نمونه های سازند داریان به دلیل مشابهت از نظر سنی در محدوده کربنات های کرتاسه قرار گرفته اند.

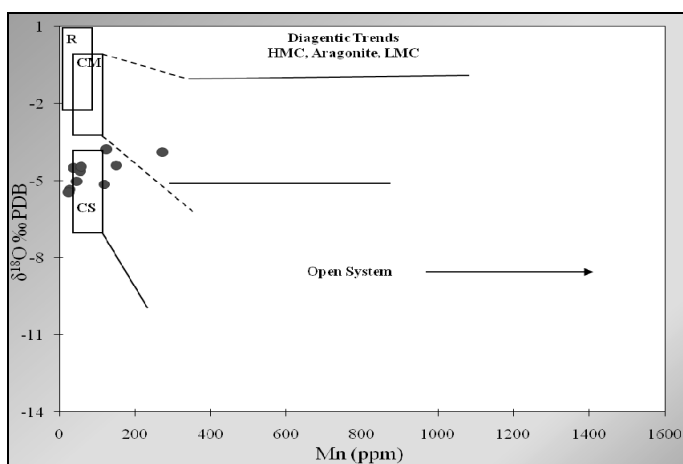
۴-۷-۴ تفکیک محیط های دیاژنتیکی بر اساس ترسیم تغییرات عنصری در مقابل یکدیگر

واینفیلد و همکاران (Winefield et al. 1996) از تلفیق داده های

(CM) و آهک های ریدبی (Readbay) سیلورین در کانادا (CS) مشخص می شود که نمونه های آهکی سازند داریان در محدوده سیستم های نیمه بسته تا نیمه باز قرار می گیرند.



شکل ۱۷: تغییرات نسبت استرانسیم به کلسیم در برابر منگنز در نمونه های آهکی سازند داریان. با توجه به محدوده های تعیین شده توسط برند و وایزر (Brand & Veizer, 1980) برای روند دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC)، اغلب نمونه های آهکی سازند داریان در محدوده سیستم نیمه بسته تا نیمه باز قرار گرفته اند نمونه هایی که عمدتاً خارج افتاده اند مربوط به مرز سازند داریان و کژدومی می باشد.



شکل ۱۸: تغییرات منگنز در برابر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸، روندهای دیاژنتیکی برای ترکیبات کلسیت کم منیزیم (LMC)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC)، آراگونیت (A)، متشکله های عهد حاضر (R)، محدوده آهکی برلینگتون (Burlington) می سی سی پی (CM) و محدوده آهک های ریدبی (Readbay) سیلورین (CS) در کانادا نشان داده شده است (Brand & Veizer 1980). در اینجا نیز مانند شکل ۱۳ سیستم دیاژنتیکی که برای سازند داریان مشخص شده است نیمه بسته تا نیمه باز می باشد.

ایزوتوپ اکسیژن در مقابل ایزوتوپ کربن

بسیاری از محققین بر این عقیده اند که تغییرات نسبتاً وسیع در مقادیر

برش کوه سیاه بهتر ثبت شده است. فراوانی رخساره های پلوئیدی، فراوانی میکریته آهکی، نبود ساختارهای ریفی و چارچوب ساز و عدم وجود ساختارهای ریزشی، مخلوط شدگی بایوکلاست های پلاژیک و بنتیک و تغییرات تدریجی فاسیس ها یک محیط رمپ کربناته با شیب یکنواخت را برای سازند داریان در برش های مورد مطالعه پیشنهاد می کند.

فرایندهای دیاژنزی که مقاطع مورد مطالعه را تحت تأثیر قرار داده است، شامل سیمانی شدن، میکریته شدن، تراکم فیزیکی و شیمیایی، انحلال و نئومورفیسم می باشد. مطالعات پتروگرافی که با میکروسکوپ معمولی و کاتدولومینسانس صورت گرفت نقش فرایندهای دیاژنزی تدفینی از جمله سیمان های تدفینی را بارزتر نشان می دهد. تخلخل ها عمدتاً ثانویه و غیر مرتبط با فابریک و از انواع کانالی، شکستگی و حفره ای می باشد. نتایج داده های عنصری از جمله بالا بودن استرانسیم (میانگین بیش از ۲۲۵۰ پی پی ام) و داده های ایزوتوپی بیانگر این است که مینرالوژی اولیه کربنات های سازند داریان آراگونیتی می باشد.

بررسی های عنصری (روند افزایشی عناصر در مقابل یکدیگر) و بررسی های ایزوتوپ اکسیژن و کربن (کاهش مشخص ایزوتوپ اکسیژن در برابر تغییرات ناچیز ایزوتوپ کربن) بیانگر این است که دیاژنزی این سازند در برش کوه سیاه در یک سیستم نیمه بسته تا نیمه باز با تأثیر غالب دیاژنزی تدفینی بوده است. دمای آب در زمان ته نشین سازند داریان یا به عبارتی دمای اولیه دیاژنتیکی (هنگامی که رسوبات در نزدیک سطح بوده اند) با استفاده از سنگین ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ (5/28) (-77/3 PDB) درجه سانتی گراد محاسبه شده است.

تشکر و قدردانی

در اینجا لازم است از همکاری شرکت ملی نفت مناطق نفت خیز جنوب به ویژه آقای دکتر هرمز قلاوند به سبب در اختیار گذاشتن مقاطع نازک تشکر نماییم. از پژوهشگاه صنعت نفت به ویژه آقای مهندس مهران مرادپور به خاطر همکاری در گرفتن تصاویر کاتدولومینسانس سپاسگذاری می گردد. از دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، به ویژه مسئول آزمایشگاه ژئوشیمی سرکار خانم پوراندخت شجاعی به سبب انجام آنالیز عنصری قدردانی می شود. همچنین از مرکز آزمایشگاهی علوم دانشگاه تاسمانیا در استرالیا به خاطر انجام آنالیز های ایزوتوپی تشکر می شود.

عنصری منتشر شده در مجلات مختلف توانسته اند از روی شیب رگرسیون خطی (Slope of linear regression) روندهای مثبت و منفی عناصر در مقابل عناصر (Element- element trends) را تعیین نموده و بر این اساس محیط های دیاژنتیکی دریایی، متاوریکی و تدفینی را از یکدیگر تفکیک نمایند.

روند های رسم شده عناصر در مقابل یکدیگر برای محیط دیاژنتیکی آهکی سازند داریان، نشان دهنده این است که فرایند غالب دیاژنتیکی از نوع تدفینی می باشد. در نمونه های مربوط به سازند داریان ۶ علامت ماتریکس عنصری با علائم ماتریکس عنصری مربوط به دیاژنزی تدفینی کاملاً مشابه است (شکل ۲۰). شواهد پتروگرافی و فراوانی انواع سیمان های تدفینی و همینطور وجود استیلولیت ها نیز تأیید کننده غالب بودن فرایندهای دیاژنتیکی محیط تدفینی برای سازند داریان در مقاطع مورد مطالعه می باشد.

دیاژنزی دریایی						دیاژنزی متاوریک						دیاژنزی تدفینی					
Mg	Na	Fe	Sr	Mn		Mg	Na	Fe	Sr	Mn		Mg	Na	Fe	Sr	Mn	
		+		+	Mg			-		-	Mg						Mg
		+	+	+	Na			-	+	-	Na			+	+	+	Na
			+	-	Fe					+/-	Fe				+	+	Fe
				+	Sr					-	Sr					+	Sr
					Mn						Mn						Mn

شکل ۲۰: خلاصه ای از ماتریکس عنصری برای روند های ایده آل دیاژنزی دریایی، متاوریکی و تدفینی. علائم و نشانه های مثبت و منفی براساس جهت شیب رگرسیون خطی که از محل ماکزیم تراکم داده های ترسیم شده عبور می کند تعیین شده است (Winedfield et al. 1996). هر محیط دیاژنتیکی دارای تعدادی روند عنصری مثبت یا منفی است که می توان از آنها به صورت انفرادی (عنصر در مقابل عنصر) و یا کلی (overall) برای تشخیص محیط های مختلف دیاژنتیکی استفاده نمود

۵- نتیجه گیری:

مرز زیرین سازند داریان در برش کوه سیاه با شیل و مارن های سازند گدوان پوشیده می باشد و مرز بالایی آن با سازند کژدمی به صورت هم شیب و وجود لایه آهن دار مشخص می شود. مرز زیرین و بالایی سازند داریان در مقطع چاه شماره ۱ سبزپوشان به ترتیب با سازند های گدوان و کژدمی به صورت هم شیب و تدریجی می باشد. ضخامت سازند داریان در برش کوه سیاه ۲۶۰ متر و در برش چاه شماره ۱ سبزپوشان ۲۵۵/۵ متر می باشد.

در برش های مورد مطالعه با استفاده از آنالیزهای میکروفاسیس، ۱۲ میکروفاسیس کربناته و یک رخساره شیل آواری مربوط به محیط های بین جزرومدی، لاگون، پشته های ماسه ای، بخش کم عمق دریای باز و بخش عمیق دریای باز مشخص گردید. تغییرات میکروفاسیس ها در

منابع:

- آدابی، م. ح.، ۱۳۸۳: ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، ۴۴۸ صفحه
- پروانه نژاد شیرازی، م.، ۱۳۸۰: میکرواستراتیگرافی زمین های کرتاسه در زاگرس (فارس داخلی) در محور شیراز- ده بید با نظر خاص بر آلگ ها، پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۳۶۰ صفحه.
- رحیم پور بناب، ح.، ۱۳۸۴: سنگ شناسی کربناته، انتشارات دانشگاه تهران،
- قلانود، ه.، ۱۳۷۵: لیتواستراتیگرافی و بیواستراتیگرافی سازندهای داریان و کژدمی در جنوب غرب ایران (نواحی فارس و فروافتادگی دزفول)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- مطیعی، ه. ۱۳۸۲: زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتا شناسی، ۱۳۸۷، اطلس راههای ایران، چاپ اول، ۳۰۶ صفحه.

منابع:

- 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. *AIP Conf. Proc.* **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, *Jour. Earth Sci.* **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. *Sed. Geol.* **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 Geol. Conv. Australia, (abst), p. 6.
- Adams, A. E., Mackenzie, W. S., and Guilford, C. 1984: Atlas of Sedimentary rocks under the microscope; Longman, Harlow; 104p.
- Ahmad A.H.M., Bhat G.M., Haris Azim Khan M. 2006: A depositional environments and diagenesis of the koldhar and keera dome carbonates (Late Bathonian- Early Callovian) of Western India: *Jour. Asian Earth Sci.* **27**: 765-778.
- Al-Aasm I.S., Veizer J. 1986: P Diagenetic stabilization of aragonite and low-Mg calcite, I. Trace element in rudists. *Jour. Sed. Petrology* **56**: 138-152.
- Amodio S. 2006: Foraminifera diversity changes and paleoenvironmental analysis: the Lower Cretaceous shallow-water carbonates of SanLorenzello, 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 indications: 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. 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, *Journ. Sed. Petrology*. **51**: 987-997.
- Bromley, R.G. 1996: Trace fossils: Biology, Taphonomy and applications, Second edition, Capman & Hall, London. 361p.
- Burchette T.P., Wright V.P. 1992: Carbonate ramp depositional systems. *Sed. Geol.* **79**: 3-35.
- Calner M. 2003: A lowstand epikarstic intertidal flat from the middle Silurian of Gotland, Sweden, *Sed. Geol.* **148**: 389-403.
- Carozzi A. V. 1989: Carbonate Rock Depositional Models. A microfacies approach; Prentice Hall, 640p.
- Choquette P. W., James N.P. 1987: Diagenesis in Limestones-3. The Deep Burial Environment: *Geosci. Canada*. **14**: 3-35.
- Choquette P.W., Pray L. C. 1970: Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.* **54**: 207-250.
- Choquette, P. W. and James, N. P. 1990: Limestones-The burial diagenetic environment, in McIlreath, I., and Morrow, D., eds., Diagenesis. *Geoscience Canada reprint series* **4**: 75-111.
- 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: *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.* **1**: 108-121.
- Flügel E. 2004: Microfacies Analysis of Limestone. Springer Verlag, Berlin. 976p.
- Gröcke D.R., Price G.D., Rufell A.H., Mutterlose J., Baraboshkin E. 2003: Isotopic evidence for Late Jurassic-Early Cretaceous climate change, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **202**: 97-118.
- Halley R.B., Harris P.M., Hines A.C. 1983: Bank margin environment. - In: Scholle, P.A., Bebout, D.G., and Moore, C.H. (eds.): Carbonate depositional environments. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.* **33**: 463-506

- Hamon Y., Merzeraud G. 2007: C and O isotope stratigraphy in shallow-marine carbonate: a tool for sequence stratigraphy (example from the Lodève region, peritethian domain). *Swiss Jour. Geosci.* **100**: 71-84.
- Hottinger L. 1982: Larger Foraminifera, giant cells with a historical background *Naturwissenschaften*. **69**: 361-371
- Hottinger L. 1996: Sel nutritifs et biosédimentation. *Soc. Geol. Fr. Mem.* **169**: 99-107.
- Hottinger, L. 1997: Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations: *Bull. Soc. Geol. Fr.* **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). *Jour. Sed. Res.* **69**: 434-466.
- James G.A., Wynd, J.G. 1965: Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area, *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.* **49**: 2182-2245.
- Kaufman J., Cander H. S., Daniels L. D., Meyers W.J. 1988: Calcite cement Stratigraphy and Cementation History of the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian); Illinois and Missouri; *Jour. Sed. Petrology.* **58**: 3112-3126.
- Kelth L.M., Weber J.N. 1964: Carbon and oxygen isotopic composition of limestones and fossils, *Geochim. Cosmochim. 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.* **45**: 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, *Geochim. Cosmochim. Acta.* **63**: 351-361.
- Longman M.W. 1980: Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments, *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.* **64**: 461-487.
- 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. 1974: Marine Carbonates Recent Sedimentary Carbonates, Part 1. Springer-Verlag, Berlin. 375 p.
- Milliman J.D. and 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 CO₂ in the oceans. New York (Plenum), p. 655-672.
- 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 CO₂ in the oceans. New York (Plenum), p. 655-672.
- Moore C.H. 1989: Carbonate Diagenesis and Prosity: New Yor. Elsevier. 338p.
- Morse, J.W., and Mackenzie, F.T. 1990: Geochemistry of Sedimentary Carbonates, *Development in Sedimentology.* **48**: 707 p.
- Mucci A. 1988: Manganese uptake during calcite precipitation from seawater: conditions leading to the formation of a pseudokutnahorite: *Geochim. Casmochim. Acta,* **52**: 1859-1868.
- Munnecke A., Samtleben C., Bickert T. 2003: The Ireviken Event in the lower Silurian of Gotland, Sweden - relation to similar Palaeozoic and Proterozoic events. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **195**: 99-124.
- Munnecke A., Samtleben, C., Bickert, T. 2003: The Ireviken event in the lower Silurian of Gotland, Sweden – relations to similar Palaeozoic and Proterozoic events. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **195**: 99-124
- Nelson C.S., Smith A.M. 1996: Stable oxygen and carbon isotope compositional fields for skeletal and diagenetic components in New Zealand *Jour. Geology, Geophysics.* **39**: 93-107.
- Noble J.P.A., Van Stempvoort D.R. 1989: Early burial quartz authigenesis in Silurian platform carbonates, New Brunswick, Canada, *Jour. Sed. Research.* **59**: 65-76.
- Philip J.M., Gari J. 2005: Late cretaceous heterozoan carbonates: Paleoenvironmental setting, relationship with rudist carbonates (Provence, south-east France): *Sed. Geology.* **175**: 315-337.
- Pingitore N.R. Jr 1978: The behavior of Zn and Mn during carbonate diagenesis: theory and applications: *Jour. Sed. Petrology.* **48**: 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.
- Posamentier H.W., Allen G.P. 1999: Siliciclastic sequence stratigraphy concepts and applications. *Society for sedimentary geology.* **7**: 210 pp.
- Rao C.P. 1991: Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia: *Carbonates and Evaporites.* **10**: 114-123.
- Rao C.P. 1996: Modern Carbonates, Tropical, Temperate, Polar. Introduction to Sedimentology and Geochemistry, Hobart (Tasmania). 206 p.
- 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, *Mar. Geol.* **103**: 249-272.
- Rao C.P., Nelson C.S. 1992: Oxygen and carbon isotope fields for temperate shelf carbonates from Tasmania and New Zealand, *Mar Geology.* **103**: p. 273-286.

- Read J.F. 1982: Carbonate platforms of passive (extensional) continental margin-types, characteristics and evolution, *Tectonophysics*. **81**: 195-212
- Samankassou E., Tresch J., Strasser A. 2005. Origin of peloids in Early Cretaceous deposits, Dorset, South England. *Facies*. **51**: 264-274.
- Samtleben C., Munnecke A. Bickert T. 2000: Development of facies and C/O-isotopes in transects through the Ludlow of Gotland: evidence for global and local influences on a shallow-marine environment. *Facies*. **43**: 1-38.
- 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. pp. 743-755.
- Simmons M.D., Whittaker J.E., Jones R.W. 2000: Orbitolinids 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. Spec. Pub*, **7**: 411-437.
- Tucker M. E., Wright V.P. 1990: Carbonate Sedimentology; Blackwell, Oxford; 482p.
- van Buchem F.S.P., Pittet B., Hillgartner H., Grotzsch J., Al Mansouri A.I., Billing I.M., Droste H.H.J., Oterdoom W.H., van Steenwinkel M. 2002: High-resolution sequence stratigraphic architecture of Barremian/Aptian carbonate systems in northern Oman and the United Arab Emirates (Kharaib and Shu'aiba formations). *GeoArabia* **7**: 461-500.
- Veizer J. 1983: Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. **11**: 265-299
- Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G.A.F., Diener A., Ebner S., Goddard Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha O.G., Strauss H., 1999: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geol.* **161**: 59-88.
- Vilas L., Masse J.P., Arias C. 1995: Orbitolina episodes in carbonate platform evolution.: the early Aptian model from SE Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **119**: 35-45.
- Warren J. 2000: Dolomite: Occurrence, Evolution and Economically Important Associations. Elsevier, *Earth-Science Review*. **52**: 1-81.
- Wilson J.L. 1975: Carbonate Facies in Geologic History. New York, Springer-Verlag
- 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.