

تحلیل سیستم‌های دیاژنزی واحدهای کربناته سازند امیران (ماستریشین بالایی - پالئوسن) بر مبنای مطالعات پتروگرافی و زمین‌شیمی عنصری، زاگرس چین خورده، جنوب باختری لرستان

یعقوب نصیری^۱، سمیرا تقدیسی نیک‌بخت^{۱*}، مصطفی صداقت‌نیا^۲، سیدرضا موسوی حرمی^۳ و اسداله محبوبی^۳

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، مجتمع آموزش عالی گناباد، گناباد، ایران

۲- دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

۳- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

نویسنده مسئول: samirataghdsi@gmail.com

دریافت: ۱۴۰۳/۶/۱۸ پذیرش: ۱۴۰۳/۸/۲۸

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

سازند امیران به سن ماستریشین بالایی - پالئوسن در منطقه لرستان، حوضه رسوبی زاگرس گسترش دارد. هدف از این پژوهش بررسی کانی‌شناسی اولیه و نوع سیستم‌های دیاژنزی واحدهای کربناته سازند امیران در جنوب باختری لرستان بر مبنای زمین‌شیمی عنصری و مطالعات سنگ‌شناسی می‌باشد. به این منظور یک برش چینه‌شناسی (برش پیرشمس الدین) اندازه‌گیری و نمونه‌برداری شد. ضخامت این برش ۹۲۰ متر و ضخامت بخش کربناته آن ۴۵ متر است. مرز پایینی این سازند با سازند گورپی تدریجی و مرز بالایی آن با سازند کشکان بصورت مشخص است. فرآیندهای دیاژنتیکی مؤثر بر سنگ‌های کربناته شامل سیمانی‌شدن، نوریختی، فشردگی، سیلیسی‌شدن، پیریتی شدن و فابریک ژئوپتال می‌باشد. بر اساس مطالعات سنگ‌شناسی سنگ‌های کربناته، سیمان‌های تشکیل‌دهنده در برش مورد مطالعه اغلب مربوط به محیط‌های دیاژنتیکی دریایی، تدفینی عمیق، تدفینی کم‌عمق نزدیک به سطح و به صورت ضعیف دیاژنز جوی هستند. علاوه بر آن، اجزای زیستی به مقدار کمی تحت تأثیر انحلال ناشی از دیاژنز متئوریک قرار گرفته‌اند. بنابراین سیستم دیاژنزی غالب در توالی مورد بحث یک سیستم دیاژنزی بسته تا نیمه‌بسته می‌باشد. بالا بودن نسبت عنصر Sr به Mn، مقادیر پایین عناصر Fe و Mn و نسبت بالای عنصر Sr در نمونه‌های مورد مطالعه و ترسیم مقادیر Sr/Ca در برابر عنصر Mn بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته برای کربنات‌های سازند امیران می‌باشد. نتایج آنالیز عنصری نشان‌دهنده کانی‌شناسی اولیه آراگونیت برای سازند امیران است. همچنین بالا بودن نسبت Sr/Mn و Sr/Na در نمونه‌های مورد مطالعه بیانگر یک سیستم دیاژنزی غالب بسته و با تبادل آب به سنگ پایین (W/R) برای کربنات‌های سازند امیران می‌باشد.

واژگان کلیدی: سازند امیران، حوضه زاگرس، فرآیندهای دیاژنزی، توالی پاراژنزی، زمین‌شیمی عنصری

۱- پیشگفتار

همکاران، ۲۰۱۳). همچنین از جمله عوامل مؤثر بر دیاژنز سنگ‌های کربناته می‌توان به عوامل جغرافیایی، تکتونیکی، نرخ تجمع رسوب، اندازه ذرات، ترکیب اولیه رسوب، خلوص رسوبات و وضعیت فیزیکیوشیمیایی اشاره نمود (تاگر و رایت، ۱۹۹۱؛ الواجانا و همکاران، ۲۰۲۰؛ لان و همکاران، ۲۰۲۰). زمین‌شیمی عناصر اصلی (Ca, Mg) و فرعی (Fe, Mn, Na, Sr) در سنگ‌های کربناته، یک ابزار قدرتمند در شناخت ترکیب کانی‌شناسی، میزان رسوب‌گذاری، دمای آب، شرایط اکسیداسیون و احیا، مقدار CO₂ و درجه شوری این سنگ‌ها است (مغفوری و صداقت‌نیا، ۱۴۰۲). تأثیر همزمان سیالات دیاژنزی دریایی و جوی سبب تغییرات قابل‌ملاحظه‌ای در کربنات‌های کم

فرآیندهای دیاژنتیکی باعث تغییرات قابل‌ملاحظه‌ای در ترکیب، بافت، تخلخل و نفوذپذیری رسوب می‌شود (زانگ و همکاران، ۲۰۱۲؛ زائو و جونز، ۲۰۱۲؛ فرنچ و وردن، ۲۰۱۳). دیاژنز سنگ‌های کربناته تحت تأثیر عوامل مختلفی مانند منشأ رسوبات، سیستم رسوب‌گذاری، شرایط محیط دفنی (بیان و همکاران، ۲۰۱۵؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۵؛ مراد و همکاران، ۲۰۰۰)، ترکیب سنگ‌شناسی، شرایط آب و هوای دیرینه، تاریخچه دفن رسوبات و میزان فرونشینی است که خود متاثر از عواملی مانند نرخ تامین رسوب و فعالیت‌های تکتونیکی است (الگالی و همکاران، ۲۰۰۹؛ حکیمی و همکاران، ۲۰۱۲؛ وندجینست و

ژرفا (نظیر واحدهای کربناته سازند امیران در حوضه رسوبی لرستان) در طی فرایند تدفین می‌شود، به گونه‌ای که در بسیاری از موارد این فرایندها هم‌پوشانی داشته و برای تشخیص آن‌ها علاوه بر مطالعات سنگ‌نگاری با استفاده از میکروسکوپ‌های پلاریزان، مطالعات زمین-شیمی عنصری نیز ضروری می‌باشد. بررسی عناصر اصلی و فرعی در کربنات‌ها در شناسایی شرایط تشکیل، ترکیب کانی‌شناسی اولیه و نوع محیط دیاژنزی حاکم بر آن‌ها اهمیت دارد (آدابی و اسدی مهماندوستی، ۲۰۰۸). از این‌رو با توجه به میزان عناصر اصلی و فرعی می‌توان محدوده جغرافیایی آن‌ها را در زمان تشکیل شناسایی کرد (هایگینس و همکاران، ۲۰۱۸). بررسی رسوبات کربناته عهد حاضر نشان‌دهنده فراوانی آراگونیت در دریا‌های حاره‌ای (می‌لی‌مان و همکاران، ۱۹۷۴)، کلسیت با منیزیم بالا در دریا‌های معتدله (آدابی و رآو، ۱۹۹۱)، و کلسیت کم منیزیم فراوان‌ترین کانی مناطق قطبی هستند (رآو، ۱۹۹۰). تأثیر فرایندهای دیاژنزی پس از ته‌نشینی رسوبات موجب تغییر ویژگی‌های اولیه از لحاظ سنگ‌نگاری و ژئوشیمی می‌شود، بررسی شدت و ضعف تأثیرات دیاژنتیکی بر روی رسوبات به آگاهی بیشتر از شرایط اولیه حاکم بر محیط رسوبی منجر می‌شود. از نگاه دیگر نیز تغییرات ایجاد شده در طی فرایندهای دیاژنزی می‌تواند سبب ایجاد ویژگی‌ها و پتانسیل‌های جدیدی در رسوبات گردد. (آرمسترانگ - آلتین و همکاران، ۲۰۰۹). سازند امیران منحصراً در حوضه رسوبی لرستان گسترش دارد. بیشتر پژوهش‌های انجام گرفته بر روی این سازند به تفسیر ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی آن معطوف می‌باشد که توسط نصیری و همکاران (۱۳۹۱، ۱۳۹۲) و بایت‌گل و همکاران (۲۰۱۴) انجام شده، و تاکنون از نظر مطالعات دیاژنز و زمین‌شیمی مطالعه نشده است. لذا در پژوهش حاضر به زمین‌شیمی عنصری این سازند در یک برش سطح الارضی پرداخته شده است. امید است نتایج این پژوهش بتواند تصویر آشکاری از بازسازی تاریخچه‌ی پس از رسوب‌گذاری این سازند ارائه کند.

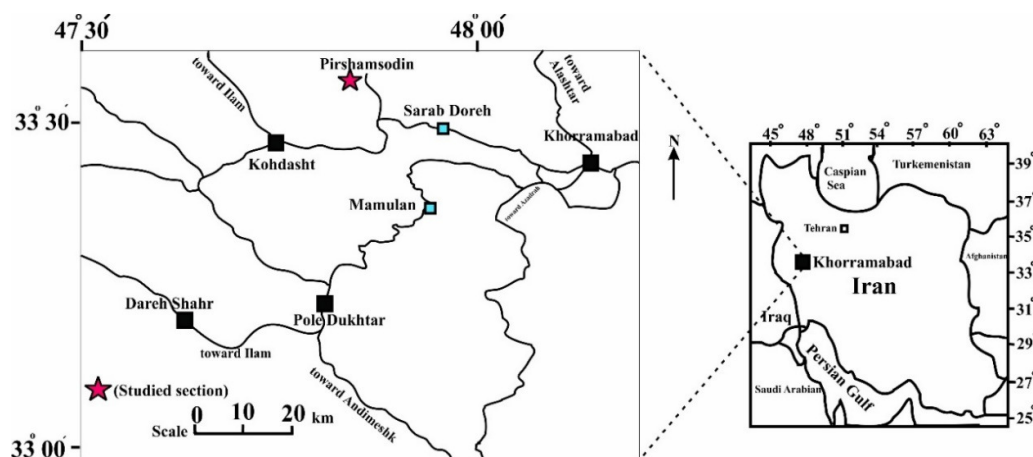
۲- زمین‌شناسی عمومی و موقعیت جغرافیایی

بعد از تصادم پوسته قاره‌ای عربی و ایران مرکزی، بالالآمدگی، چین‌خوردگی و رورانده‌گی عمده‌ای صورت گرفته است و پیامد آن فرسایش کمربند کوهزایی زاگرس

مرتفع و افیولیت-رادیولاریت‌های زیر پهنه فرورانش زاگرس است که به علت بالا آمدن پوسته اقیانوسی در نواحی مرکزی و شمال خاوری، مواد آواری حاصل از فرسایش آن‌ها به مناطق جنوب باختری و جنوب خاوری حمل شده‌اند (علوی، ۲۰۰۴). در محدوده زمانی ماستریشتین بالایی تا پالئوسن مواد فرسایشی حاصل از این تصادم در حوضه پروفورلندی (علوی، ۲۰۰۴) در کمربند چین‌خورده زاگرس، سازند امیران را تشکیل داده است. سازند امیران یکی از سازندهای سیلیسی آواری - کربناته در حوضه زاگرس به سن ماستریشتین بالایی- پالئوسن است که پس از فاز کوهزایی لارامید به‌صورت محلی در منطقه لرستان نهشته شده است (علوی، ۲۰۰۴). واحد چینه‌شناسی که بیشترین تغییرات ضخامت را در توالی پالئوژن ناحیه لرستان نشان می‌دهد، سازند امیران است که ناحیه بین طاق‌دیس‌های چناره و خرم‌آباد را در بر گرفته و از واحدهای شیل مارنی، ماسه‌سنگ، کنگلومرا و سنگ‌آهک تشکیل شده که در مجموع روند کم‌عمق شونده به سمت بالا را نشان می‌دهند (نصیری و همکاران، ۱۳۹۲). نقشه هم‌ضخامت سازند امیران نشان‌دهنده نواحی با حداکثر ضخامت (بیش از ۱۱۰۰ متر) در بخش شمال شرقی حوضه رسوبی است که این رسوبات به سمت جنوب غرب نازک می‌شوند (هومک و همکاران، ۲۰۰۹). ضخامت و لیتولوژی این سازند در برش‌های مختلف متفاوت است و از کمتر ۲۰۰ متر تا حدود ۹۰۰ متر در تغییر است (آقاباتی، ۱۳۸۵). سازند امیران در برش الگو (جاده معمولان-پلدختر) از سیلتستون، ماسه‌سنگ سبز زیتونی تیره تا قهوه‌ای و لایه‌هایی از سنگ‌آهک‌های پلاژیک و بنتیک و مقداری کنگلومرا با پیل‌هایی از چرت تشکیل شده است. سازند امیران در برش کمالوند (جاده خرم‌آباد- بروجرد) شامل ماسه‌سنگ و کنگلومرا و در برش پیرشمس‌الدین (جاده خرم‌آباد-کوه‌دشت) از شیل، سیلتستون، سنگ‌آهک‌های نازک، متوسط تا ضخیم لایه تشکیل شده است. مرز زیرین امیران با سازند گورپی بصورت تدریجی است و به تدریج از مارن‌های آبی تا خاکستری گورپی به سیلتستون و ماسه‌سنگ سبز تیره امیران تبدیل می‌شود. مرز فوقانی آن به سنگ‌آهک‌های تله‌زنگ منتهی می‌شود (آقاباتی، ۱۳۸۵). البته در بعضی نواحی سازند تله‌زنگ وجود نداشته و لذا رسوبات آواری سبزرنگ امیران به وسیله

متر می‌باشد. این سازند در بخش‌های پایینی و میانی برش مورد مطالعه از کنگلومرا، سیلتستون و ماسه‌سنگ به رنگ سبز زیتونی تیره تا قهوه‌ای و به سمت بالای برش از لایه‌های سنگ آهک با میان لایه شیل و سلتستون تشکیل شده است (شکل ۲). در شکل ۳ نقشه زمین‌شناسی واحدهای گسترش یافته در ناحیه مورد مطالعه نشان داده شده است. مرز پایینی سازند امیران با مارن‌های خاکستری رنگ سازند گورپی هم‌شیب و تدریجی است و مرز بالایی آن با سازند کشکان به صورت مشخص است (شکل ۴).

سیلتستون، ماسه‌سنگ و کنگلومرای قرمز رنگ سازند کشکان (برش پیرشمس‌الدین) پوشیده می‌شود (نصیری و همکاران، ۱۳۹۲؛ بایت‌گل و همکاران، ۲۰۱۴). به منظور شناسایی فرآیندهای دیاژنزی، برش چینه‌شناسی پیرشمس‌الدین (جنوب باختری لرستان) در ناحیه مورد مطالعه انتخاب و پس از اندازه‌گیری، ۶۰ نمونه سنگی از واحدهای کربناته برداشت شده است. ناحیه مورد مطالعه در جنوب غرب لرستان و بین طول جغرافیایی $33^{\circ}42'4''$ و عرض شمالی $47^{\circ}51'24''$ قرار دارد (شکل ۱). ضخامت سازند امیران در برش پیرشمس‌الدین ۹۲۰



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه
Fig. 1. Geographical location and access ways to study section

۳- روش مطالعه

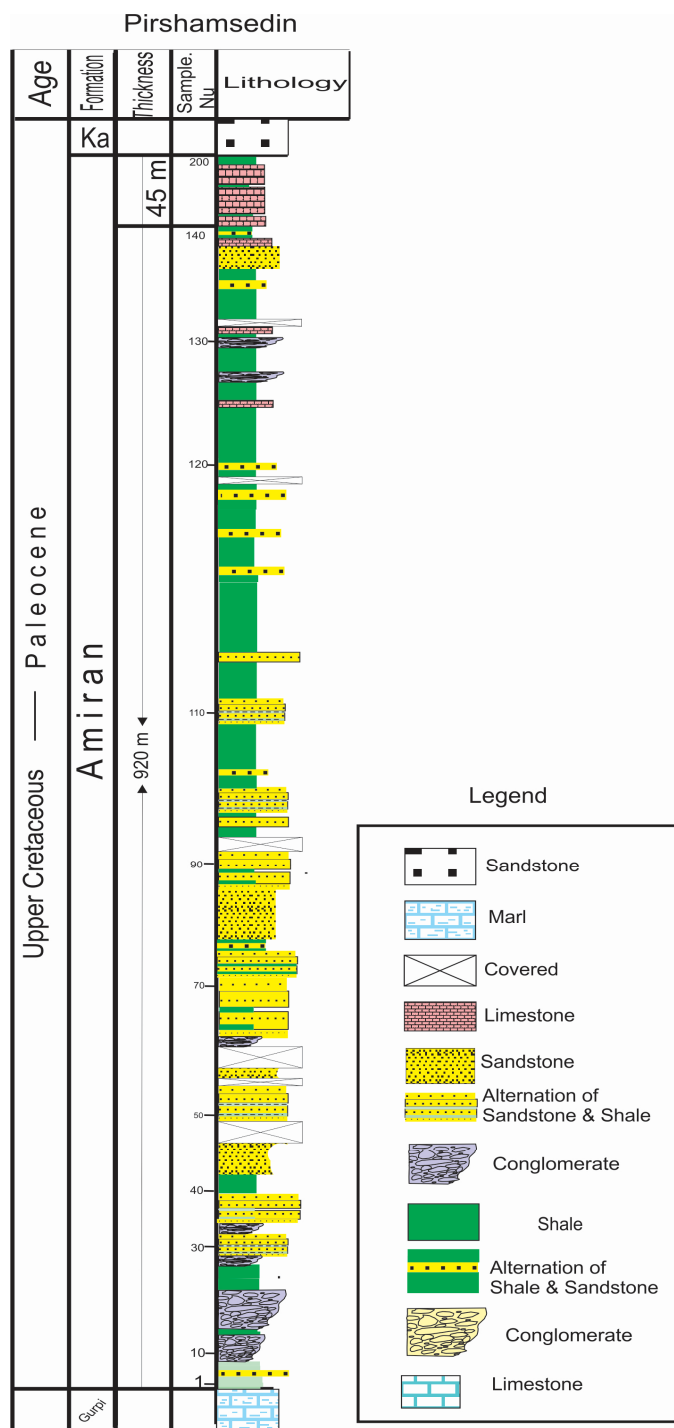
در این پژوهش تعداد ۶۰ مقطع نازک از نمونه‌های کربناته سازند امیران جهت مطالعات میکروسکوپی تهیه شده است. با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان نوع Olympus - BH2 فرآیندهای دیاژنتیکی مورد بررسی قرار گرفته و توالی پارژنتیکی سنگ‌های کربناته سازند امیران تفسیر شد. در مطالعات زمین‌شیمیایی کربنات‌های سازند امیران از آنالیز عنصری به منظور تعیین شرایط دیاژنتیکی استفاده شده است. که تعداد ۱۲ نمونه از گل‌آهکی انتخاب و پس از تهیه پودر به وسیله مته دندانپزشکی، جهت تعیین مقادیر عناصر اصلی (Ca, Mg) و فرعی (Fe, Mn, Na, Sr) توسط دستگاه اسپکترومتر جذب اتمی (Shimatzu- AA-670/670G) در آزمایشگاه زمین‌شیمی دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد مورد آنالیز قرار گرفتند. (نمونه‌ها بدور از هرگونه شکستگی، فرآیند دیاژنزی، هوازدگی، فسیل و هر گونه آلودگی انتخاب شدند).

۴- محیط رسوبی

بر اساس مطالعات نصیری و همکاران (۱۳۹۲) در سنگ‌های کربناته مورد مطالعه ۱۸ ریزرخساره کربناته شناسایی شده است که در سه مجموعه رخساره‌های E, D و F قرار گرفته و از بخش عمیق به سمت کم‌عمق حوضه به شرح زیر است. مجموعه D شامل ریزرخساره‌های D۱: مادستون تا وکستون حاوی فرامینیفر پلانکتونیک، D۲: پکستون دارای فرامینیفر پلانکتونیک، D۳: وکستون بیوکلاستی کوارتزار، D۴: مادستون کوارتزار، D۵: مادستون اُستراکوددار، D۶: مادستون و D۷: رخساره کلسی‌توریدایت (وکستون-پکستون دارای داسی‌کلا و گلوبوزینا) است. مجموعه E شامل ریزرخساره‌های E۱: گرینستون - پکستون اینتراکلاستی - بیوکلاستی، E۲: گرینستون حاوی داسی‌کلا، E۳: گرینستون حاوی آمفالوسیکلوس، E۴: گرینستون حاوی پلوئید و E۵: رودستون رودیستی است.

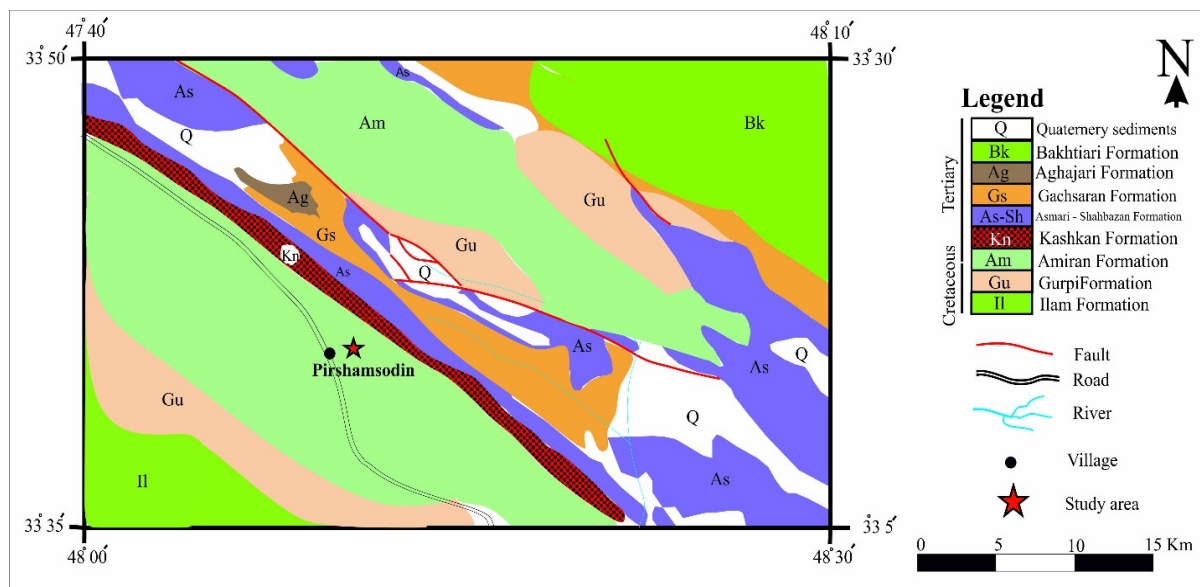
این ریزرخساره‌ها در یک رمپ کربناته در کمربندهای رخساره‌ای دریای باز (مجموعه رخساره D)، سدی (مجموعه رخساره E) و لاگون (مجموعه رخساره F) بر جای گذاشته شده‌اند (نصیری و همکاران، ۱۳۹۲).

مجموعه F شامل ریزرخساره‌های F۱: پکستون حاوی آمفالوسیکلوس لوفتوزیا، F۲: وکستون دارای آمفالوسیکلوس، F۳: پکستون دارای لوفتوزیا، F۴: پکستون دارای میلیولید، F۵: وکستون - پکستون دارای داسی کلا - پلیوید و F۶: پکستون حاوی رودیست است.



شکل ۲. ستون سنگ‌چینه‌ای سازند امیران در برش پیرشمس‌الدین

Fig. 2. Stratigraphic column of Amiran Formation in Pirshamseddin section



شکل ۳. بخشی از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان خرم‌آباد به همراه واحدهای گسترش یافته در ناحیه مورد مطالعه
 Fig. 3. Part of the 1/100000 map of Khorram Abad city along with the extended units in the study area



شکل ۴. نمایی از گسترش سازند امیران در منطقه مورد مطالعه (دید به سمت شمال خاوری)
 Fig. 4. A view of the expansion of the Amiran Formation in the study area (view to the northeast)

زنده (کاسیح و همکاران، ۲۰۰۸)، نقش اسیدهای آلی (حیدری و واد، ۲۰۰۳)، ترکیب اولیه رسوب، اندازه ذرات، جریان بین‌ذره‌ای، موقعیت ژئومورفولوژیکی، میزان رسوب‌گذاری و تکتونیک اشاره کرد (تاکر و رایت، ۱۹۹۱). ترکیب کانی‌شناسی اولیه اطلاعاتی پیرامون شرایط محیط رسوب‌گذاری نظیر؛ دما، شوری، عمق و نیز فرآیندهای دیاژنزی به‌دست می‌دهد (راو، ۱۹۹۶). فرآیندهای دیاژنزی بعد از ته‌نشست و قبل از دگرگونی بر سنگ‌ها اثرگذار هستند و این فرآیندها در محیط‌های دیاژنزی انجام شده و تا زمانی که سنگ به حالت پایدار برسد تداوم دارند. از

۵- مطالعات پتروگرافی

سنگ‌های کربناته بیشتر از هر نوع سنگ رسوبی دیگر قبل و بعد از سخت‌شدگی استعداد و پتانسیل تغییر را دارا می‌باشد. از جمله این تغییرات می‌توان به تغییرات در ترکیب و بافت این سنگ‌ها اشاره کرد، به عنوان مثال انواع جانشینی‌ها نمونه‌ای از این تغییرات هستند (پتی‌جان، ۱۹۷۵). دیاژنز در سنگ‌های کربناته حاصل فرآیندهای مختلفی است که در محیط‌های دریایی، دفنی و جوی انجام می‌شوند از آن جمله می‌توان به فعالیت‌های بیولوژیکی و میزان به‌هم‌ریختگی رسوبات توسط موجودات

تفسیر: این سیمان از بلورهای کوچک تا متوسط (ابعاد بین ۳۰ تا بیش از ۲۰۰ میکرون)، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و نسبتاً هم‌بعد تشکیل شده است. نسبت طول به عرض بلور این سیمان‌ها حدود ۱/۵ می‌باشد (فلوک، ۱۹۷۴). دلیل هم‌بعد بودن آن‌ها پائین بودن نسبت Mg/Ca در آب‌های جوی و دفنی می‌باشد، این نسبت در آب‌های جوی کمتر از ۰/۳ است (رائو، ۱۹۹۶)، بدلیل پایین بودن مقدار یون Mg اثر سمی کننده این یون به حداقل می‌رسد و بلورها اجازه می‌یابند تا بجز محور بلورشناسی C در امتداد سایر محورهای بلورشناسی هم رشد کنند، به همین دلیل بلورها ظاهری هم‌بعد پیدا می‌کنند (تاگر و رایت، ۱۹۹۱؛ فلوگل، ۲۰۱۰). شفافیت در این سیمان دلالت بر غیردریایی بودن آن دارد (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷). همچنین این سیمان می‌تواند در مرحله تلوزنیک فضای حاصل از شکستگی‌ها را پر کند (فلوگل، ۲۰۱۰). ریز دانه بودن، هم اندازه بودن، عدم حضور آهن و عدم شواهد دیاژنز دفنی (نداشتن مرزهای منحنی) از دلایل تشکیل این نوع سیمان در محیط فریاتیک جوی است (فلوگل، ۲۰۱۰). این سیمان‌ها در شرایط پایین بودن نرخ ورود یون کربنات تشکیل می‌شوند و ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها کلسیت کم‌منیزیم است (جیمز و چوکت، ۱۹۹۰؛ تاگر و رایت، ۱۹۹۰). در محیط فریاتیک جوی انواع سیمان‌های حفره پرکن بویژه انواع هم‌بعد آن تشکیل می‌شوند و برای تعیین منشأ این نوع سیمان باید از مطالعات ایزوتوپی (O^{18}/O^{16}) استفاده شود (لانگمن، ۱۹۸۰). زون فریاتیک متئوریک با دمای نسبی پایین و جریان آهسته مایعات، می‌تواند محیط مناسبی برای تشکیل این سیمان باشد (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷).

سیمان قطعه‌ای (بلوکی)

توصیف: در نمونه‌های مورد مطالعه این سیمان بصورت بلورهایی با اندازه متوسط تا درشت (از چند ده میکرون تا چند میلی‌متر)، فاقد جهت‌گیری خاص، اغلب دارای مرزهای بلوری مشخص و فابریک‌های بلوری بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار فضای باز بین‌دانه‌ای و حفرات موجود در سازند امیران را پر کرده است (شکل ۵- A). این نوع سیمان بصورت پرکننده شکستگی‌های نسل دوم مشاهده می‌شوند. از آنجایی که شکستگی‌ها موجب قطع‌شدگی تمام ساختارهای دیاژنتیکی قدیمی از جمله استیلولیت‌ها

مهم‌ترین محیط‌های دیاژنزی می‌توان به محیط فرآتیک دریایی، محیط مخلوط آب‌شور و شیرین، محیط فرآتیک آب شیرین و محیط تحت اشباع یا وادوز اشاره کرد، در این محیط‌ها تغییرات در طی فرآیندهای دیاژنزی به صورت فیزیکی و شیمیایی انجام می‌شود.

۵-۱- فرآیندهای دیاژنزی

مهمترین فرآیندهای دیاژنتیکی که سنگ‌های کربناته سازند امیران را تحت تأثیر قرار داده اند شامل سیمانی شدن، فشردگی مکانیکی و شیمیایی، نوریختی، شکستگی و تشکیل رگه‌های کلسیتی و جانشینی (پیریتی شدن، سیلیسی شدن) می‌باشد.

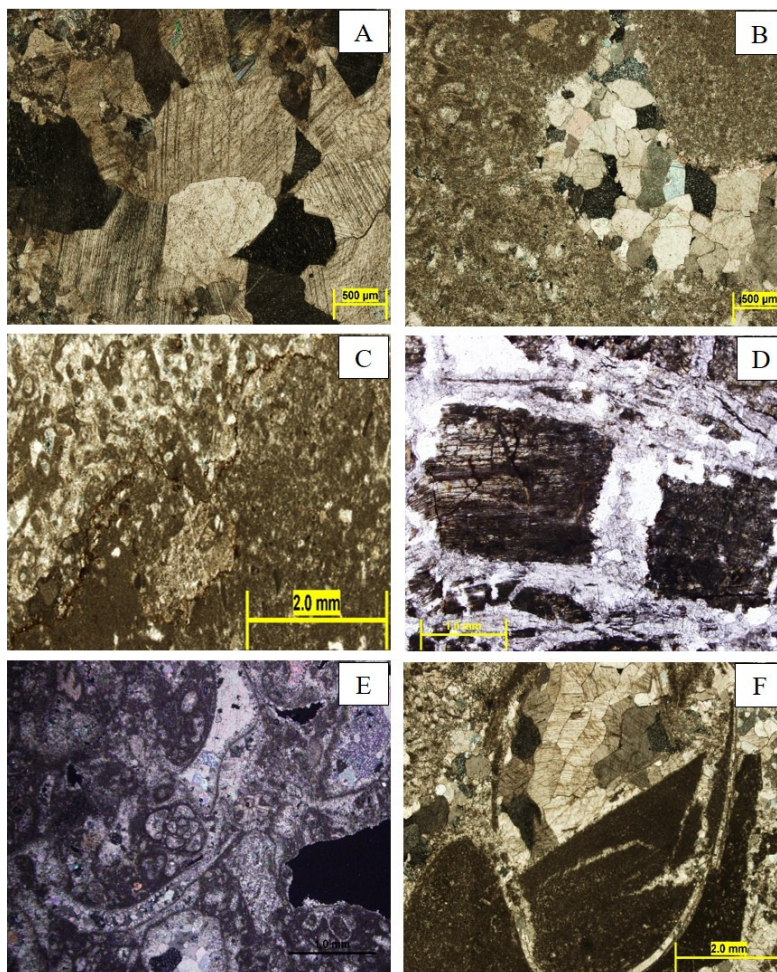
سیمانی شدن: سیمانی شدن جزء فرآیندهای اصلی دیاژنتیکی است و شامل فرآیندهایی است که منجر به ته‌نشینی کانی‌ها در حفرات اولیه و ثانویه می‌شود و نیازمند فوق‌اشباع شدن سیالات روزه‌ای نسبت به این کانی‌ها می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). حاصل فرآیند سیمانی شدن استحکام رسوب و شروع سنگ‌شدگی است (تاگر، ۲۰۰۱). سیمانی شدن در طیف وسیعی از محیط‌های دیاژنزی (دریایی)، وادوز، آب شیرین و دفنی انجام می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). به طور کلی هر نوع سیمان، مبین محیط دیاژنتیکی خاصی می‌باشد و در محدوده‌های دریایی، متئوریک و تدفینی تشکیل می‌شوند. از این میان سیمان‌های دریایی به دلیل حالت تعادلی با محیط بهترین وسیله برای انجام آزمایشات ایزوتوپی و عناصر فرعی به منظور تعیین دمای حوضه رسوبی در زمان تشکیل به شمار می‌روند (آدابی، ۱۹۹۰). براساس مطالعات انجام شده دو نوع سیمان کلسیت هم‌بعد و سیمان کلسیت بلوکی در واحدهای کربناته سازند امیران شناسایی گردید که در ادامه به توصیف و تفسیر آن‌ها پرداخته می‌شود:

سیمان کلسیتی هم‌بعد

توصیف: این سیمان در نمونه‌های مطالعه شده به صورت موزاییک‌های نسبتاً هم‌بعد و نیمه‌شکل‌دار و اکثراً به صورت سیمان پرکننده بین دانه‌ای، بین حفرات و در برخی موارد در داخل شکستگی‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۵- B). این سیمان در بخش‌های مختلف توالی کربناته مشاهده شده است.

سیمان‌های هم‌بعد دارای اندازه‌ای بزرگ‌تر و در حدود چند ده میکرون می‌باشند. این سیمان در بخش‌های مختلف توالی کربناته مشاهده شده است.

شده، بنابراین پیرشدگی شکستگی‌ها با این سیمان یکی از آخرین فرآیندهای دیازنتیکی بوده که رخ داده است. این سیمان‌ها با پر کردن منافذ و شکستگی‌ها موجب کاهش تخلخل و تراوایی شده‌اند. این سیمان نسبت به



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی فرآیندهای دیازنتی در سنگ‌های کربناته سازند امیران. (A) سیمان بلوکی با بلورهای درشت و مرزهای بلوری مشخص و مستقیم که یک حفره انحلالی را پر کرده است. (B) سیمان هم‌بعد که حفره حاصل از انحلال را پر کرده است. (C) رگچه انحلالی که توسط اکسید آهن پر شده است. (D) نئومورفیزم افزایشی در اطراف شکستگی. (E) نئومورفیزم افزایشی در زمینه و داخل فسیل‌ها. (F) فابریک ژئوپتال.

Fig. 5. Microscopic images of diagenesis processes in carbonate rocks of Amiran Formation. A) Blocky cement with coarse crystals and clear and straight crystal boundaries that filled a dissolution cavity. B) Equant cement that has filled the cavity resulting from dissolution.

هم‌بعد بیش از ۲۰۰ میکرون می‌باشد و این درحالی است که در سیمان بلوکی بیش از ۸۰۰ میکرون و در اندازه‌های میلی‌متری می‌باشند و بیشتر شکستگی‌ها و تخلخل حاصل از انحلال را پر می‌کند (فلوگل، ۲۰۱۰). گسترش این سیمان بین اجزای اسکلتی و غیراسکلتی است و نسبت Mg/Ca در سیالات سازنده این سیمان کم است (تاکر و رایت، ۱۹۹۱).

تفسیر: ترکیب کانی‌شناسی بلورهای این نوع سیمان، کلسیت پرمینیزیم و یا کلسیت کم‌مینیزیم می‌باشد و به طور معمول در محیط‌های دیازنتی متتوریک (وادوز یا فریاتیکی)، محیط تدفینی و به ندرت در ریف‌ها و هاردگراندهای دریایی مشاهده می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). تفاوت اصلی این نوع از سیمان‌ها با سیمان‌های هم‌بعد، در اندازه قطعات آن است به گونه‌ای که اندازه بلورها در سیمان

فشردگی

تراکم به دو صورت مکانیکی و شیمیایی اعمال می‌شود. فشردگی و انحلال فشاری دو فرایند اصلی دیازنتیکی هستند که عموماً به عمق دفن شدن رسوبات بستگی دارند (تاکر، ۲۰۰۱). فشردگی از فرایندهای اساسی کاهش تخلخل و سنگی‌شدن رسوبات می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰).

فشردگی مکانیکی

توصیف: اثرات فشردگی مکانیکی در سازند امیران بستگی به گل‌پشتیبان و دانه‌پشتیبان بودن ریزرخساره‌ها دارد. در ریزرخساره‌ها گل‌پشتیبان فشردگی مکانیکی چندان مشخص نیست. هر چند که پرشدگی حجره‌های فسیلی توسط سیمان کلسیتی نیز مانع از شکسته شدن فسیل‌ها در طی تدفین کم‌عمق شده است، ولی در بعضی موارد که پوسته‌های فسیلی در مجاورت یکدیگر قرار گرفته‌اند، فشردگی مکانیکی منجر به به صورت تماس نقطه‌ای، طولی، محدب-مقعر در بین ذرات مشاهده می‌شود (شکل ۶- A). این فرآیند همچنین به صورت شکسته‌شدن اجزای اسکلتی، غیراسکلتی موجود در سنگ نیز مشاهده می‌شود (شکل‌های ۵- D و ۶- E).

تفسیر: شکستگی‌های حاصل از فشردگی فیزیکی در تعبیر و تفسیر تاریخچه بعد از رسوب‌گذاری اهمیت دارند زیرا اغلب نشانه‌های دیازنت هستند (کوک و همکاران، ۲۰۰۶؛ فلوگل، ۲۰۱۰). تغییر شکل و آرایش نزدیک‌تر دانه‌های کربناته که برگرفته از فرآیند فشردگی مکانیکی هستند، پیش از سنگ‌شدگی رسوبات رخ می‌دهند (رونچی و همکاران، ۲۰۱۱؛ مادن و ویلسون، ۲۰۱۳).

فشردگی شیمیایی

توصیف: در نمونه‌های مورد مطالعه، فشردگی شیمیایی باعث ایجاد رگچه‌های انحلالی (شکل ۵- C) و استیلولیت شده است (شکل ۶- B). این استیلولیت‌ها دامنه کمی داشته و مواد نامحلول مثل اکسید آهن در امتداد آن تمرکز یافته‌اند. هیدروکسیدهای آهن حاصل از رسوبات آواری و آهن آزاد شده از تغییر کانی‌های رسی در شیل‌های مجاور، منبع این اکسید آهن است. رگچه‌های انحلالی از اطراف و حواشی دانه‌ها عبور کرده و دانه‌ها را قطع نمی‌کنند. این رگچه‌های غالباً بوسیله‌ی پیریت، مواد آلی پر شده‌اند.

یکی از دلایل اصلی گسترش رگچه‌های انحلالی در برخی لایه‌ها، ریزدانه و غنی از رس بودن برخی از لایه‌های سنگ‌آهک‌های سازند امیران است. نوع ریزرخساره‌ها در گسترش استیلولیت‌ها بسیار تأثیرگذار است، به گونه‌ای که استیلولیت‌ها در ریزرخساره‌های گل‌پشتیبان به راحتی تشکیل می‌شوند (اهرنبرگ، ۲۰۰۶). بنابراین از دیگر عوامل مهم گسترش استیلولیت‌ها در سازند امیران علاوه بر فشار زیاد روباره‌ای و تکتونیک، لیتولوژی سنگ‌آهکی، گل‌پشتیبان بودن برخی از ریزرخساره‌ها است.

تفسیر: محصولات انحلال فشاری به دو دسته شامل رگچه‌های انحلالی و استیلولیت‌ها قابل تفکیک هستند (بترست، ۱۹۷۵). در طی این فرآیند سستبرای لایه‌های سنگ‌آهک حدود ۲۰ تا ۳۵ درصد کاهش می‌یابد (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷). این ویژگی در محیط‌های دفنی متوسط تا عمیق با عمقی که معمولاً در حدود ۵۰۰ متری شروع می‌شود (ریلسبک ۱۹۹۳؛ اسمیت ۲۰۰۰؛ تاکر، ۲۰۰۱) یا ممکن است به عنوان نتیجه‌ای از فشار تکتونیک نیز تشکیل شوند (بترست، ۱۹۷۵). به طور کلی فرآیند تراکم با کاهش حجم کلی سنگ و کاهش تخلخل همراه می‌باشد (سان میگوئل و همکاران، ۲۰۱۷).

نوریختی

توصیف: این فرآیند به مقدار بسیار کم در ریزرخساره‌های سازند امیران مشاهده می‌شود و از نوع افزایشی است. در بیشتر موارد گل‌های آهکی اطراف شکستگی‌ها (شکل ۵- D) به میکرواسپار و اسپار تبدیل شده‌اند. همچنین این فرآیند در زمینه و پوسته دوکفه‌ای‌ها و استراکودهای موجود در این سازند نیز قابل مشاهده است که در اثر انحلال پوسته ناپایدار آراگونیتی، کلسیت در این پوسته‌ها جانشین شده است و سبب تشکیل نوریختی شده است (شکل‌های ۵- E و ۶- C). این فرآیند با مرزهای بین‌بلوری نامنظم یا منحنی، پراکندگی بسیار نامنظم اندازه بلورها و گسترش کومه‌ای موزائیک درشت، حضور دانه‌های اسکلتی شناور در کلسیت‌اسپاری درشت بلور، و ظاهر کثیف و کدر میکرواسپارها در سازند امیران تشخیص داده می‌شوند.

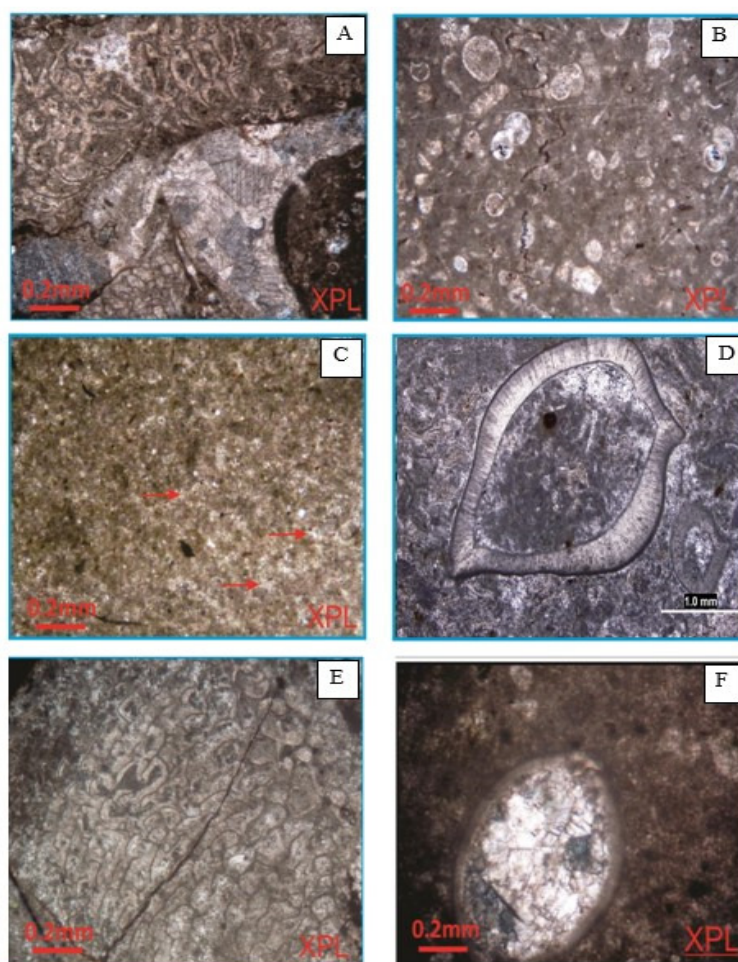
تفسیر: فرآیندهای نوریختی باعث افزایش و یا کاهش اندازه بلورها می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). نوریختی به صورت افزایشی منجر به تشکیل بلورهای درشت‌تر می‌شود (تاکر، ۲۰۰۱)، و در سنگ‌های کربناته فرآیند نوریختی بیشتر به صورت افزایشی می‌باشد و در طی آن بلورهای ریز

تفسیر: متداول‌ترین ژئوپتال‌ها نوع فسیلی هستند که توسط رسوبات دانه‌ریز در قسمت قاعده پر می‌شوند و توسط کلسیت‌اسپاری در بخش بالا مشخص می‌شوند و این فابریک بیشتر در فسیل‌های جلبک‌های آهکی، حجرات بریوزوا، گاستروپود، دوکفه‌ای، براکیوپود و سفالوپودها مشاهده می‌شود (تاکر و رایت، ۱۹۹۱؛ فلوگل، ۲۰۱۰). ساخت ژئوپتال شاخص مناسبی برای تعیین جهت فوقانی لایه‌هاست مشروط به این که صدف پس از تشکیل ساخت دچار جابه‌جایی و تغییر وضعیت نشده باشد (فلوگل، ۲۰۱۰).

ماتریکس میکرایتی بزرگ‌تر شده و به میکرواسپار و اسپارایت تبدیل می‌شوند (تاکر و رایت، ۱۹۹۱)، ولی نوریختی به صورت کاهشی نیز اتفاق می‌افتد که در آن اندازه دانه‌ها کوچک‌تر شده و توأم با میکرایتی شدن هستند.

فابریک ژئوپتال

توصیف: این فرآیند در نمونه‌های مورد مطالعه از سازند امیران در حجرات موجود در ساختمان دوکفه‌ای‌ها مشاهده می‌شود، به طوری که قسمت پایین حجره توسط گل آهکی و قسمت بالای آن توسط کلسیت اسپاری پر شده است (شکل‌های ۵-F و ۶-D).



شکل ۶. تصاویر میکروسکوپی فرآیندهای دیانرژی در سنگ‌های کربناته سازند امیران. A) فشردگی مکانیکی در سازند امیران که باعث تراکم اجزای اسکلتی و تماس‌های طولی بین آن‌ها شده است. B) استیلولیت که سبب انحلال و تخریب پوسته فرامینیفرها گشته و در امتداد آن مواد غیر قابل حل تجمع یافته است. C) فرایند نوریختی افزایشی که طی آن زمینه میکرایتی در حال تبدیل به میکرواسپارایت (پیکان‌های قرمز) است. D) فابریک ژئوپتال. E) فشردگی فیزیکی که باعث خرد شدن اجزا شده است. F) نوریختی کاهشی در پوسته دوکفه‌ای‌ها.

Fig. 6. Microscopic images of diagenesis processes in carbonate rocks of Amiran Formation. A) Mechanical compression in the Amiran Formation, which caused the compression of skeletal components and longitudinal contacts between them. B) Stylolite, which caused the dissolution and destruction of the shell of foraminifera and insoluble materials accumulated along it. C) Incremental neomorphism process during which the micrite background is turning into microsparite (red arrows). D) Geopetal fabric. E) Physical compression that caused the parts to be crushed. F) Decreased neomorphism in bivalve shells.

جانشینی

فرآیند جانشینی در سنگ‌های آهکی توسط سیلیس، دولومیت، پیریت، فسفات و دیگر کانی‌های مختلف انجام می‌شود (پتی‌جان، ۱۹۷۵). پیش زمینه جانشینی در سنگ‌های کربناته، انحلال کانی‌های قبلی و سپس تشکیل کانی جدید به جای آن می‌باشد، بنابراین در جانشینی احتمال حفظ شکل دانه‌ها بسیار محتمل است. از مهم‌ترین پدیده‌های جانشینی در سازند امیران و در برش مورد مطالعه می‌توان به نوع پیریتی شدن و سیلیسی شدن اشاره کرد.

پیریتی‌شدن

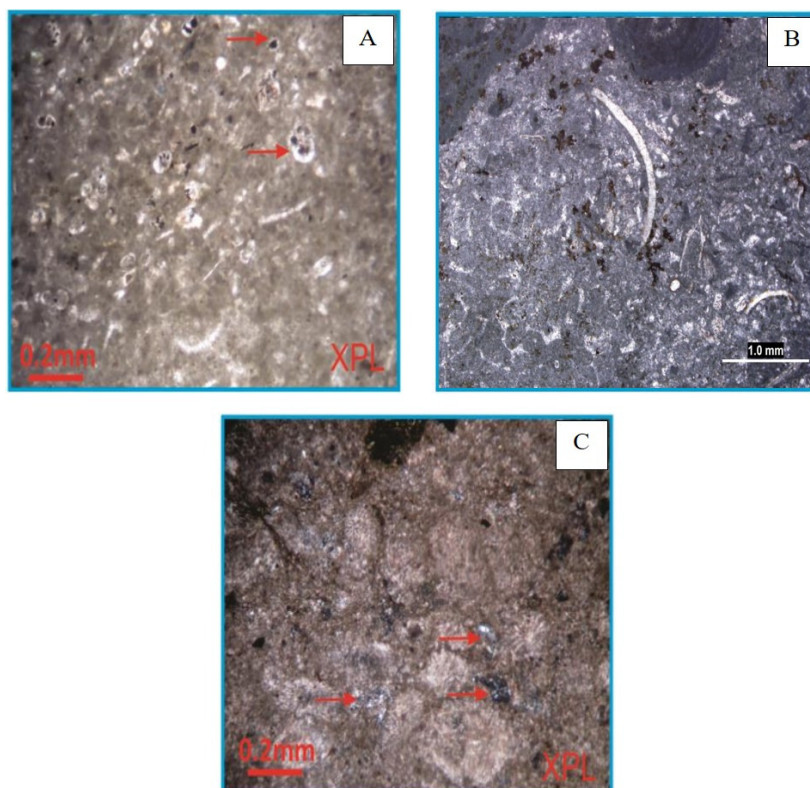
توصیف: یکی از فرآیندهای دیاژنزی که رخساره‌های کربناته این سازند را تحت تأثیر قرار داده، پیریتی‌شدن است. در مقاطع این سازند پیریت‌ها از نوع ثانویه بوده که جانشین گل‌آهکی، سیمان کلسیتی پرکننده شکستگی‌ها و پوسته فسیل‌ها شده است (شکل ۷- A و B).

تفسیر: فراوانی پیریت در رسوبات دریایی به وجود یون‌های سولفات، آهن و نیز کربن آلی وابسته است و فراوانی این کانی دلالت بر محیط احیاء دارد (تاگر و رایت، ۱۹۹۱؛ گولدهابر، ۲۰۰۴). پیریت دانه تمشکی به مراحل اولیه دیاژنز مربوط است (ال قالی و همکاران، ۲۰۰۶).

سیلیسی شدن

توصیف: این فرآیند در سازند امیران به میزان بسیار کم، بیشتر در رخساره‌های دریای باز و در زمینه میکرایتی آن‌ها مشاهده گردید (شکل ۷- C). از منابع احتمالی سیلیس، میان لایه‌های شیلی در سازند امیران است.

تفسیر: جانشینی کانی‌های سیلیسی به جای کانی‌های کربناته در سنگ‌های آهکی بسیار رایج و متداول است (فلوگل، ۲۰۱۰). سیلیسی شدن سبب از بین رفتن بخش‌هایی از ساختمان اولیه می‌شود و از این رو ساخت داخلی دانه‌ها (اسکلتی یا غیراسکلتی) محو می‌شوند.



شکل ۷. تصاویر میکروسکوپی فرآیندهای دیاژنزی در سنگ‌های کربناته سازند امیران. A) فرایند پیریتی شدن. در تصویر A، این فرایند در حجره‌های فسیل گلوبوزرینا اتفاق افتاده است (پیکان قرمز رنگ). در حالی که در تصویر B، پیریتی شدن در زمینه به وقوع پیوسته است. C) سیلیسی شدن زمینه (پیکان قرمز رنگ).

Fig. 7. Microscopic images of diagenesis processes in carbonate rocks of Amiran Formation. A) Pyritization process. In picture A, this process has happened in the cells of Globigerina fossil (red arrow), while in picture B, pyritization has continued in the cavity porosity (red arrow). C) Matrix silicification (red arrow).

۵-۲- مطالعات زمین‌شیمی عنصری

ترکیب عنصری و ایزوتوپی سنگ‌های رسوبی توسط عوامل گوناگونی همچون سنگ‌شناسی، محیط‌های دیاژنری و همچنین سیالات پس از رسوب‌گذاری و... کنترل می‌شود (هود و همکاران، ۲۰۱۸). در طی دیاژنز، کانی‌شناسی و ترکیب سنگ‌های کربناته پایدارتر شده و کانی‌های ناپایدار به فرم‌های پایدار تبدیل می‌شوند. به همین دلیل شناسایی دقیق فرایندها و محیط‌های دیاژنری کربنات‌ها صرفاً بر اساس مطالعات سنگ‌شناسی دقیق نخواهد بود (جوانیخت و همکاران، ۲۰۱۸؛ لن و همکاران، ۲۰۲۰؛ آلوواجان و همکاران، ۲۰۲۰). بنابراین شناسایی صحیح ماهیت سیالات و فرایندهای دیاژنری با استفاده از آنالیزهای زمین‌شیمیایی و تعیین عناصر اصلی و فرعی و مطالعات ایزوتوپی ضروری به نظر می‌رسد. بر این اساس در مطالعه حاضر از روش‌های زمین‌شیمی عنصری (استفاده از عناصر اصلی و فرعی موجود در نمونه‌های کربناته) و مطالعات سنگ‌شناسی برای تعیین نوع کانی‌شناسی اولیه و نوع سیستم‌های دیاژنری غالب سازند امیران استفاده شده است. به منظور تعیین کانی‌شناسی اولیه و نوع سیستم دیاژنری، عناصر اصلی (Ca و Mg) و فرعی (Na، Sr، Mn، Fe) و ۱۲ نمونه از کربنات‌های سازند امیران در برش پیرشمس‌الدین اندازه‌گیری شد و با ترسیم آن‌ها در مقابل هم، با محدوده‌های که توسط محققین مختلف برای تعیین کانی‌شناسی آراگونیتی و کلسیتی ارائه شده بود مقایسه گردید. کلیه داده‌های عناصر اصلی و فرعی مربوط به نمونه‌های میکرایتی در جدول ۱ ارائه شده است.

نتایج: درصد وزنی کلسیم از ۳۶/۶۵ تا ۳۸/۷۷ درصد وزنی و منیزیم از ۰/۳۴ تا ۱/۷۹ درصد وزنی در تغییر است. در این آنالیزها مقادیر استرانسیم از ۱۵۴۰ تا ۴۵۰۰ پی‌پی‌ام، سدیم از ۲۵۰ تا ۴۹۰ پی‌پی‌ام، منگنز از ۲۴ تا ۴۳ پی‌پی‌ام و آهن از ۶۶ تا ۳۱۶ پی‌پی‌ام در تغییر است.

کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند امیران (برش پیرشمس‌الدین)

تعیین کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری به دلیل تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی دقیق نخواهد بود. زیرا طی زمان با تبدیل آراگونیت و کلسیت پرمیزیم به کلسیت کم‌میزیم بافت، ترکیب اولیه سنگ و

ویژگی‌های عنصری تغییر می‌یابد، اگر چه در طی دیاژنز متئوریک و یا تدفینی میزان Sr یا Na در سنگ‌آهک‌های دیرینه کاهش قابل‌توجهی می‌یابد، اما نسبت‌های Sr/Na می‌تواند معیاری برای تفکیک سنگ‌آهک‌هایی با کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی از معادل‌های کلسیتی باشد (آدابی و همکاران، ۲۰۱۰). با تعیین کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها می‌توان تا حدودی دما، میزان Ca و Mg در محلول و درجه شوری را برآورد کرد.

استرانسیم: نمودار استرانسیم در مقابل منگنز (شکل ۸) نشان داده شده است. مقادیر Sr نمونه‌های سازند امیران پایین‌تر از مقادیر معادل‌های عهد حاضر آن‌ها است، زیرا Sr در طی دیاژنز متئوریک کاهش می‌یابد (آدابی و راثو، ۱۹۹۱). مقایسه نمونه‌های آهکی سازند امیران با محدوده سنگ‌های آهکی سازند مزدوران (آدابی و راثو، ۱۹۹۱)، سنگ‌آهک گوردون^۱ تاسمانیا (راثو، ۱۹۹۰) و محدوده آراگونیت‌های حاره‌ای عهد حاضر (میلیمان، ۱۹۷۴) صورت گرفت. با توجه به شکل ۸ به دلیل تشابه کانی‌شناسی، اغلب نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده نمونه‌های کربناته مزدوران و سنگ‌های آهکی حاره‌ای گوردون تاسمانیا با ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی قرار گرفته‌اند (المان و همکاران، ۲۰۱۹؛ زانگ و همکاران، ۲۰۲۰). در نتیجه دیاژنز تدفینی بر روی این رسوبات میزان استرانسیم نسبت به آهک‌های آراگونیتی آب‌های گرم عهد حاضر (میلیمان، ۱۹۷۴) افزایش یافته و میزان منگنز کاهش یافته است (شکل ۸).

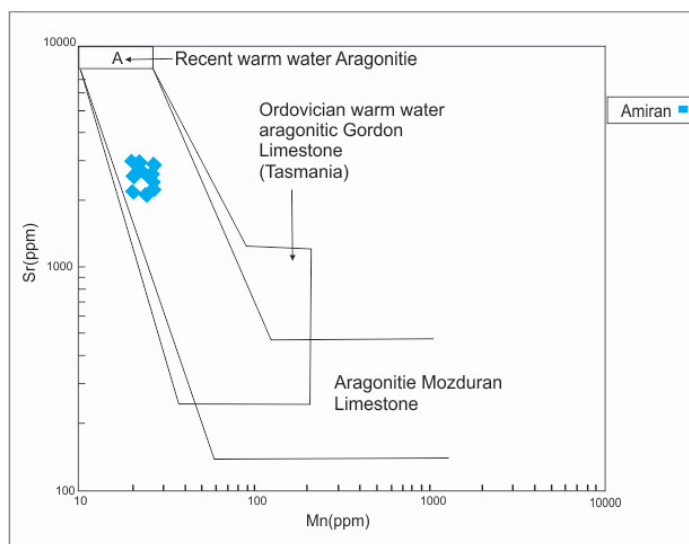
سدیم: نمودار استرانسیم در مقابل سدیم (شکل ۹) نشان داده شده است. مقادیر Na در نمونه‌های سازند امیران پایین‌تر از معادل‌های کربناته عهد حاضر می‌باشد، زیرا سدیم در اثر تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی غیردریایی^۲ کاهش پیدا کرده است (آدابی و راثو، ۱۹۹۱؛ آدابی و اسدی مهماندوست، ۲۰۰۸). تمام نمونه‌های مورد مطالعه در درون محدوده آهک‌های آراگونیتی گردون تاسمانیا قرار می‌گیرند، که این نشانگر وجود مینرالوژی اولیه آراگونیتی برای نمونه‌های مورد مطالعه می‌باشد. مقدار نسبتاً پایین سدیم در نمونه‌های سازند امیران در مقایسه با کربنات‌های آراگونیتی عهد حاضر به دلیل تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی متئوریک بر روی این رسوبات است.

² non-marine¹ Gordon

جدول ۱. تغییرات عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های آهکی برش مورد مطالعه.

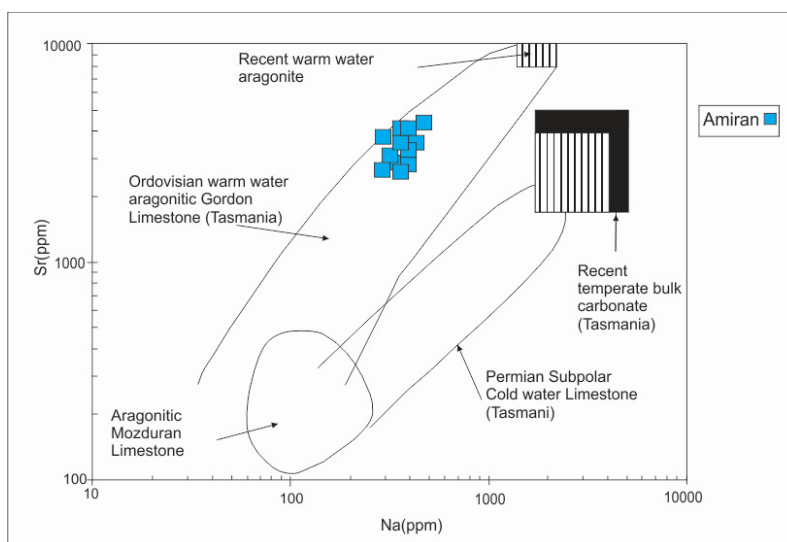
Table 1. Changes of major and minor elements in the limestone samples in the studied section.

Sample	Sr / Mn	Sr / Na	% Ca	% Mg	Fe ppm	Mn ppm	Na ppm	Sr ppm
11	132.60	6.42	38.84	0.29	69	28	280	1820
26	113.25	5.91	38.77	0.34	66	31	250	1540
34	156.47	7.71	38.48	0.48	196	24	345	2600
35	173.96	9.30	38.55	0.38	241	29	325	3050
37	136.80	10.18	38.72	0.33	327	31	320	3200
47	151.97	8.72	38.46	0.34	321	36	330	2860
50	167.85	9.39	38.49	0.51	309	33	350	3400
56	170.87	8.61	38.38	0.41	258	27	340	2850
59	192.21	9.28	38.05	0.83	316	26	320	2950
60	192.96	7.09	36.65	1.79	215	31	370	2650
63	181.16	9.32	38.25	0.62	290	43	490	4500
77	111.20	7.94	38.42	0.52	232	36	290	2300



شکل ۸. ترسیم مقادیر استرانسیم در برابر منگنز در نمونه‌های آهکی سازند امیران

Fig. 8. Plot of strontium values against manganese in limestone samples of Amiran Formation

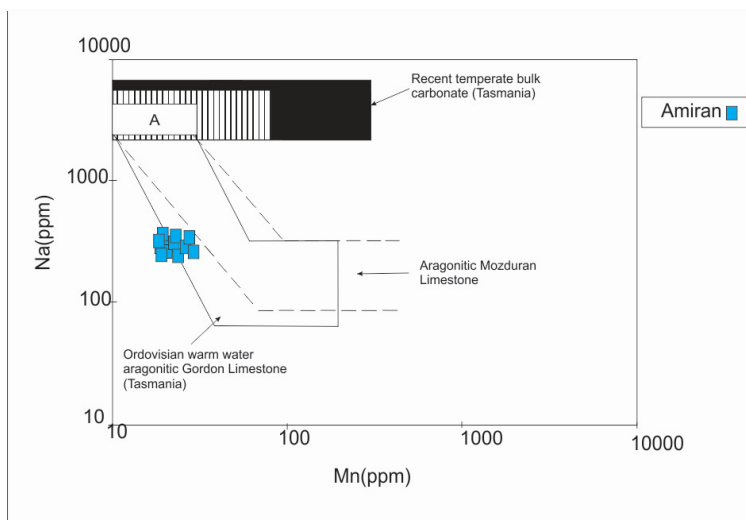


شکل ۹. ترسیم مقادیر سدیم در برابر استرانسیم در نمونه‌های کربناته سازند امیران

Fig. 9. Plot of sodium versus strontium values in the carbonate samples of Amiran Formation

حاره‌ای گوردون و نمونه‌های کربناته مزدوران با ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی قرار گرفته‌اند و تعدادی از نمونه‌های کربناته به دلیل میزان منگنز کمتر در خارج از محدوده‌ها قرار گرفته است. کاهش میزان Mn را می‌توان به شرایط اکسیدان حاکم بر محیط نیز نسبت داد، زیرا در چنین شرایطی کلسیت می‌تواند تا چند درصد Mn در شبکه‌ی خود جای دهد (پینگیتور، ۱۹۷۸).

منگنز: نمودار سدیم در مقابل منگنز (شکل ۱۰) نشان داده شده است. پایین بودن مقدار Mn سازند امیران می‌تواند نشان‌دهنده کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی باشد (آدابی و اسدی مهماندوسی، ۲۰۰۸؛ المان و همکاران، ۲۰۱۹؛ زانگ و همکاران، ۲۰۲۰). و از طرفی تأثیر فرایندهای کم دیانژی متئوریک را نیز می‌تواند نشان دهد. تعدادی از نمونه‌های کربناته مورد مطالعه در محدوده سنگ‌آهک‌های



شکل ۱۰. تغییرات سدیم در برابر منگنز در نمونه‌های آهکی سازند امیران

Fig. 10. Changes of sodium against manganese in limestone samples of Amiran Formation

آراگونیتی این سازند و بالا بودن نسبت Sr/Mn نشان دهنده انحلال کمتر در سنگ‌آهک‌های سازند امیران و تأثیر کم‌تر دیانژی متئوریک است که خود حاکی از بسته تا نیمه بسته بودن سیستم دیانژی است. به عبارت دیگر نسبت آب به سنگ^۱ پایین بوده است یا اینکه تأثیر سیالات دیانژیکی (به ویژه متئوریک) بر روی نمونه‌های آهکی مورد مطالعه به میزان ناچیز و در سیستم بسته^۲ صورت گرفته است.

نسبت Sr/Na در مقابل Mn

آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر دارای مقادیر کم Mn و نسبت بالای Sr/Na در حدود ۳ تا ۵ هستند. در حالی که کربنات‌های کلسیتی مناطق معتدل عهد حاضر دارای مقادیر بالای Mn و نسبت Sr/Na حدود ۱ هستند (رائو، ۱۹۹۰). بنابراین، می‌توان با توجه به نسبت استرانسیم به سدیم در مقابل منگنز کربنات‌های حاره‌ای قدیمه و عهد حاضر را از کربنات‌های غیرحاره‌ای قدیمه و عهد حاضر تفکیک نمود (آدابی و اسدی مهماندوست،

سیستم دیانژی کربنات‌های سازند امیران (برش پیرشمس‌الدین)

نسبت Sr/Mn در مقابل Mn

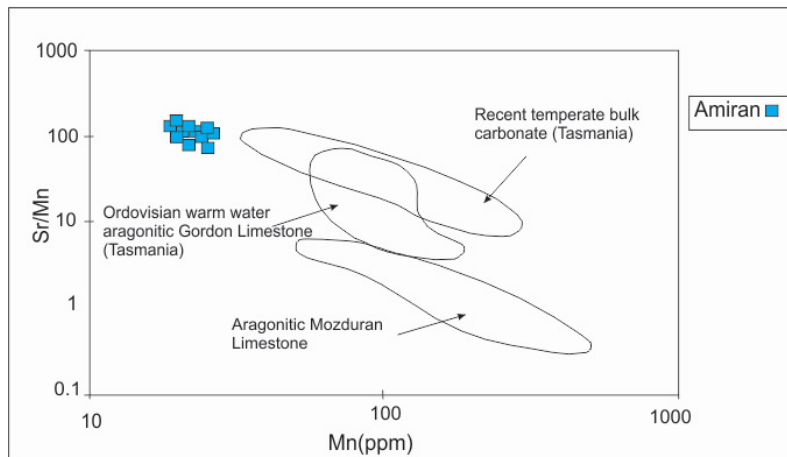
دیانژی کربنات‌ها فرایند انحلالی به همراه رسوب‌گذاری مجدد است. در طول انحلال، فاز نیمه پایدار آراگونیت انحلال و به کلسیت پایدار به‌ویژه کلسیت کم‌منیزیم تبدیل می‌شود. در طی این فرایند میزان استرانسیم کاهش یافته و مقدار منگنز افزایش می‌یابد. این فرایند به میزان قابل توجهی وابسته به خروج رسوبات از آب و قرار گرفتن در محیط دیانژی متئوریک است (کرباسی و همکاران، ۲۰۲۰). چون در طی دیانژی متئوریک نسبت Sr/Mn کاهش می‌یابد، بنابراین ترسیم Sr/Mn در مقابل Mn می‌تواند به عنوان معیاری مفید برای تخمین میزان انحلال سنگ‌آهک‌ها مورد استفاده قرار گیرد (رائو، ۱۹۹۱). در شکل ۱۱ نسبت Sr/Mn در مقابل Mn نشان داده شده است. این وضعیت بیانگر ترکیب کانی‌شناسی اولیه

² Closed system

¹ water/rock interaction

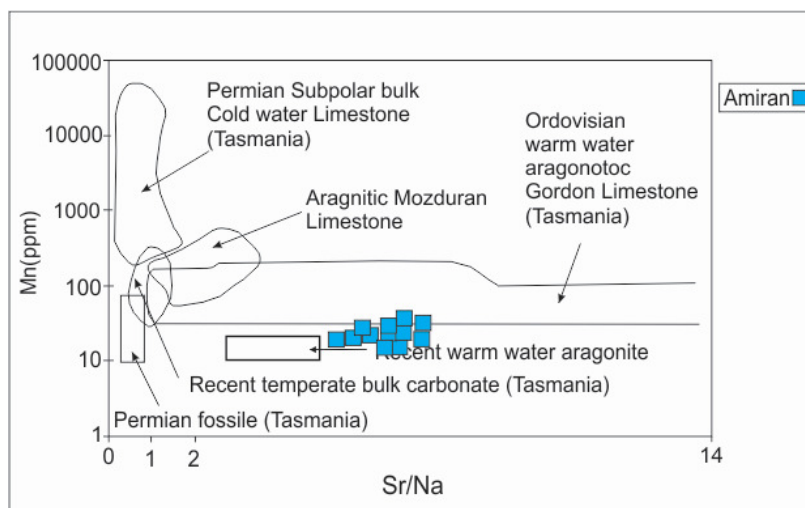
برخوردار هستند. اغلب نمونه‌های آهکی مورد مطالعه در مجاورت یا درون محدوده آهک‌های آراگونیتی گروه گوردون تاسمانیا (رائو، ۱۹۹۱) با ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی قرار گرفته‌اند.

در شکل ۱۲ روند تغییرات Sr/Na در مقابل Mn ترسیم شده است. نمونه‌های مورد مطالعه دارای نسبت بالای Sr/Na در حدود ۶ بوده و نسبت به آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر از میزان Mn بیش‌تری



شکل ۱۱. نسبت Sr/Mn در مقابل Mn در نمونه‌های آهکی سازند امیران

Fig. 11. The ratio of Sr/Mn versus Mn in limestone samples of Amiran Formation



شکل ۱۲. ترسیم روند تغییرات Sr/Na در برابر Mn در نمونه‌های آهکی سازندهای امیران

Fig. 12. Plotted the trend of changes of Sr/Na against Mn in limestone samples of Amiran Formation

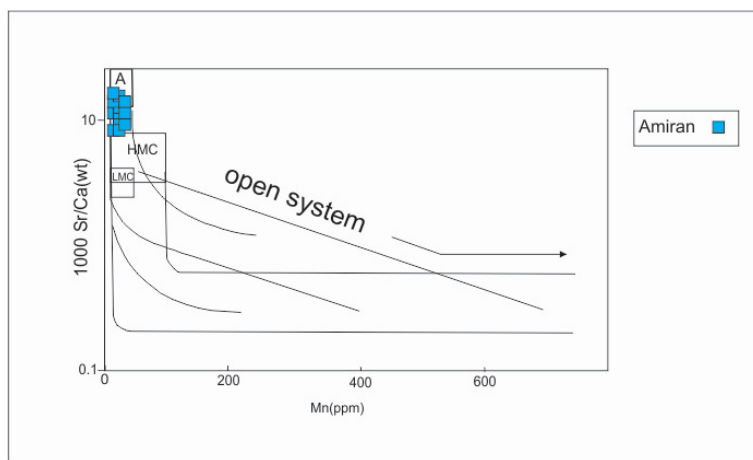
فازهای دیاژنزی کم‌تر از ترکیبات اولیه خواهد بود. در سیستم نیمه بسته که فعل و انفعالات آب و سنگ کم است، نسبت Sr/Ca فازهای دیاژنزی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه نخواهد داشت (اسدی مهماندوست و همکاران، ۲۰۱۳؛ حسن‌آبادی و همکاران، ۲۰۱۶؛ زائو و همکاران، ۲۰۱۶؛ المان و همکاران، ۲۰۱۹؛ زانگ و همکاران، ۲۰۲۰).

نسبت Sr/Ca در مقابل Mn

با استفاده از نسبت Sr/Ca و مقدار Mn می‌توان روند دیاژنزی را در سیستم‌های باز و بسته تعیین نمود (ویزر، ۱۹۸۳). روندهای دیاژنزی آراگونیت (A)، کلسیت پرمینیزیم (HMC) و کلسیت کم‌مینیزیم (LMC) در این نمودار توسط (برند و ویزر، ۱۹۸۰) مشخص شده است. در یک سیستم دیاژنزی باز، با افزایش فعل و انفعالات آب و سنگ میزان Sr/Ca کاهش یافته و در نتیجه میزان Sr/Ca

مقادیر Sr/Ca و نیز پایین بودن مقادیر منگنز این نمونه‌ها بیانگر محیط بسته^۱ تا نیمه بسته^۲ دیاژنتیکی است (شکل ۱۳).

افزایش میزان منگنز در کلسیت دیاژنتیکی نشان‌دهنده‌ی باز بودن سیستم و تأثیر آب‌های احیا کننده است. در نمونه‌های کربناته سازندهای امیران به دلیل بالا بودن



شکل ۱۳. روند تغییرات Mn در مقابل Sr/Ca در نمونه‌های آهکی سازند امیران

Fig. 13. Changes trend of Mn versus Sr/Ca changes trend in limestone samples of Amiran Formation

و با افزایش آراگونیت افزایش می‌یابد (رائو، ۱۹۹۰). تمرکز Sr همچنین در ارتباط با دمای آب نیز است (مورس و مک کنزی، ۱۹۹۰). میزان استرانسیم در کربنات‌های مورد مطالعه بر اثر تأثیر سیستم دیاژنتیکی بسته، تأثیر دیاژنز تدفینی و همچنین کانی‌شناسی اولیه آراگونیت و یا تمرکز آن در آب‌های کرتاسه - پالئوسن باشد. آراگونیت قابلیت نگهداری یون‌های با شعاع یونی بالا مانند Sr^{+2} را دارد و اگر آراگونیت در طی دیاژنز به کلسیت تبدیل شود میزان استرانسیم در آن کاهش خواهد یافت (برند و وایزر، ۱۹۸۰). میزان Sr بالا همچنین ممکن است نشان‌دهنده انحلال سنگ میزبان قبلی (نادر، ۲۰۱۷) و یا در ارتباط با کانی‌شناسی اولیه آراگونیت باشد (المان و همکاران، ۲۰۱۹؛ زانگ و همکاران، ۲۰۲۰). مقدار استرانسیم از قسمت‌های زیرین توالی مورد مطالعه به سمت قسمت‌های بالاتر افزایش می‌یابد که احتمالاً نشان‌دهنده تأثیر بیشتر فرایندهای دیاژنتیکی (متئوریک و تدفین) در طی زمان بر کربنات‌های قدیمی‌تر زیرین نسبت به کربنات‌های جوان‌تر بالایی است.

تغییرات Sr/Na عامل مهمی در تفکیک کانی‌شناسی اولیه آراگونیت در برابر کلسیت است (آدابی و

۶- بحث

علاوه بر شواهد پتروگرافی از داده‌های ژئوشیمی نیز در تفسیر شرایط دیاژنتیکی سنگ‌آهک‌های امیران در ناحیه مورد مطالعه استفاده شده است. تنوع در کانی‌شناسی کربنات‌ها به موقعیت سطح دریاها، تغییر در گسترش کف اقیانوس‌ها، فشار CO_2 و ... بستگی دارد. آنالیز عناصر کمیاب یک ابزار مفید برای تعیین میزان تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی بر روی کربنات‌های دریایی است. میزان Mn هنگام دیاژنز متئوریک افزایش می‌یابد درحالی‌که میزان Sr کاهش نشان می‌دهد. دیاژنز تدفینی نیز با افزایش Mn، Sr و Na مشخص می‌شود، زیرا آب‌های حفره‌ای بین دانه‌های شوری نسبتاً بالایی دارد. اغلب سنگ‌آهک‌های قدیمه در طی دیاژنز نظیر تبدیل آراگونیت به کلسیت، انحلال و قرار گرفتن در سیستم باز دیاژنتیکی استرانسیوم خود را از دست می‌دهند. میزان Sr در نمونه‌های کل^۱ محیط حاره‌ای عهد حاضر در محدوده بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی‌پی‌ام می‌باشد (میلیمان، ۱۹۷۴) درحالی‌که در کربنات‌های معتدله ۱۶۴۲ تا ۵۰۰۷ پی‌پی‌ام است (آدابی و رائو، ۱۹۹۱). این مقدار در نمونه‌های گل‌سنگی ناحیه مورد مطالعه ۱۸۲۰-۴۵۰۰ پی‌پی‌ام است. میزان استرانسیم با افزایش کلسیت با منیزیم پایین کاهش

¹ bulk

¹ closed system

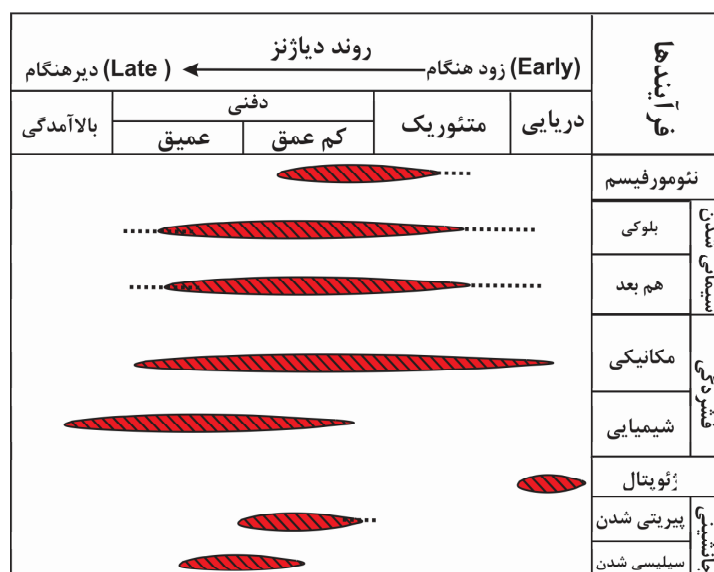
² Semiclosed System

رائو، ۱۹۹۱) به طوری که نسبت بالاتر Sr/Na از یک نشانگر ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیت و مقادیر کمتر از یک نشانگر ترکیب کانی‌شناسی اولیه کلسیتی است (رائو، ۱۹۹۰). میانگین نسبت $6.8 Sr/Na$ است که می‌تواند نشان‌دهنده آراگونیتی بودن بیشتر نهشته‌های سازند امیران باشد. میزان میانگین سدیم در نمونه‌های آهکی سازند امیران بین ۲۵۰ تا ۴۹۰ پی‌پی‌ام است. پایین‌تر بودن میانگین مقادیر Na در سنگ‌آهک‌های سازند امیران در مقایسه با کربنات‌های آراگونیتی عهد حاضر می‌تواند به دلیل تأثیر فرآیندهای دیاژنزی بر آن‌ها باشد. میزان Mn در سنگ‌های آهکی سازند امیران بین ۲۴ تا ۳۶ پی‌پی‌ام در تغییر است. عدم تأثیر دیاژنز متئوریکی می‌تواند باعث کاهش میزان منگنز در سنگ‌های کربناته مورد مطالعه شده باشد (برند و وایزر، ۱۹۸۰؛ آدابی و رائو، ۱۹۹۱) زیرا ضریب توزیع Mn حدود ۱۵ است و در آب‌های متئوریکی تمرکز بسیار زیادی دارد (پینگیتور، ۱۹۷۸). عوامل مختلفی از جمله افزایش سرعت رسوب‌گذاری، شرایط اکسیدان، عدم دیاژنز متئوریکی در کاهش میزان Mn در سنگ‌های کربناته امیران مؤثرند. دامنه کم تغییرات Mn در سازند امیران می‌تواند حاکی از کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی باشد (پینگیتور، ۱۹۷۸). تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی تدفینی باعث کاهش میزان Mn و افزایش میزان Sr می‌شود که با توجه به نمودار ترسیم شده Sr در برابر Mn (شکل ۱۲) این دو نسبت را نشان می‌دهد. در سیستم‌های دیاژنتیکی با افزایش واکنش متقابل آب و سنگ نسبت Sr/Ca کاهش می‌یابد. در سیستم دیاژنتیکی بسته واکنش متقابل آب و سنگ کم بوده و نسبت Sr/Ca نسبت به ترکیبات اولیه تغییرات کمی دارند. در کربنات‌های امیران در منطقه مورد مطالعه نسبت بالا Sr/Ca و میزان نسبتاً پایین Mn احتمالاً در ارتباط با سیستم دیاژنتیکی بسته بوده است (المان و همکاران، ۲۰۱۹). میزان مقادیر Fe نمونه‌های سازند امیران نیز احتمالاً یک محیط به سمت احیای بیشتر را نیز منعکس میکند (بارنابی و ریمستید، ۱۹۸۹). میزان نسبتاً پایین Fe و Mn در نمونه‌های مورد مطالعه همچنین ممکن است در ارتباط با تشکیل ریزرخساره‌ها در محیط‌های دور از ساحل باشد، که در مورد ریزرخساره‌های سازند امیران در شرایط دور از ساحل و در محیط‌های دور از ساحل در زیر خط اثر

storm wave base تشکیل شده‌اند (بایت‌گل و همکاران، ۲۰۱۴). مقایسه نمونه‌های آهکی سازند امیران با محدوده سنگ‌های آهکی سازند مزدوران (آدابی و رائو، ۱۹۹۱)، سنگ‌آهک گوردون تاسمانیا (رائو، ۱۹۹۰) و محدوده آراگونیت‌های حاره‌ای عهد حاضر (میلیمان، ۱۹۷۴) صورت گرفت و اغلب نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده نمونه‌های کربناته مزدوران و سنگ‌های آهکی حاره‌ای گوردون تاسمانیا با ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی قرار گرفته‌اند (المان و همکاران، ۲۰۱۹؛ زانگ و همکاران، ۲۰۲۰). در نتیجه دیاژنز تدفینی بر روی این رسوبات میزان استرانسیم نسبت به آهک‌های آراگونیتی آب‌های گرم عهد حاضر (می‌لی‌مان، ۱۹۷۴) افزایش یافته و میزان منگنز کاهش یافته است. بالا بودن نسبت استرانسیم به منگنز، استرانسیم به کلسیم، مقادیر پایین عنصر آهن و منگنز و نسبت بالای عنصر استرانسیم در نمونه‌های مورد مطالعه و ترسیم مقادیر Sr/Ca در برابر عناصر Mn, Mg, Fe بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته تا نیمه بسته با تبادل آب به سنگ پایین (W/R) برای کربنات‌های سازند امیران می‌باشد. همچنین تلفیق نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی و زمین‌شیمی عنصری نشان‌دهنده سیستم دیاژنزی غالباً بسته با ترکیب کانی‌شناسی اولیه غالب آراگونیتی می‌باشد. از طرفی وجود ناپیوستگی فرسایشی نه چندان شدید و طولانی مدت، آب و هوا و کنترل‌کننده‌های ذاتی سنگ مانند تراوایی، کانی‌شناسی اولیه و پتانسیل دیاژنزی که می‌تواند کنترل‌کننده مهمی در میزان نسبت آب به سنگ بوده باشد سبب شده است که بخش بالایی این توالی تحت تأثیر دیاژنز ناچیز جوی ضعیف قرار گیرد. در توالی مورد بحث اجزای زیستی به مقدار کمی تحت تأثیر انحلال ناشی از دیاژنز متئوریک قرار گرفته‌اند و لذا می‌توان گفت سیستم دیاژنزی غالب در توالی مورد بحث یک سیستم دیاژنزی بسته بوده و به سمت بالای توالی نیمه‌بسته می‌شود.

۷- توالی‌های پاراژنتیکی

شناسایی فرایندهای دیاژنتیکی حاصل از مطالعات پتروگرافی و تلفیق آن‌ها با داده‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های کربناته سازند امیران سه مرحله دیاژنز اولیه، میانی و نهایی را متحمل شده‌اند. اختصاصات هر یک از این مراحل به شرح زیر است (شکل ۱۴).



شکل ۱۴. توالی پاراژنتیکی مدل دیاژنزی بخش‌های کربناته سازند امیران در ناحیه مورد مطالعه

Fig. 14. Paragenetic sequence of the diagenesis model of the carbonate parts of the Amiran Formation in the study area

افزایشی یا کاهش‌ی برخی عناصر در قسمت‌های مختلف توالی شود. پایین بودن میزان عناصر Fe و Mn در نمونه‌های مورد مطالعه یکی دیگر از شواهد زمین‌شیمیایی سیستم دیاژنتیکی بسته است. از طرف دیگر غلظت Sr و نسبت Sr/Mn در طی فرایند تبدیل آراگونیت به کلسیت و عدم تاثیر ناچیز دیاژنز متئوریک افزایش می‌یابد. بالا بودن نسبت Sr/Mn در نمونه‌های مورد مطالعه و رابطه خطی آن با مقادیر Mn نشان‌دهنده تأثیر ناچیز دیاژنز متئوریک بر این نمونه‌ها در یک سیستم دیاژنتیکی نیمه‌بسته تا بسته است. از طرفی نسبت Sr/Ca در سیستم‌های دیاژنتیکی بسته بدلیل واکنش‌ها و تبادلات بین آب و سنگ افزایش می‌یابد که شواهد آن در نمونه‌های مورد مطالعه بخوبی مشاهده می‌شود.

مرحله مزوژنز: در طی شرایط دیاژنز کم عمق تا عمیق فرایندهای دیاژنتیکی متفاوتی نظیر سیمانی شدن (هم بعد، بلوکی)، فشردگی فیزیکی و شیمیایی، پیریتی شدن و سیلیسی شدن اتفاق افتاده است. از تأثیرات تدفین عمیق بر روی رسوبات سازند امیران می‌توان به افزایش تراکم دانه‌ها، شکسته شدن پوسته‌ها، تماس‌های مقعر- محدب، مضرس و استیلولیت اشاره نمود (تاکر و رایت، ۱۹۹۱؛ فلوگل، ۲۰۱۰).

مرحله تلوزنز: در مرحله نهایی دیاژنز بر اثر چین‌خوردگی رسوبات، درزه‌ها، شکستگی‌ها و گسل‌ها گسترش پیدا می‌کنند. درزه‌هایی که عمدتاً توسط سیمان کلسیتی با

مرحله اتوژنز: از جمله فرآیندهایی که رسوبات کربناته سازند امیران را در این مرحله تحت تاثیر قرار داده‌اند شامل فشردگی فیزیکی، نوربختی، سیمان کلسیت‌اسپاری، پیریتی شدن و فابریک ژئوپتال است. فرآیندهای دیاژنزی سیمان کلسیت‌اسپاری، ژئوپتال در شرایط دریایی ایجاد شده‌اند. فشردگی مکانیکی نیز یکی دیگر از فرآیندهای دیاژنزی است که بلافاصله پس از ته‌نشینی رسوب در کف حوضه آغاز شده است. ته‌نشست سیمان‌های هم‌بعد و بلوکی در این زمان از دیاژنز صورت گرفته است. نوربختی افزایشی که در زمینه میکریتی برخی نمونه‌ها رخ داده است نیز در این مرحله از دیاژنز شکل گرفته است. نوربختی معمولاً در محیط‌های دیاژنتیکی مرطوب و در حضور آب به صورت انحلال و ته‌نشست مواد مستعد ایجاد می‌گردد (بترست، ۱۹۷۵). نوربختی افزایشی در رابطه با برخی بلورهای رشد یافته به بهای از بین رفتن برخی دیگر از بلورها است و کربنات کلسیم مورد نیاز از انحلال بلورهای ریز و آب‌های بین روزنه‌ای در حال جریان تأمین می‌شود (تاکر، ۲۰۰۱). همچنین کاهش مقدار آهن و منگنز در برابر افزایش میزان سدیم و استرانسیوم می‌تواند مؤید تأثیر کم سیالات آب شیرین در این مرحله باشد. پدیده انحلال که در نهشته‌های مورد مطالعه خیلی کم دیده می‌شود می‌تواند دلیلی تأثیر ناچیز دیاژنز متئوریک و مؤید سیستم دیاژنتیکی نیمه‌بسته باشد. در سیستم‌های دیاژنتیکی بسته تبادلات زمین‌شیمیایی می‌تواند باعث ایجاد روندهای

۹- تشکر و قدردانی

در این مقاله از مطالعات زمین‌شیمی عنصری واحدهای کربناته سازند امیران استفاده شده است که مستخرج از پایان‌نامه ارشد نیست. از دانشکده علوم پایه دانشگاه فردوسی مشهد جهت انجام آنالیز عنصری نمونه‌های کربناته سازند امیران تشکر و قدردانی می‌شود.

References

- Adabi, M. H., Mehmandosti, A. 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. Salehi M. A. and Ghabeishavi A (2010) Depositional environment, and sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), S.W. Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39: 148-160.
- Aghanabati, A (2004) *Geology of Iran*. Geological survey of Iran, Tehra, pp. 606.
- Alavi, M (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20.
- Asadi Mehmandosti, E., Adabi, M. H. and Woods, A. D (2013) Microfacies and geochemistry of the Middle Cretaceous Sarvak Formation in Zagros Basin, Izeh Zone, SW Iran. *Sedimentary Geology*, 293: 9-20.
- Barnaby, R. J., Rimstidt, J. D (1989) Redox conditions of calcite cementation interpreted from Mn and Fe contents of authigenic calcites. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 795-804.
- Bathurst, R. G. C (1975) *Carbonate Sediments and their Diagenesis: Developments in Sedimentology*. 2nd Edition, Elsevier, Amsterdam, 12: 658 p.
- Bayet-Goll, A., Neto De Carvalho, C., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Nasiri, Y (2014) Depositional environments and ichnology of the deep-marine succession of the Amiran Formation (upper Maastrichtian-Paleocene), Lorestan Province, Zagros Fold- Thrust Belt, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 401: 13-42.
- Brand, U., Veizer, J (1980) Chemical diagenesis of a multicomponent carbonates system I: Trace elements, *Journal of Sed. Petrology*, 50: 1219-1236.

فابریک‌های بلوکی پر شده‌اند در مقیاس صحرایی (نمونه‌های دستی و میکروسکوپی مقاطع نازک) مشاهده می‌شوند. این رگه‌ها هم به صورت موازی و هم به صورت متقاطع که بر اثر نیروهای تکتونیکی به وجود آمده‌اند، قابل مشاهده است. این مرحله در اثر ایجاد درز و شکاف و همچنین انحلال ناشی از آب‌های شیرین، تخلخل گسترش بیشتری یافته و سبب انتقال آب‌های شیرین به قسمت‌های عمیق‌تر می‌گردند (فلوگل، ۲۰۱۰).

۸- نتیجه‌گیری

فرآیندهای دیاژنزی در رسوبات کربناته سازند امیران در برش مورد مطالعه شامل تشکیل سیمان کلسیتی به فرم‌های هم‌بعد، بلوکی، نوربختی افزایشی، فشردگی فیزیکی و شیمیایی، فابریک ژئوپتال، سیلیسی شدن و پیریتی شدن است. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که فرآیند دیاژنتیکی موثر بر این رسوبات در چهار محیط دیاژنزی (دریایی، تدفینی، بالآمدگی و آب شیرین) و در سه مرحله دیاژنزی (اژوژن، مزوژن و تلوژن) صورت گرفته است. در مرحله اژوژن که در محیط‌های دریایی و متاوریکی به وقوع پیوسته است فرآیندهای آغاز تراکم فیزیکی، نوربختی و تشکیل فابریک ژئوپتال رسوبات را تحت تاثیر قرار داده است. در مرحله مزوژن در شرایط تدفینی کم‌عمق تا عمیق تشکیل سیمان کلسیتی بلوکی، هم‌بعد، پیریتی شدن، سیلیسی‌شدن ادامه تراکم فیزیکی و نیز آغاز تراکم شیمیایی انجام شده‌اند. در آخرین مرحله (تلوژن) و طی بالآمدگی رسوبات، ادامه تراکم شیمیایی انجام شده است. با توجه به اینکه فرآیندهای دیاژنتیکی دریایی و دفنی کم‌عمق تا عمیق گسترده‌تری نسبت به سایر فرآیندها دارند، محیط‌های دریایی و تدفینی به عنوان محیط اصلی دیاژنیز برای رسوبات کربناته سازند امیران در نظر گرفته می‌شود. نتایج حاصل از آنالیزهای زمین‌شیمی عنصری و ترسیم این مقادیر در کنار یکدیگر حاکی از این است که کربنات‌های سازند امیران در برش نمونه دارای کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی بوده‌اند. بالا بودن نسبت Sr/Mn در نمونه‌های مورد مطالعه و رابطه آن با مقادیر Mn نشان‌دهنده افزایش عمق تدفین است. همچنین تغییرات ($1000 \times \text{Sr/Ca (wt)}$) در برابر Mn نشانگر نیمه بسته تا بسته بودن سیستم دیاژنتیکی در کربنات‌های سازند امیران است.

- Cooke, M. L., Simo, J. A., Underwood, C. A. and Rijken, P (2006) Mechanical Stratigraphic controls on fracture patterns within carbonates and implications for groundwater flow. *Sedimentary Geol*, 184: 225-239.
- El-ghalia, M. A. K., Morada, S., Mansurbega, H., Cajae, M. A., Siratd, M. Ogle, N (2009) Diagenetic alterations related to marine transgression and regression in fluvial and shallow marine sandstones of the Triassic Buntsandstein and Keuper sequence, the Paris Basin, France, *Marine and Petroleum Geology*, 26: 289–309.
- El-ghali, M. A. K., Mansurbeg, H., Morad, S., Al-Aasm, I. Ramseyer, K (2006) Distribution of diagenetic alterations in glaciogenic sandstones within a depositional facies and sequence stratigraphic framework: Evidence from the Upper Ordovician of the Murzuq Basin, SW Libya, *Sedimentary Geology*, 190: 323–351.
- Flügel, E (2004) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 976p.
- Flügel, E (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 976p.
- French, M. W., Worden, R. H (2013) Orientation of microcrystalline quartz in the Fontainebleau Formation, Paris Basin and why it preserves porosity. *Sedimentary Geology*, 284–285: 149-158.
- Folk, R. L. and Siedlecka, A (1974) The Schizohaline environment: its sedimentary and diagenesis fabrics as exemplified by late Paleozoic rocks of Bear Island, Svalbard, *Journal of Sedimentary Geology*, 11: 1-15.
- Garzanti, E., Andò, S., Limonta, M., Fielding, L. and Najman, Y (2018) Diagenetic control on mineralogical suites in sand, silt, and mud (Cenozoic Nile Delta): Implications for provenance reconstructions. *Earth Science Reviews*, 185: 122–139.
- Goldhaber, M. B (2004) Sulfur – rich sediment, In: Mackenzie F. T., (ED.), *Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks, Treatise on Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, PP. 257 – 288.
- Hakimi, M., Shalaby, M. R. and Abdullah, W. H (2012) Diagenetic characteristics and reservoir quality of the Lower Cretaceous Biyadh sandstones at Kharir oilfield in the western central Masila Basin, Yemen. *Journal of Asian Earth Sciences*, 51: 109-120.
- Heydari, E., & Wade, W (2003) Massive recrystallization of low – Mg calcite at high temperatures in hydrocarbon source rocks, Implication for organic acids as factors in diagenesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 86: 1285 – 1303.
- Higgins, J. A., Blättler, C., Lundstrom, E., Santiago-Ramos, D., Akhtar, A., Ahm, A. C., Bialik, O., Holmden, C., Bradbury, H., and Murray, S (2018) Mineralogy, early marine diagenesis, and the chemistry of shallow-water carbonate sediments: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 220: 512-534
- Hood, A. V. S., Planavsky, N. J., Wallace, M. W. and Wang, X (2018) The effects of diagenesis on geochemical paleoredox proxies in sedimentary carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 232: 265–287. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.04.022> .
- Homke, S., Vergés, J., Serra-Kiel, J., Bernaola, G., Sharp, I., Montero-Verdú, M. G. I., Karpuz, R., Goodarzi, M. H (2009) Late Cretaceous–Paleocene formation of the proto-Zagros foreland basin, Lurestan Province, SW Iran. *GSA Bull*, 121: 963–978.
- Hoseinabadi, M., Mahboubi, A., Shabestari, G. M., and Motamed, A (2016) Depositional environment, diagenesis, and geochemistry of Devonian Bahram formation carbonates, Eastern Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(1): 1-25. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-2056-4>.
- Javanbakht, M., Wanas, H. A., Jafarian, A., Shahsavan, N. and Sahraeyan, M (2018) Carbonate diagenesis in the Barremian-Aptian Tigran Formation (Kopet-Dagh Basin, NE Iran): Petrographic, geochemical and reservoir quality constraints. *Journal of African Earth Sciences*, 144: 122–135.
- Karbasi, A., Maaghrebi, M., Noori, R., Lak, R. and Sadrasab, M (2020) Investigation of spatiotemporal variation of drought in Iran during the last five decades, *Desert*, 25 (2): 213-226.
- Kasih, G. A. A., Chiba, S., Yamagata, Y., Shimizu, Y., & Haraguchi, K (2008) Modelling early diagenesis of sediment in Ago Bay, Japan, A comparison of steady state and dynamic calculation. *Ecological Modelling*, 215: 40-54.
- Lan, X., Liu, H., Lü, X., Yang, Y., and Dong, L (2020) Geological and geochemical implications of the complicated carbonate diagenetic process in the Lower Ordovician buried hills of the eastern Tazhong Low Rise, NW China, using Well M1 as an example. *Carbonates and Evaporites*, 35(14): 15
- Longman, M. W (1980) Carbonate diagenetic textures from near-surface diagenetic environments. *AAPG Bull*, 64: 461-487.
- Maghfouri, M. and Sedaghatnia, M (2023) Elemental geochemistry and petrography of Talehzang Formation (Northern edge of Rite anticline, southwest Lorestan) applied to analysis of diagenesis systems and primary mineralogical type, *Applied Sedimentology*, 11(22): 86-107 (in Persian).

- Milliman, J. D (1974) Marine carbonates recent sedimentology carbonate, Springer-Verlag, Berlin, 375 p.
- Morad, S. J., Ketzer, M. DeRos, L. F (2000) Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 46: 95–120.
- Morse, J. W., Mackenzie, F. T (1990) *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*. Development in Sedimentology, 48, 707pp.
- Nader, F. H (2017) Multi-Scale Quantitative Diagenesis and impacts on Heterogeneity of carbonate reservoir Rocks, 146 p.
- Nasiri, Y., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Bayet-Goll, A (2012) Deep Marine Trace Fossil Assemblages and their Palaeo- Environmental Significance from the Paleocene Amiran Formation in SW Lorestan. *Geosciences journal (Stratigraphy & Sedimentology)*: 22 (86): 229-244. Doi: 10.22071/gsj.2012.54091. (in persian).
- Nasiri, Y., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Khazaei, A. R., Yousefi, B (2013) Reconstruction of The sedimentary environment of siliciclastic – carbonate sediments of Amiran Formation (Upper Cretaceous – Paleocene) in SW Lorestan. *Iranian Journal of Geology*: 27: 74-55 (in Persian).
- Oluwajana, O. A., Ehinola, O. A., Ofiwe, C. U., Akhayere, E. and Egunjobi, K (2020) Depositional environment and diagenesis of Late Cretaceous-Early Paleogene carbonates on the Benin flank, southwestern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 163: 103762.
- Pettijohn, F. J (1975) *Sedimentary Rocks*. Harper & Row. New York. 628 pp.
- Piane, C. D., Almqvist, B. S. G., MacRae, C. M., Torpy, A., Mory, A. G. and Dewhurst, D. N (2015) Texture and diagenesis of Ordovician shale from the Canning Basin, Western Australia: Implications for elastic anisotropy and geomechanical properties. *Marine and Petroleum Geology*, 59: 56-71.
- Pingitore, N. E (1978) The behaviour of Zn and Mn during carbonate diagenesis Theory and application. *Journal of Sedimentary Petroleum*, 48: 799-814.
- Railsback, L. B (1993) Lithologic controls on morphology of pressure-dissolution surfaces (stylolites and dissolution seams) in Paleozoic carbonate rocks from the Mideastern United States. *Journal of Sedimentary Research* 63 (3): 513–522.
- 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), temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania Australia, *Carbonates and Evaporites*, 6: 83-106.
- Reed, J. S., Eriksson, K. A. and Kowalewski, M. (2005) Climatic, depositional and burial controls on diagenesis of Appalachian Carboniferous sandstones: qualitative and quantitative methods, *Sedimentary Geology*, 176: 225–246.
- Rogen, B., & Fabricius, I. L (2002) Influence of clay and silica on permeability and capillary entry pressure of chalk reservoirs in the North sea. *Petroleum Geoscience*, 8: 287 – 293.
- Ronchi, P., Jadoul, F., Ceriani, A., Giulio, A. D., Scotti, P., Ortenzi, A. and Massara, E. P (2011) Multistage dolomitization and distribution of dolomitized bodies in Early Jurassic carbonate platforms (Southern Alps, Italy), *Sedimentology*, 58: 532–565.
- Madden, R. and Wilson, M (2013) Diagenesis of a SE Asian Cenozoic carbonate platform margin and its adjacent basinal deposits, *Sedimentary Geology*, 286 (287): 20–38.
- San Miguel, G., Aurell, M. and Bádenas, B (2017) Diagenetic evolution of a shallow marine Kimmeridgian carbonate ramp (Jabaloyas, NE Spain): implications for hydrocarbon reservoir quality. *Arabian Journal of Geosciences*, 10 (16): 376 p.
- Seibel, M. J., & James, N. P (2017) Diagenesis of Miocene, incised Valley – filling limestones: Provence Southern France. *Sedimentary Geology*, 347: 21 – 35.
- Smith, J. V (2000) Three – dimensional morphology and connectivity of Stylolite shape reactivated during veining. *Journal of Structural Geology*, 22: 59 – 64.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P (1991) *Carbonate Sedimentology*, Blackwell, Oxford, 482 p.
- Tucker, M. E (2001) *Sedimentary Petrology*, Third Edition, Blackwell, Oxford, 260 p.
- Ullman, P. V., Grandstaff, D. E., Ash, R. D. and Lacovara, K. J (2019) Geochemical taphonomy of the Standing Rock Hadrosaur Site: exploring links between rare earth elements and cellular and soft tissue preservation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* <https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.10.030>
- Vandeginste, V., John, C. M. and Manning, C. H (2013) Interplay between depositional facies, diagenesis and early fractures in the Early Cretaceous Habshan Formation, Jebel Madar, Oman. *Marine and Petroleum Geology*, 43: 489-503.
- Veizer, J (1983) Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique, *Stable Isotopes in Sedimentary*

- Geology: Society for Sedimentary Geology, 10: 3-100.
- Wang, G., Li, P., Hao, F., Zou, H., Zhang, L. and Yu, X (2015) Impact of sedimentology, diagenesis, and solid bitumen on the development of a tight gas grainstone reservoir in the Feixianguan Formation, Jiannan area, China: Implications for gas exploration in tight carbonate reservoirs. *Marine and Petroleum Geology*, 64: 250-265.
- Zhang, B., Zhang, J., Yan, S., Gu, Z. and Wang, X (2012) Detrital quartz and quartz cement in Upper Triassic reservoir sandstones of the Sichuan basin: Characteristics and mechanisms of formation based on cathodoluminescence and electron backscatter diffraction analysis. *Sedimentary Geology*, 267 (268): 104-114.
- Zhang, H. D., Liu, J. C., Xu, Q. and Wang, J. Y (2020) Geochronology, isotopic chemistry, and gold mineralization of the black slate-hosted Haoyaoerhudong gold deposit, northern North China Craton. *Ore Geology Reviews* doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103315.
- Zhang, H., Peng, J., Lin, X., Li, B. and Xia, Q (2018) Diagenesis and its controlling factors of Lower Donghetang Formation tight sandstone reservoir in Bachu area, Tarim Basin, China. *Geosciences Journal*, 22 (2): 327- 336.
- Zhao, H. and Jones, B (2012) Genesis of fabric-destructive dolostones: A case study of the Brac Formation (Oligocene), Cayman Brac, British West Indies. *Sedimentary Geology*, 267-268: 36-54.
- Zhao, M., Li, H. C., Shen, C. C., Kang, S. C. and Chou, C. Y (2016) ^{18}O , ^{13}C , elemental content and depositional features of a stalagmite from Yelang Cave reflecting climate and vegetation changes since late Pleistocene in central Guizhou, China. *Quaternary International* <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2016.07.022>.

Analysis of diagenesis systems of carbonate units of Amiran Formation (Upper Maastrichtian-Paleocene) based on petrographic and elemental geochemistry studies, Folded Zagros, south-western Lorestan

Y. Nasiri¹, S. Taghdisi Nikbakht^{1*}, M. Sedaghatnia², R. Moussavi-Harami³ and A. Mahboubi³

1- Assist. Prof., Dept., of Geology, Faculty of Sciences, University of Gonabad, Gonabad, Iran

2- Ph. D., student, Dept., of Geology, Faculty of Science, Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran

3- Prof., Dept., of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University, Mashhad, Iran

* samirataghdisi@gmail.com

Received: 2024.9.9 Accepted: 2024.11.19

Abstract

The Amiran Formation with the age of Upper Maastrichtian - Paleocene is spread of in Lorestan region, Zagros sedimentary basin. The purpose of this research is to investigate the primary mineralogy and the type of diagenesis systems of the carbonate units of the Amiran Formation in southwest of Lorestan based on elemental geochemistry and lithological studies. In this regard, a stratigraphic section (Pirshamsoddin section) has been measured and sampled. The thickness of this section is 920 meters, which its carbonate part has a thickness of 45 meters. The lower boundary of this formation is gradual with Gurpi Formation and its upper boundary with Kashkan Formation is sharp. The diagenetic processes affecting carbonate rocks include cementation, crystallization, compaction, silicification, pyritization, and geopetal fabric. Based on lithological studies of carbonate rocks, the cements in this section are often related to marine diagenetic environments, deep burial, and shallow burial close to the surface diagenetic environments, as well as weakly atmospheric diagenesis. Moreover, biological components have been slightly affected by dissolution caused by meteoric diagenesis. Therefore, the dominant diagenesis system in the discussed sequence is a closed or slightly open diagenesis system. The high ratio of Sr/Mn element, low values of Fe and Mn elements and high ratio of Sr element in the studied samples and plotted of Sr/Ca values against Mn element indicate a dominant closed diagenesis system for the carbonates of the Amiran Formation. The elemental analysis results indicate the primary mineralogy of aragonite for the Amiran Formation. In addition the high ratio of Sr/Mn and Sr/Na in the studied samples indicate a dominant closed diagenesis system in a weak and with the few exchange of water-to-rock ratio (W/R) for the carbonates of Amiran Formation.

Keywords: Amiran Formation, Zagros basin, Diagenesis processes, Paragenetic sequence, Elemental geochemistry

Introduction

The Amiran Formation (Upper Maastrichtian-Paleocene) is a siliciclastic-carbonate formation in the Zagros Basin, deposited after the Laramian orogenic phase in the Lorestan area. This phase involved major uplift, folding, and thrusting following the collision between the Arabian continental crust and Central Iran. Erosion of the Zagros orogenic belt and Radiolarite-Ophiolite complex of the Zagros subduction zone produced terrigenous materials, which were transported to southeastern and southwestern regions due to oceanic crust uplift in the central and northeastern areas. These erosional deposits formed the Amiran Formation in the foreland

basin of the Zagros Fold Belt during the Upper Cretaceous to Paleocene. Diagenetic processes significantly modify the composition, texture, porosity, and permeability of sediments. Sea-level changes influence both these processes and sedimentation in sedimentary rocks. Diagenesis in siliciclastic rocks is affected by sediment origin, depositional systems, burial conditions, lithology, paleoclimate, burial history, subsidence rates, sediment supply, and tectonic activity. In carbonate rocks, factors such as geography, tectonics, sediment accumulation rate, particle size, early sediment composition, sediment purity, and physicochemical conditions are critical. In

geochemical studies of the Amiran Formation's carbonate sediments, micritic samples were analyzed to determine diagenetic trends and processes. The nature of diagenetic fluids, early mineralogy, and sedimentary environments were investigated through major and minor element analysis and isotopic studies. Geochemical data on major elements (Ca, Mg) and minor elements (Fe, Mn, Na, Sr) provide insights into sediment mineralogy, sedimentation rates, water temperature, redox conditions, CO₂ content, and salinity. This study aims to identify post-depositional processes and establish the paragenetic sequence of the carbonate and sandstone deposits of the Amiran Formation using petrographic features and geochemical analyses.

Materials and Methods

The study area lies 60 km southwest of Khorramabad City in Lorestan Province (N33°42'4", E47°51'24") within the Zagros Fold-Thrust Belt. The Amiran Formation at the Pirshamsedin section is 920 m thick. In order to understand the diagenesis processes of Amiran Formation in the studied section, 60 rock samples were taken from the desired sequence in such a way as to cover the entire sequence has given. From all the samples, lithological thin sections were prepared and studied by Olympus-BH2 polarizing microscope. Thin sections were stained by the method (Dickson, 1965) by alizarin red solution (ARS) to distinguish calcite minerals from dolomite and potassium ferrocyanide solution to distinguish iron-bearing dolomites. Twelve limestone samples from this section were analyzed for trace elements. Calcite powder was extracted using a dental drill and reacted with anhydrous phosphoric acid in a vacuum at 72°C. The samples were analyzed using atomic absorption spectrophotometry at Ferdowsi University of Mashhad to determine Ca, Mg, Sr, Na, and Fe concentrations.

Discussion and Results

Diagenesis

Limestones: Diagenetic processes in carbonates include cementation, crystallization, compaction, silicification, pyritization, and geopetal fabric.

Carbonate Geochemistry

The concentrations of major (Ca, Mg) and minor (Fe, Mn, Sr, Na) elements in limestone

samples were analyzed to determine the original mineralogy and diagenetic systems. In addition to petrographic evidence, geochemical data were also used to interpret the diagenetic conditions of the Amiran Formation limestones in the studied area. The mineralogical diversity of carbonates depends on factors such as sea level positions, changes in ocean floor spreading, CO₂ pressure, and others. Trace element analysis serves as a useful tool for determining the extent of diagenetic processes affecting marine carbonates. During meteoric diagenesis, Mn concentration increases, whereas Sr concentration decreases. Burial diagenesis is characterized by an increase in Sr, Mn, and Na, due to the relatively high salinity of interstitial pore waters. Ancient limestones often lose their strontium during diagenesis through processes such as the transformation of aragonite to calcite, dissolution, and interaction with an open diagenetic system. The Sr content in bulk samples of present-day tropical environments ranges between 8,000 and 10,000 ppm (Milliman, 1974), whereas in temperate carbonates, it ranges from 1,642 to 5,007 ppm. In the studied area, the Sr content in marl samples ranges from 1,820 to 4,500 ppm. Sr content decreases with increasing low-Mg calcite and increases with rising aragonite content. Sr concentration is also influenced by water temperature. The Sr content in the studied carbonates is affected by a closed diagenetic system, burial diagenesis, the initial aragonite mineralogy, and the Sr concentration of Cretaceous–Paleocene waters. Aragonite retains high-ionic-radius elements like Sr²⁺. When aragonite transforms into calcite during diagenesis, its Sr content decreases. High Sr levels may also indicate host rock dissolution (Nader, 2017) or primary aragonite mineralogy. The Sr content increases upward in the studied sequence, potentially reflecting stronger diagenetic processes (meteoric and burial) on older, lower carbonates compared to younger, upper carbonates. The Sr/Na ratio is crucial for distinguishing primary aragonite from calcite mineralogy, with higher Sr/Na ratios indicating primary aragonite and lower ratios suggesting primary calcite. The mean Sr/Na ratio of 8.6 indicates predominantly aragonitic deposits in the Amiran Formation. The Na content of the limestones ranges between 250 and 490 ppm. The lower Na content compared to modern aragonitic

carbonates may result from diagenetic processes. Mn concentrations in the Amiran Formation limestones range from 24 to 36 ppm. The lack of meteoric diagenesis could explain the reduced Mn levels, as the Mn distribution coefficient is approximately 15, and meteoric waters have high Mn concentrations. Factors such as increased sedimentation rates, oxidizing conditions, and the absence of meteoric diagenesis likely contributed to lower Mn levels. The narrow range of Mn variation suggests an initial aragonitic mineralogy. Burial diagenesis tends to lower Mn levels while increasing Sr, as shown in the Sr vs. Mn plot. In diagenetic systems, greater water-rock interaction reduces the Sr/Ca ratio. In closed diagenetic systems with limited water-rock interaction, the Sr/Ca ratio shows minor changes from primary compositions. The high Sr/Ca ratio and relatively low Mn levels in the Amiran Formation carbonates suggest a closed diagenetic system. The low Fe and Mn concentrations likely reflect a more reducing environment. The low Fe and Mn levels might also correspond to deposition in offshore settings below the storm wave base, as observed in the Amiran Formation microfacies. A comparison of the Amiran limestones with the Mozduran Formation (Adabi & Rao, 1991), the Gordon Limestone of Tasmania (Rao, 1990), and modern tropical aragonites (Milliman, 1974) shows that most samples fall within the range of aragonitic carbonate rocks of the Mozduran Formation and Gordon Limestone. Consequently, burial diagenesis has increased Sr levels and decreased Mn levels in these deposits compared to present-day tropical aragonitic limestones. The high Sr/Mn, Sr/Ca, and low Fe and Mn concentrations, along with elevated Sr

levels in the studied samples, indicate a closed to semi-closed diagenetic system with limited water-rock interaction (W/R). The integration of petrographic and elemental geochemistry results highlights a predominantly closed diagenetic system with an initially aragonitic mineralogy. Additionally, the presence of a relatively minor and short-lived erosional discontinuity, climate conditions, intrinsic rock factors such as permeability, initial mineralogy, and diagenetic potential, which likely controlled water-rock ratios, has led to a weak semi-closed diagenetic system in the upper sequence. Biotic components in the studied sequence show minimal dissolution due to meteoric diagenesis, suggesting a predominantly closed diagenetic system transitioning to a semi-closed system in the upper parts of the sequence.

Conclusion

Diagenetic processes in the Amiran Formation include cementation, crystallization, compaction, silicification, pyritization, and geopetal fabric in carbonates. Based on lithological studies of carbonate rocks, the cements in this section are often related to marine diagenetic environments, deep burial, and shallow burial close to the surface diagenetic environments, as well as weakly atmospheric diagenesis. Moreover, biological components have been slightly affected by dissolution caused by meteoric diagenesis. Therefore, the dominant diagenesis system in the discussed sequence is a closed or slightly open diagenesis system. Geochemical analyses confirm a primary aragonite mineralogy and limited rock-water interaction, indicative of a closed to semi-closed diagenetic system.