

فرآیندهای دیاژنتیکی و ژئوشیمی عنصری سازند روته در برش‌های خور، سنگسر (دامنه‌ی جنوبی البرز مرکزی) و مکارود (دامنه‌ی شمالی البرز مرکزی)

لیلی بسطامی*، میررضا موسوی^۱، محبوبه حسینی برزی^۳

- ۱- دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی
 ۲- استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
 ۳- دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

پذیرش مقاله: ۱۳۹۶/۴/۲۸

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۶/۱۱/۵

چکیده

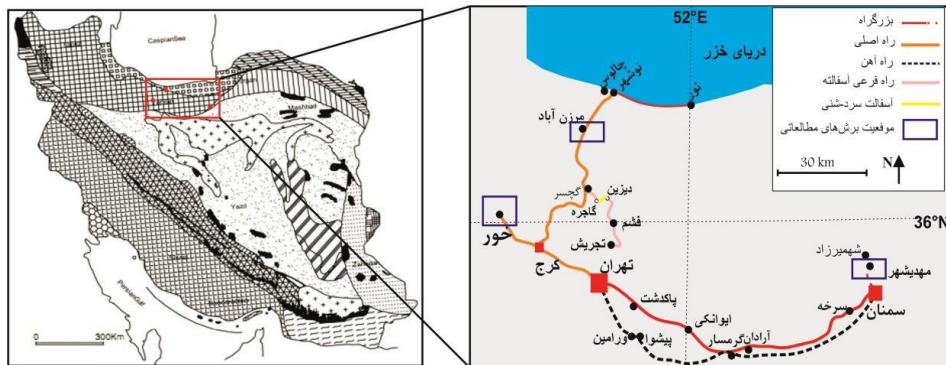
در این تحقیق سازند روته با سن پرمین میانی به منظور بررسی فرآیندهای دیاژنتیکی مؤثر و کانی‌شناسی اولیه در برش‌های خور (با ضخامت ۲۱۲ متر) و سنگسر (با ضخامت ۱۰۶ متر) واقع در دامنه‌ی جنوبی البرز مرکزی و برش مکارود (با ضخامت ۲۲۲ متر) واقع در دامنه‌ی شمالی البرز مرکزی مورد مطالعات پتروگرافی (۳۸۵ مقطع نازک) و ژئوشیمیایی (۶۰ نمونه) قرار گرفته است. طی مطالعات پتروگرافی با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان و کاتدولومینسانس شواهد مربوط به محیط‌های دیاژنتیکی دریایی، متائوریکی و تدفینی در سازند روته شناسایی شده است. سیمانی‌شدن، سیلیسی‌شدن، دولومیتی‌شدن، تبلور مجدد و انحلال مهم‌ترین فرآیندهای مؤثر در سازند روته می‌باشند. تغییرات عناصر فرعی آهک‌های سازند روته و مقایسه‌ی آنها با نتایج ارائه شده توسط دیگر محققین نشان‌دهنده‌ی کانی‌شناسی اولیه‌ی آراگونیتی است. تغییرات $1000 * Sr/Ca$ (wt) در برابر Mn حاکی از یک سیستم دیاژنتیکی باز در هر سه برش مطالعه شده است. براساس شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی تأثیر دگرسانی در برش سنگسر کمتر از برش‌های خور و مکارود بوده است.

واژه‌های کلیدی: آراگونیت، سازند روته، دیاژنز، عناصر اصلی و فرعی.

مقدمه

مطالعات رسوب‌شناسی انتخاب شده‌اند. برش‌های خور و سنگسر در دامنه‌ی جنوبی البرز مرکزی و برش مکارود در دامنه‌ی شمالی البرز مرکزی واقع شده‌اند (شکل ۱). مهدوی و وزیری (۲۰۱۰)، طی مطالعات زیست‌چینه‌نگاری سازند روته در برش خور سن این سازند را آرتینسکین-مورگابین پسین می‌دانند. صدیقیان (۱۳۹۲)، نیز طی مطالعات زیست‌چینه‌نگاری سازند روته در برش سنگسر سن سازند روته در این برش را آرتینسکین-مورگابین پسین می‌داند. هدف از انجام این مطالعه تلفیق داده‌های پتروگرافی و ژئوشیمی عنصری به‌منظور شناسایی فرآیندهای دیاژنتیکی، چگونگی تأثیر آنها در برش‌های مختلف و کانی‌شناسی اولیه‌ی سازند روته می‌باشد.

سازند روته باسن کوبرگاندین تا مورگابین (پرتوآذر، ۱۳۷۴؛ جنی-دشوس، ۱۹۸۳)، مورگابین (بزرگ‌نیا، ۱۹۷۳) و مورگابین تا میدین (گیتانی و همکاران، ۲۰۰۹)، دومین چرخه‌ی پرمین در حوضه‌ی البرز می‌باشد. بنا به استنباط آفانباتی (۱۳۸۳) در زمان رسوب‌گذاری سازند روته، دریای پرمین بیشترین گسترش را داشته است. تاکنون محققین مختلفی به بررسی سازند روته از دیدگاه محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکansı (مختارپور، ۱۳۷۶؛ لنگرانی، ۱۳۸۶؛ حسنی و همکاران، ۱۳۹۱؛ بابایی‌خو و همکاران، ۱۳۹۲؛ گیتانی و همکاران، ۲۰۰۹) و هم-چنین دیاژنز، ژئوشیمی عنصری و ایزوتوپی (ارباب، ۱۳۸۲؛ بابایی‌خو، ۱۳۹۲) پرداخته‌اند. در این تحقیق، سه برش تازه از سازند روته جهت انجام



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش‌های مورد مطالعه.

و با آهک‌های نازک‌لایه خاکستری که با ناپیوستگی فرسایشی بر روی ماسه‌سنگ‌های کوارتزآرنایتی سازند دورود واقع شده است، شروع می‌شود. این آهک‌ها در ادامه به آهک‌های کرم رنگ متوسط و ضخیم لایه تبدیل می‌شوند. در برخی بخش‌ها دولومیت‌های متوسط تا ضخیم لایه و آهک‌های دولومیتی در توالی دیده می‌شوند. مرز بالایی سازند

محدوده مورد مطالعه

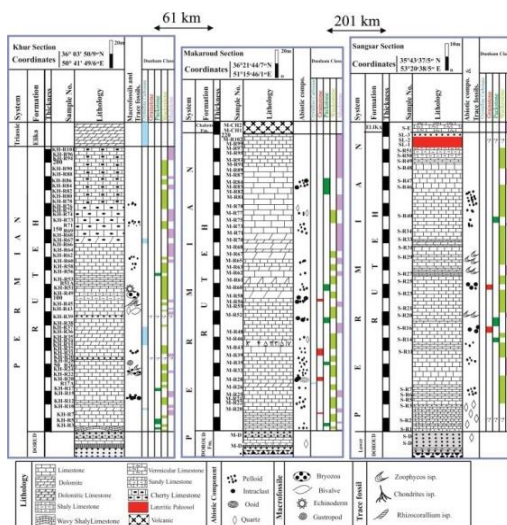
موقعیت جغرافیایی و چینه‌شناسی سازند روته در

برش‌های مورد مطالعه

برش مکارود در ۳۷ کیلومتری جنوب چالوس، با مختصات جغرافیایی $36^{\circ}21'44''$ عرض شمالی و $51^{\circ}15'46''$ طول شرقی واقع شده است. ضخامت سازند روته در این برش ۲۲۲ متر می‌باشد

کمزایوه با ضخامت حدود دو متر قرار دارد که در زیر آهک ورمیکولار الیکا قرار گرفته است. برش خور در ۷۲ کیلومتری غرب تهران با مختصات جغرافیایی $36^{\circ}03'50''/9^{\circ}$ عرض شمالی و $41^{\circ}49'6''$ طول شرقی و در فاصله ۶۱ کیلومتری جنوب غرب برش مکارود و ۲۴۰ کیلومتری شمال غرب برش سنگسر واقع شده است. سازند روته در برش خور در قاعده با آهک‌های شیلی و موجی نازک و متوسط لایه شروع می‌شود و در ادامه به ترتیب شامل آهک‌های متوسط لایه‌ی خاکستری رنگ، لایه‌ی دولومیکرایتی متوسط لایه، آهک‌های خاکستری رنگ نازک تا متوسط لایه، لایه‌ی نازک کوارتزآرنایتی، آهک خاکستری رنگ متوسط لایه، دولومیت آجری رنگ ضخیم لایه، آهک‌های خاکستری رنگ متوسط لایه با میان‌لایه‌ی نازک ماسه‌سنگی، آهک‌های شیلی نازک و متوسط لایه، آهک‌های خاکستری رنگ نازک و متوسط لایه، دولومیت ضخیم لایه‌ی چرتی، آهک‌های ضخیم لایه کارستی و چرتی و در بالاترین بخش‌ها شامل آهک-های چرتی خاکستری رنگ نازک لایه می‌شود. سازند روته در برش خور روی سازند دورود و زیر سازند الیکا قرار گرفته است (شکل ۲).

روته در این برش گسله است و بر روی آن ولکانیک-های سازند چالوس قرار دارند. برش سنگسر در یک کیلومتری شمال غربی شهرستان مهدی شهر در استان سمنان، با مختصات جغرافیایی $35^{\circ}42'37''/5^{\circ}$ عرض شمالی و $35^{\circ}20'35''/8^{\circ}$ طول شرقی و در فاصله ۲۰۱ کیلومتری جنوب شرقی برش مکارود واقع شده است. ضخامت سازند روته در این برش ۱۰۶ متر می‌باشد که با مرز تدریجی بر روی ماسه-سنگ‌های سازند دورود قرار گرفته است. سازند روته در این برش در قاعده با سنگ‌آهک ماسه‌ای خاکستری متوسط و نازک لایه شروع می‌شود که بر روی آن یک متر لایه ماسه‌سنگ کوارتزآرنایتی با سیمان کربناته قرار دارد. در ادامه به ترتیب آهک-های خاکستری رنگ نازک تا ضخیم لایه، آهک‌های خاکستری رنگ متوسط تا نازک لایه دارای ماکروفسیل‌هایی از قبیل براکیوپود، کرینوئید و بریوزوا، آهک‌های خاکستری متوسط تا ضخیم لایه و در بالاترین بخش سازند حدود چهار متر آهک-های نازک لایه و آهک مارنی نهشته شده است. در مرز بالایی سازند روته حدود چهار متر رسوبات لاتریتی قرمز رنگ و بر روی آن لایه‌ی ماسه‌سنگ کوارتزآرنایتی دارای لامیناسیون موازی و مورب



شکل ۲: ستون سنگ‌شناسی سازند روته در برش‌های مورد مطالعه. مقیاس ستون‌ها در بالای هر کدام آورده شده است.

مواد و روش‌ها

جهت انجام مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی سازند روته در برش‌های مورد مطالعه تعداد ۱۰۱ نمونه سنگی از برش خور با ضخامت ۲۱۲ متر، ۱۰۶ نمونه سنگی از برش مکارود با ضخامت ۲۲۲ متر و تعداد ۵۷ نمونه سنگی از برش سنگسر با ضخامت ۱۰۶ متر با در نظر گرفتن مرز سازندها، الگوی لایه-بندی، تغییرات لیتولوژی و حضور آثار فسیلی و ماکروفسیل‌ها برداشته شد. جهت تشخیص نمونه‌های سنگ‌آهک از دولومیت و تفکیک کربنات‌های آهن‌دار و فاقد آهن، مقاطع نازک تهیه شده از این نمونه‌ها توسط مخلوط محلول آلزاین قرمز و فروسیانید پتاسیم به روش دیکسون (۱۹۶۵) رنگ-آمیزی گردیدند. پس از مطالعه و بررسی مقاطع نازک میکروسکوپی تعداد ۳۱ نمونه از برش خور، ۱۲ نمونه از برش مکارود و ۱۷ نمونه از برش سنگسر جهت انجام مطالعات عنصری و تعیین عناصر اصلی (Ca و Mg) و فرعی (Fe, Mn, Na, Sr) انتخاب شدند. پودر این نمونه‌ها با استفاده از مته دندانپزشکی و به دور از رگه‌ها و یا آلوکم‌ها و از زمینه‌ی میکرایتی سنگ تهیه گردید و سپس توسط دستگاه طیف‌سنج جذب اتمی در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه شهید بهشتی مورد تجزیه قرار گرفت. در نهایت مقادیر عناصر اصلی برحسب درصد و عناصر فرعی بر حسب پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شدند. با بررسی تغییرات عناصر، ترکیب کانی‌شناسی اولیه و خصوصیات دیاژنتیکی سازند روته مورد بررسی قرار گرفته است. جهت تفکیک محیط‌های دیاژنتیکی انواع سیمان‌ها، از برخی نمونه‌ها مقاطع نازک صیقلی تهیه و توسط میکروسکوپ کاتدولومینسانس در پژوهشگاه صنعت نفت ایران مطالعه شده‌اند.

نتایج

محیط رسوبی سازند روته در برش‌های مورد مطالعه بررسی ریزرخساره‌های سازند روته در برش‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که محیط رسوبی سازند روته در این مناطق یک رمپ کربناته‌ی هم‌شیب شامل ۴ کمر بند رخساره‌ی پهنه جزرومدی، لاگون، پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی و دریای باز بوده است. زیرمحیط پهنه‌ی جزرومدی در سازند روته شامل ریزرخساره‌های مادستون آهکی و مادستون آهکی ماسه‌ای، مادستون دولومیتی، پلوئید اینتراکلاست و کستون و یک سنگ رخساره‌ی کوارتزآرانی می‌شود. زیرمحیط لاگون سازند روته در کم‌عمق‌ترین بخش‌ها به طرف پهنه‌ی جزرومدی شامل بایوکلاست مادستون و در بخش‌های مرکزی شامل ریزرخساره‌های داسی کلاذاسه‌آ و کستون، فرامینفرا پلوئید و کستون و در بخش‌های به طرف پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی شامل ریزرخساره‌های بایوکلاست پلوئید و کستون، بایوکلاست توبی‌فیتس و کستون و بایوکلاست آگال و کستون/پکستون است. کمر بند رخساره‌ی پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی سازند روته به ترتیب از بخش‌های در مجاورت لاگون به سمت دریای باز شامل ائید پلوئید پکستون/گرینستون، بایوکلاست پلوئید پکستون/گرینستون، پلوئید بایوکلاست گرینستون و آگال پکستون/گرینستون بوده و در نهایت کمر بند رخساره‌ی دریای باز از بخش‌های کم‌عمق به سمت بخش‌های عمیق‌تر شامل توبی‌فیتس ژیمنوکودیاسه‌آ و کستون، ژیمنوکودیاسه‌آ پکستون، بایوکلاست ژیمنوکودیاسه‌آ و کستون، اسپیکول اسفنج بایوکلاست و کستون، کرینوئید مادستون/و کستون، بایوکلاست و کستون و بایوکلاست مادستون می‌شود. بررسی ریزرخساره‌های توزیع شده در

زیرمحیط‌های یاد شده و اجزاء تشکیل دهنده‌ی آنها نشان‌دهنده‌ی این است که محیط رسوبی سازند روته یک رمپ بایوکلاستیک^۱ مشابه محیط دیرینه-ی معرفی شده توسط کولودکا و همکاران (۲۰۱۲) برای سازند دالان در حوضه‌ی فارس می‌باشد. نهشته‌های سازند روته در برش سنگسر در اعماق بیشتری نسبت به برش‌های مکارود و خور نهشته شده‌اند (بسطامی و همکاران، ۱۳۹۵).

فرآیندهای دیاژنتیکی

برپایه‌ی مطالعات پتروگرافی انواع فرآیندهای دیاژنتزی و توالی پاراژنتیکی آنها در برش‌های مورد مطالعه از سازند روته تعیین شده است. فرآیندهای دیاژنتیکی که سازند روته را تحت تأثیر قرار داده‌اند شامل جانشینی (سیلیسی شدن، آهن‌دار شدن، پیریتی شدن، دولومیتی شدن)، سیمانی شدن، تبلور مجدد، تراکم، انحلال، میکرایتی شدن، آشفستگی زیستی و شکستگی می‌شوند.

جانشینی^۲: سیلیسی شدن^۳ فرآیند جانشینی اصلی مشاهده شده در سازند روته می‌باشد. آهن‌دار شدن^۴ (اکسیدهای آهن) و پیریتی شدن^۵ (سولفید آهن) با فراوانی کم مشاهده شده‌اند. سیلیسی شدن به صورت جانشینی سیلیس در اجزاء بایوکلاستی (شکل ۳ A و B) و زمینه (شکل ۳ C) در هر سه برش مطالعه شده و تشکیل ندول‌های چرت در بررسی‌های صحرایی در بخش‌های بالایی برش خور مشاهده شده است. جانشینی سیلیس در سنگ‌های آهنی ممکن است در مراحل اولیه دیاژنز و قبل از سخت شدن و یا بعد از سنگ شدن رسوبات به وقوع بپیوندد.

آهن‌دار شدن: جانشینی آهن در زمینه‌ی سنگ و بایوکلاست‌ها (شکل ۳ D) و تجمع آهن در امتداد استیلولیت‌ها عمدتاً در برش‌های خور و مکارود و به مقدار کمتر در برش سنگسر مشاهده شده است.

آهن‌دار شدن عمدتاً مربوط به دیاژنز تدفینی می‌باشد (تاگر، ۲۰۰۱). پیریتی شدن به صورت تشکیل بلورهای کوبیک پیریت (شکل ۳، E) و جانشینی پیریت در حجرات فرامینیفرها مشاهده می‌شود.

دولومیتی شدن^۶: دولومیتی شدن از فرآیندهای دیاژنتیکی اصلی در نهشته‌های سازند روته به ویژه برش‌های خور و مکارود می‌باشد. در برش‌های مطالعه شده علاوه بر دولومیت اولیه (دولومیکرایت-)، دولومیت‌های ثانویه به صورت لایه‌های دولومیتی و آهک‌های دولومیتی شده مشاهده شده‌اند. دولومیت‌های سازند روته به طور عمده از بلورهای شکل‌دار متوسط بلور، متوسط بلور نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل، بلورهای شکل‌دار حفره پرکن و دولومیت-های زین اسبی با خاموشی موحی تشکیل گردیده-اند (شکل ۳، F، G، H، I، J، K و L). قابل ذکر است که در برش سنگسر فرآیند دولومیتی شدن مشاهده نشده است.

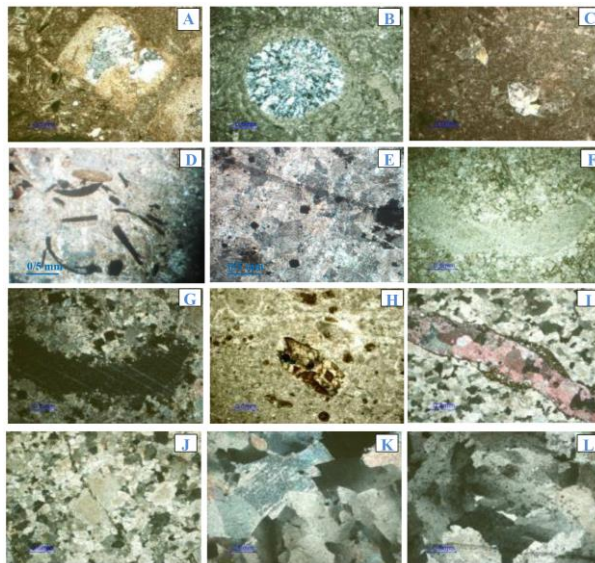
سیمانی شدن^۷: سیمانی شدن از فرآیندهای دیاژنتیکی اصلی سازند روته و عمدتاً به صورت پرکننده‌ی تخلخل‌های قالبی، حفره‌ای و رگه‌ها است. انواع سیمان‌های مشاهده شده در سازند روته به شرح زیر می‌باشند. سیمان پوکیلوتوپیک^۸: این سیمان حاصل هسته-زایی با نرخ بسیار کم و رشد بسیار آهسته‌ی بلورهای کلسیت می‌باشد که در محیط دیاژنتیکی تدفینی تشکیل می‌شود (تاگر و رایت، ۱۹۹۰) در سازند روته تداوم رشد سیمان هم‌محور در اطراف کرینوتید باعث تشکیل سیمان پوکیلوتوپیک شده است (شکل ۴ A).

سیمان هم‌محور^۹: این نوع سیمان در محیط دفنی بدون ادخال و شفاف^{۱۰} می‌باشد اما سیمان‌های هم-محور تشکیل شده در محیط‌های دریایی و متائوریکی فریاتیکی دارای اینکلوزیون فراوان و ظاهری غبارآلود^{۱۱} است (فلوگل، ۲۰۱۰).

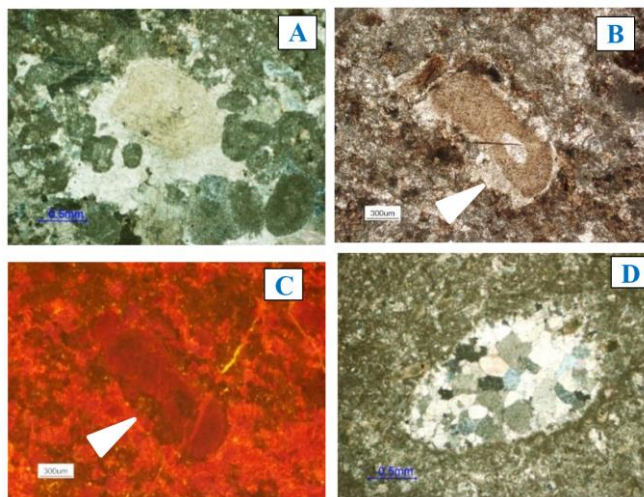
تدفینی تشکیل می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). لومینسانس تیره سیمان هم‌بعد پرکننده حفرات نشان‌دهنده‌ی شرایط احیایی و محیط دیاژنتیکی تدفینی است (شکل ۵ A و B). سیمان‌های هم‌بعد پر-کننده رگه‌ها به فراوانی در سازند روته مشاهده شده‌اند. مطالعات نشان‌دهنده‌ی لومینسانس زرد-نارنجی کلسیت درون رگه است که از بلورهای با چندین زون با لومینسانس تیره و روشن تشکیل شده‌اند (شکل ۵ C و D). این ویژگی می‌تواند مربوط به تغییر ترکیب شیمیایی سیال درون فضای شکاف‌ها طی ته‌نشست سیمان کلسیتی باشد (مارشال، ۱۹۸۸؛ فوک و همکاران، ۲۰۰۲).

لومینسانس تیره در سیمان هم‌محور غبارآلود نشان‌دهنده‌ی منشأ دریایی است (شکل ۴ B و C). سیمان دروزی^{۱۲}: این سیمان در محیط‌های دیاژنتیکی متاثریکی نزدیک سطح و تدفینی تشکیل می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). در رسوبات سازند روته سیمان دروزی به‌صورت پرکننده‌ی تخلخل-های قالبی و حفره‌ای مشاهده شده است (شکل ۴ D).

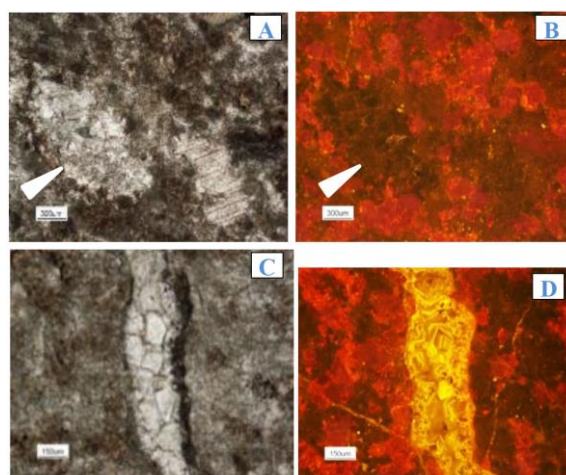
سیمان هم‌بعد^{۱۳}: از بلورهای کوچک کلسیتی تشکیل شده است که جهت‌یابی خاصی ندارند. عمدتاً پرکننده‌ی حفرات می‌باشد و ممکن است حاصل تبلور مجدد سیمان‌های قبلی باشد. این نوع سیمان در محیط‌های دیاژنتیکی متاثریکی و



شکل ۳: انواع فرآیندهای دیاژنتیکی غالب در نهشته‌های کربناته سازند روته. (A) جاننشینی قطعه‌ی کرینوئید توسط سیلیس، برش خور، XPL. (B) جاننشینی آلومک توسط سیلیس به‌صورت ندول چرت، برش مکارود، XPL. (C) تشکیل بلورهای یوهدرال سیلیس که به‌صورت درجازا در زمینه‌ی گلی سنگ تشکیل شده‌اند. برش خور، XPL. (D) جاننشینی قطعات بایوکلاست توسط اکسیدهای آهن، برش خور، XPL. (E) جاننشینی بلورهای کوبیک پیریت. برش مکارود، XPL. (F) تشکیل بلورهای ایدیوتوپیک دولومیت در زمینه‌ی سنگ، قطعه کرینوئید تحت‌تأثیر فرآیند دولومیتی شدن قرار نگرفته است. برش مکارود، PPL. (G) تصویر F در XPL. (H) بلور ایدیوتوپیک دولومیت آهن‌دار در زمینه‌ی سنگ که با توجه به وجود آهن حالت زونه دارد. برش مکارود، PPL. (I و J) دولومیت متوسط بلور نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل‌دار، برش مکارود، PPL. (K) بلورهای دولومیت شکل‌دار حفره پرکن. برش مکارود، XPL. (L) دولومیت‌های زین‌اسبی با خاموشی موجی. برش مکارود، XPL.



شکل ۴: (A) سیمان هم‌محور شفاف در اطراف ذره‌ی کرینوئیدی که مربوط به محیط تدفینی می‌باشد و در اثر تداوم رشد به سیمان پوپیکلو توپیک تبدیل شده است، برش مکارود، PPL. (B) سیمان هم‌محور غبارآلود در اطراف قطعه‌ی کرینوئید. برش مکارود، XPL. (C) تصویر قبلی در میکروسکوپ کاتدولومینسانس. لومینسانس تیره سیمان هم‌محور غبارآلود نشان‌دهنده‌ی محیط دیاژنتیکی دریایی است. (D) تخلخل قالبی حاصل از انحلال بایوکلاست توسط سیمان دروزی پرشده است، برش سنگسر، XPL.



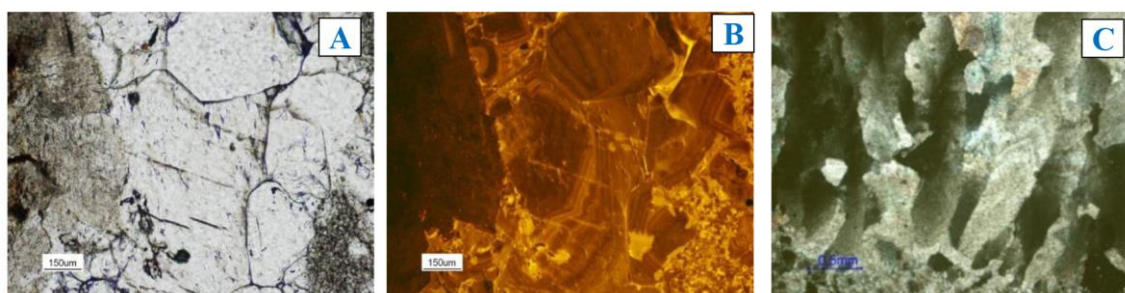
شکل ۵: (A) تخلخل حفره‌ای حاصل از انحلال توسط سیمان کلسیتی هم‌بعد پرشده است، برش مکارود، XPL. (B) تصویر قبل در میکروسکوپ کاتدولومینسانس. لومینسانس تیره سیمان هم‌بعد نشان‌دهنده‌ی محیط تدفینی است. (C) رگه‌ی پرشده توسط سیمان هم‌بعد. برش مکارود، PPL. (D) تصویر قبل در میکروسکوپ کاتدولومینسانس. با توجه به لومینسانس نارنجی-زرد، تشکیل سیمان مربوط به محیط متائوریکی است، زوناسیون تیره و روشن نشان‌دهنده‌ی تغییر ترکیب شیمیایی سیال طی ته‌نشست سیمان کلسیتی می‌باشد.

۲۰۱۰). در سازند روته سیمان بلوکی عمدتاً به صورت پرکننده‌ی رگه‌ها و به مقدار کمتر فضای خالی بین دانه‌ها، تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای مشاهده شده است. تناوب زون‌های با لومینسانس

سیمان بلوکی^{۱۴} یا سیمان کلسیت صفحه‌ای^{۱۵}: این نوع سیمان در محیط‌های دیاژنتیکی متائوریکی و تدفینی تشکیل می‌شود. سیمان بلوکی می‌تواند حاصل تبلور مجدد سیمان‌های قبلی باشد (فلوگل،

غبارآلود دارد (تاکر و رایت، ۱۹۹۰). از جمله منشأهای احتمالی این نوع سیمان، جانشینی سیمان سوزنی^{۱۷} است (کندال و تاکر، ۱۹۷۳). این نوع سیمان در رسوبات سازند روته در برش مکارود در ریزرخساره‌ی کرینوئید مادستون/وکستون مربوط به دریای باز مشاهده شده است (شکل ۶ C).

تیره و روشن در سیمان بلوکی نشان‌دهنده‌ی تغییر مقدار آهن و منگنز است (شکل ۶ A و B). سیمان کلسیت فیبری شعاعی- محوری^{۱۶}: سیمان‌های دریایی هستند که دارای بافت رشته‌ای بوده و خاموشی موجی دارند. این نوع سیمان به- دلیل حضور ادخال‌های سیال یا کانی، ظاهری



شکل ۶: A) سیمان بلوکی پرکننده‌ی رگه. برش خور، PPL. B) تصویر قبل در میکروسکوپ کاتدولومینسانس، لومینسانس زرد تا قهوه‌ای روشن احتمالاً نشان‌دهنده‌ی منشأ متائوریکی است. C) سیمان کلسیت فیبری شعاعی-محوری. برش مکارود، XPL.

مخفی بلور^{۲۵} کربناته یا میکرایت جایگزین می‌شوند (فلوگل، ۲۰۱۰). این فرآیند در مراحل اولیه دیاژنز صورت می‌گیرد (فیلیپ و گری، ۲۰۰۵) (شکل ۷ E).

دولومیتی شدن^{۲۶}: بلورهای لوزی شکلی که در رنگ‌آمیزی توسط مخلوط محلول آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به رنگ صورتی هستند، نشان-دهنده‌ی جانشینی دولومیت توسط کلسیت می-باشند. باتوجه به اینکه دولومیت‌زدایی در شرایط اکسیدان صورت می‌گیرد و در این شرایط آهن دوظرفیتی موجود در دولومیت اولیه اکسید شده و به‌جای اینکه در شبکه‌ی کلسیت وارد شود به اکسید آهن تبدیل می‌شود، بنابراین بلورهای دولومیت کلسیتی شده مملو از ادخال‌های اکسید-آهن قهوه‌ای رنگ می‌باشند (آدامز و مکنزی، ۱۹۹۸). در مقاطع رنگ‌آمیزی نشده، پدیده‌ی

تبلور مجدد^{۱۸}: تبلور مجدد معمولاً در سنگ‌آهک-های دانه‌ریز (۲ تا ۳ میکرومتر) اتفاق می‌افتد (تاکر و رایت، ۱۹۹۰). بزرگ شدن میکرایت بلورهای میکرواسپار و با تداوم دیاژنز بلورهای سودواسپار با قطر دهها و حتی صدها میکرون ایجاد می‌کند. محتوای رس بیش از ۲ درصد مانع تبلور مجدد می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰) (شکل ۷ A).

تراکم^{۱۹}: تراکم شیمیایی^{۲۰} به‌صورت تشکیل استیلولیت^{۲۱} (شکل ۷ B) و رگچه‌های انحلالی^{۲۲} (شکل ۷ C) و تراکم فیزیکی^{۲۳} به‌صورت ایجاد شکستگی در دانه‌ها، تماس‌های طولی و نقطه‌ای (شکل ۷ D) در سازند روته مشاهده شده است.

میکرایتی شدن^{۲۴}: میکرایتی شدن یک فرآیند دیاژنزی اولیه است که شاخص محیط دریایی کم-عمق می‌باشد (بترست، ۱۹۷۵؛ احمد و همکاران، ۲۰۰۶) و طی آن ذرات کربناته توسط بلورهای

ماتریکس گلی تیره‌تر از رسوبات اطراف می‌شود (لانگمن، ۱۹۸۰) (شکل ۷ G).

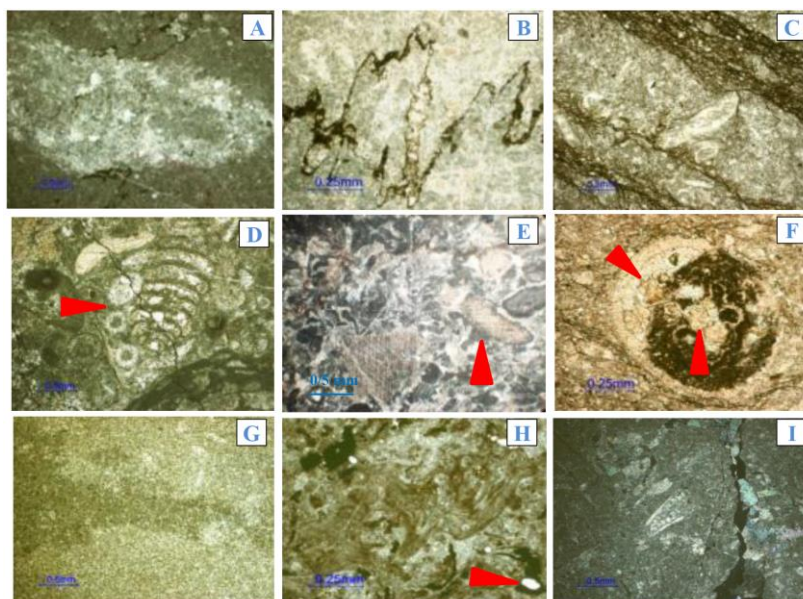
انحلال^{۲۸}: انحلال بایوکلاست‌های آراگونیتی به صورت تشکیل تخلخل‌های قالبی و انحلال زمینه‌ی سنگ به صورت تخلخل حفره‌ای در مقاطع میکروسکوپی (شکل ۷ H) و انحلال بزرگ مقیاس و کارستی شدن در مشاهدات صحرایی در بخش‌های بالایی برش خور مشاهده شده است. علاوه بر تخلخل حاصل از انحلال، شکستگی‌ها نیز سبب ایجاد تخلخل شده‌اند (شکل ۷ I). پس از انجام مطالعات پتروگرافی و شناسایی فرآیندهای دیاژنتیکی سازند روته، تقدم و تأخر این فرآیندها در جدول ۱ ارائه شده است.

ددولومیتیزاسیون از قالب‌های دولومیت پر شده با چندین کریستال کلسیتی قابل تشخیص است (شول و شول، ۲۰۰۳). فرایند ددولومیتی شدن در ریزرخساره‌ی بایوکلاست و کستون مربوط به رمپ بیرونی در برش خور مشاهده شده است (شکل ۷ F).

آشفستگی زیستی^{۲۷}: آشفستگی زیستی از طریق تغییر رنگ، بافت و ظاهر لکه‌لکه در مقاطع میکروسکوپی تشخیص داده می‌شود. اگر تحرک موجود بر روی ماتریکس گلی زیاد باشد به ماتریکس اکسیژن زیاد رسیده و رنگ آن روشن‌تر از رسوبات اطراف می‌شود. ولی اگر تحرک موجود کم باشد، رنگ

| | | Time → | Early Diagenesis | Late Diagenesis |
|---|-------------------------|-----------------------------------|------------------|-----------------|
| | | Diagenetic Processes & Products ↓ | | |
| Bioturbation | | | ===== | |
| Micritization | | | ===== | |
| Dissolution (Vuggy and Moldic Porosity) | | | ----- | |
| Fracturing | | | | ===== |
| Mechanical compaction | | | | ===== |
| Compaction | Stylolites | | | ===== |
| | Solution Seams | | | ===== |
| Calcite Cement | Radial Fibrous Calcite | | ===== | |
| | Turbid Syntaxial Cement | | ----- | |
| | Clear Syntaxial Cement | | | ===== |
| | Drusy Cement | | | ===== |
| | Equant Cement | | | ===== |
| | Blocky Cement | | | ===== |
| Poikilotopic Cement | | | | ===== |
| Silicification | | | ===== | |
| Hematitization | | | ----- | |
| Pyritization | | | ===== | |
| Dolomitization | | | ===== | |
| Dedolomitization | | | | ===== |
| Recrystallization | | | | ===== |

جدول ۱: تاریخچه‌ی فرآیندهای دیاژنتیکی سازند روته در توالی‌های مورد مطالعه.



شکل ۷: (A) نئومورفیسم افزایشی و تبدیل میکرایت به میکرواسپار در بخش با آشفستگی زیستی، برش خور، PPL. (B) تراکم شیمیایی و تشکیل استیلولیت با دامنه‌ی نوسان بالا، برش خور، PPL. (C) تراکم شیمیایی و تشکیل رگچه‌های انحلالی و غنی‌شدگی رس یا ترکیبات آهن در امتداد آن، برش خور، PPL. (D) تراکم فیزیکی و تشکیل تماس نقطه‌ای و طولی در بین بایوکلاست‌های فرامینیفری و جلبکی، برش خور، PPL. (E) میکرایتی شدن در حاشیه قطعه‌ی کرینوئید. برش مکارود، XPL. (F) بلورهای رومبوندری قرمز رنگ که نشان‌دهنده‌ی جانیشینی کلسیت به جای بلورهای دولومیت است. برش خور، PPL. (G) آشفستگی زیستی و تغییر رنگ زمینه که بر اثر آشفستگی رسوب حاصل شده است، برش مکارود، PPL. (H) تخلخل حفره‌ای حاصل از انحلال. برش خور، PPL. (I) تخلخل حاصل از شکستگی، برش مکارود، PPL.

ژئوشیمی عنصری

تشخیص و تفکیک کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی و کلسیتی در سنگ‌آهک‌های دیرینه یکی از مسائل مورد توجه در بحث دیاژنز است. رسوبات کربناته در محیط‌های مختلف از نظر دمایی دارای عناصر فرعی مختلف می‌باشند. به طوری که حتی پس از اعمال فرآیندهای دیاژنز متاوریک و تدفینی و تبدیل آراگونیت و کلسیت با منیزیم بالا به کلسیت با منیزیم پایین این اختلاف حفظ شده و گویای معادل‌های دیرینه‌ی آنها است (آدابی، ۱۳۹۰). مطالعات مختلف نشان‌دهنده‌ی این است که با استفاده از تغییرات عناصر فرعی به‌ویژه Sr/Na و ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن می‌توان کانی‌شناسی

اولیه کربنات‌ها را تشخیص داد (واینفیلد و همکاران، ۱۹۹۶). به‌منظور انجام مطالعات ژئوشیمیایی عنصری و کاربرد آنها در بررسی کانی‌شناسی اولیه سازند روته، تعداد ۶۰ نمونه از بافت‌های مادستونی و وکستونی، پس از انجام مطالعات پتروگرافی انتخاب و مورد انجام آنالیز عنصری قرار گرفتند. چهار مورد از نمونه‌ها به سبب درصد بالای مواد غیرقابل حل در اسید (بیش از ۱۵ درصد) در تعبیر و تفسیر نتایج تأثیر داده نشده‌اند. نتایج آنالیز عنصری نمونه‌های کربناته‌ی سازند روته در برش‌های خور، سنگسر و مکارود به ترتیب در جدول‌های شماره ۲ و ۳ ارائه شده است.

جدول ۲: تغییرات عناصر اصلی و فرعی در برش‌های خور و سنگسر (دامنه‌ی جنوبی البرز مرکزی)

| Sample NO | Sample Name | Location | Ca% | Mg% | Sr % | Fe % | Mn % | Na% | 1000 * Sr/Ca(wt) | Sr/Na | Sr/Mn |
|-----------|-------------|----------|-------|------|--------|--------|--------|--------|------------------|-------|-------|
| 13 | KHR 4 | Khur | 37.93 | 0.09 | 0.117 | 0.0526 | 0.0465 | 0.0125 | 3.074 | 9.35 | 2.51 |
| 14 | KHR6 | Khur | 39.4 | 0.11 | 0.119 | 0.0194 | 0.0438 | 0.0176 | 3.02 | 6.76 | 2.72 |
| 15 | KHR7 | Khur | 39.37 | 0.2 | 0.121 | 0.1189 | 0.0494 | 0.0150 | 3.078 | 8.1 | 2.45 |
| 16 | KHR9 | Khur | 37.7 | 0.29 | 0.125 | 0.1396 | 0.0797 | 0.0128 | 3.313 | 9.73 | 1.57 |
| 17 | KHR14 | Khur | 37.66 | 0.1 | 0.133 | 0.2121 | 0.0797 | 0.0172 | 3.524 | 7.72 | 1.66 |
| 18 | KHR20 | Khur | 37.41 | 0.11 | 0.204 | 0.1198 | 0.0460 | 0.0113 | 5.458 | 18.11 | 4.44 |
| 19 | KHR23 | Khur | 37.37 | 0.17 | 0.139 | 0.1089 | 0.0529 | 0.0139 | 3.73 | 10.02 | 2.64 |
| 20 | KHR28 | Khur | 38.81 | 0.11 | 0.116 | 0.0982 | 0.0575 | 0.0147 | 2.999 | 7.89 | 2.02 |
| 21 | KHR30 | Khur | 39.33 | 0.14 | 0.138 | 0.0839 | 0.0487 | 0.0085 | 3.516 | 16.36 | 2.84 |
| 22 | KHR32 | Khur | 37.52 | 0.11 | 0.129 | 0.0613 | 0.0413 | 0.0052 | 3.441 | 24.76 | 3.13 |
| 23 | KHR40 | Khur | 37.25 | 0.39 | 0.091 | 0.1904 | 0.0797 | 0.0133 | 2.438 | 6.85 | 1.14 |
| 24 | KHR46 | Khur | 37.25 | 0.29 | 0.136 | 0.2348 | 0.0664 | 0.0262 | 3.648 | 5.18 | 2.05 |
| 25 | KHR47 | Khur | 38.81 | 0.25 | 0.165 | 0.0771 | 0.0586 | 0.0140 | 4.259 | 11.84 | 2.82 |
| 26 | KHR48 | Khur | 39.17 | 0.23 | 0.149 | 0.0523 | 0.0393 | 0.0172 | 3.796 | 8.63 | 3.78 |
| 27 | KHR52 | Khur | 37 | 0.21 | 0.174 | 0.0669 | 0.0396 | 0.0163 | 4.708 | 10.67 | 4.4 |
| 28 | KHR54 | Khur | 39.44 | 0.27 | 0.185 | 0.0350 | 0.0373 | 0.0185 | 4.688 | 9.98 | 4.96 |
| 29 | KHR56 | Khur | 38.29 | 0.23 | 0.146 | 0.0480 | 0.0394 | 0.0108 | 3.823 | 13.58 | 3.71 |
| 30 | KHR59 | Khur | 39.88 | 0.26 | 0.15 | 0.0517 | 0.0335 | 0.0220 | 3.749 | 6.79 | 4.46 |
| 31 | KHR69 | Khur | 39.84 | 0.23 | 0.155 | 0.0887 | 0.0500 | 0.0077 | 3.891 | 20.21 | 3.1 |
| 32 | KHR70 | Khur | 37.5 | 0.24 | 0.205 | 0.0260 | 0.0370 | 0.0208 | 5.472 | 9.87 | 5.55 |
| 33 | KHR72 | Khur | 39.03 | 0.73 | 0.157 | 0.0985 | 0.0420 | 0.0135 | 4.028 | 11.67 | 3.74 |
| 34 | KHR74 | Khur | 37.07 | 0.17 | 0.178 | 0.0288 | 0.0346 | 0.0026 | 4.807 | 67.88 | 5.14 |
| 35 | KHR75 | Khur | 39.91 | 0.18 | 0.17 | 0.0098 | 0.0336 | 0.0135 | 4.255 | 12.54 | 5.05 |
| 36 | KHR77 | Khur | 37.96 | 0.29 | 0.16 | 0.0233 | 0.0314 | 0.0200 | 4.212 | 7.97 | 5.09 |
| 37 | KHR81 | Khur | 37.5 | 0.28 | 0.135 | 0.0719 | 0.0447 | 0.0184 | 3.589 | 7.33 | 3.01 |
| 38 | KHR84 | Khur | 39.03 | 0.56 | 0.162 | 0.0765 | 0.0470 | 0.0153 | 4.138 | 10.56 | 3.44 |
| 39 | KHR87 | Khur | 39.95 | 0.28 | 0.249 | 0.1053 | 0.0600 | 0.0263 | 6.22 | 9.46 | 4.14 |
| 40 | SR6 | Sangsar | 39.88 | 0.48 | 0.136 | 0.0622 | 0.0371 | 0.0278 | 3.4 | 4.88 | 3.65 |
| 41 | SR7 | Sangsar | 39.47 | 0.32 | 0.233 | 0.0189 | 0.0319 | 0.0223 | 5.906 | 10.47 | 7.31 |
| 42 | SR10 | Sangsar | 37.14 | 0.37 | 0.223 | 0.0328 | 0.0313 | 0.0271 | 6.007 | 8.22 | 7.12 |
| 43 | SR14 | Sangsar | 38.29 | 0.46 | 0.208 | 0.0185 | 0.0288 | 0.0269 | 5.422 | 7.72 | 7.2 |
| 44 | SR20 | Sangsar | 39.4 | 0.54 | 0.167 | 0.0354 | 0.0375 | 0.0187 | 4.279 | 9 | 4.5 |
| 45 | SR25 | Sangsar | 39.95 | 0.45 | 0.244 | 0.0362 | 0.0381 | 0.0256 | 6.113 | 9.53 | 6.42 |
| 46 | SR27 | Sangsar | 38.29 | 0.74 | 0.190 | 0.0137 | 0.0332 | 0.0176 | 4.952 | 10.77 | 5.71 |
| 47 | SR29 | Sangsar | 39.47 | 0.45 | 0.233 | 0.0496 | 0.0338 | 0.0208 | 5.906 | 11.21 | 6.89 |
| 48 | SR30 | Sangsar | 39.58 | 0.66 | 0.1875 | 0.0290 | 0.0347 | 0.0220 | 4.737 | 8.53 | 5.41 |
| 49 | SR31 | Sangsar | 39.36 | 0.33 | 0.191 | 0.0462 | 0.0321 | 0.0164 | 4.842 | 11.64 | 5.95 |
| 50 | SR32 | Sangsar | 39.99 | 0.36 | 0.297 | 0.0420 | 0.0316 | 0.0172 | 7.427 | 17.24 | 9.39 |
| 51 | SR33 | Sangsar | 38.7 | 0.55 | 0.171 | 0.0137 | 0.0311 | 0.0182 | 4.416 | 9.37 | 5.49 |
| 52 | SR34 | Sangsar | 37.96 | 0.37 | 0.235 | 0.0697 | 0.0300 | 0.0230 | 6.178 | 10.17 | 7.82 |
| 53 | SR35 | Sangsar | 39.99 | 0.35 | 0.23 | 0.0140 | 0.0278 | 0.0266 | 5.744 | 8.63 | 8.25 |
| 54 | SR36 | Sangsar | 38.43 | 0.41 | 0.176 | 0.0278 | 0.0272 | 0.0341 | 4.569 | 5.15 | 6.46 |
| 55 | SR46 | Sangsar | 37.14 | 0.06 | 0.297 | 0.0184 | 0.0263 | 0.0519 | 7.71 | 5.72 | 11.3 |
| 56 | SR40 | Sangsar | 38.5 | 0.21 | 0.297 | 0.0090 | 0.0269 | 0.0497 | 7.99 | 5.98 | 11.03 |

جدول ۳: نتایج آنالیز عنصری سازند روته در برش مکارود (دامنه‌ی شمالی البرز مرکزی)

| Sample NO | Sample Name | Location | Ca% | Mg% | Sr % | Fe % | Mn% | Na% | 1000 * Sr/Ca(wt) | Sr/Na | Sr/Mn |
|-----------|-------------|----------|-------|------|-------|--------|--------|--------|------------------|-------|-------|
| 1 | MR 43 | Makaroud | 38.11 | 0.3 | 0.097 | 0.0529 | 0.0289 | 0.0233 | 2.545 | 4.17 | 3.36 |
| 2 | MR 52 | Makaroud | 39.25 | 0.3 | 0.125 | 0.0091 | 0.0271 | 0.0347 | 3.182 | 3.61 | 4.61 |
| 3 | MR 65 | Makaroud | 38.58 | 1.04 | 0.089 | 0.0188 | 0.0274 | 0.0268 | 2.297 | 3.3 | 3.23 |
| 4 | MR 89 | Makaroud | 38.18 | 0.24 | 0.12 | 0.0096 | 0.0315 | 0.0138 | 3.148 | 8.71 | 3.82 |
| 5 | MR 81 | Makaroud | 38.18 | 0.19 | 0.128 | 0.1166 | 0.0373 | 0.0176 | 3.355 | 7.27 | 3.43 |
| 6 | MR 3 | Makaroud | 39.33 | 0.44 | 0.165 | 0.0683 | 0.0428 | 0.0207 | 4.203 | 7.98 | 3.86 |
| 7 | MR 2 | Makaroud | 38.18 | 0.23 | 0.167 | 0.0698 | 0.0363 | 0.0132 | 4.382 | 12.72 | 4.61 |
| 8 | MR 25 | Makaroud | 38.07 | 0.31 | 0.129 | 0.0203 | 0.0283 | 0.0303 | 3.399 | 4.27 | 4.57 |
| 9 | MR 26 | Makaroud | 37.96 | 0.32 | 0.123 | 0.0099 | 0.0274 | 0.0384 | 3.238 | 3.2 | 4.48 |
| 10 | MR 49 | Makaroud | 38.74 | 0.42 | 0.099 | 0.0276 | 0.0284 | 0.0153 | 2.566 | 6.49 | 3.5 |
| 11 | MR 36 | Makaroud | 37.14 | 0.21 | 0.092 | 0.0512 | 0.0246 | 0.0208 | 2.488 | 4.44 | 3.75 |
| 12 | MR 48 | Makaroud | 38.81 | 0.4 | 0.149 | 0.0906 | 0.0277 | 0.0165 | 3.829 | 9.01 | 5.36 |

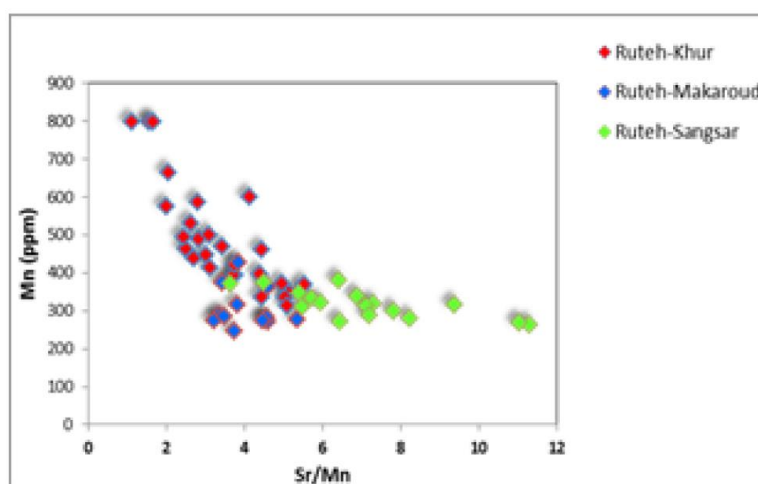
بحث

کم‌مینیم، مقدار Mn افزایش اما مقدار Sr کاهش می‌یابد. این فرآیند که در محیط دیاژنز متاوریکی متداول است، منجر به کاهش مقدار Sr/Mn می‌شود. بنابراین ترسیم مقادیر نسبت Sr/Mn در برابر Mn معیاری برای تخمین میزان انحلال سنگ‌ها است (رائو، ۱۹۹۱؛ آدابی و اسدی مهماندوستی، ۲۰۰۸؛ حسین‌آبادی و همکاران، ۲۰۱۶). ترسیم مقادیر Sr/Mn در مقابل Mn در نمونه‌های آهکی سازند روته در برش‌های مورد مطالعه نشان‌دهنده‌ی این است که در نمونه‌های برش خور با توجه به افزایش مقدار Mn و کاهش Sr/Mn شدت انحلال و یا دگرسانی بیشتر بوده است. نمونه‌های برش سنگسر کمترین میزان دگرسانی را نشان می‌دهند (شکل ۸). مطالعات پتروگرافی نیز نشان‌دهنده‌ی این است که فرآیندهای دیاژنتیکی مختلف از قبیل جانشینگی، نئومورفیسم افزایشی و گسترش سیمان‌های مختلف از قبیل دروزی، هم‌بعد و سیمان‌رورشدی، در برش‌های خور و مکارود نسبت به برش

منگنز (Mn): مقدار منگنز در برش‌های خور و سنگسر به ترتیب بین ۷۹۷-۳۱۴ پی‌پی‌ام (میانگین ۴۸۹ پی‌پی‌ام) و ۳۸۱-۲۶۳ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۱۷ پی‌پی‌ام) و در برش مکارود ۴۲۸-۲۴۶ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۰۷ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند. آهن (Fe): مقدار آهن در برش خور بین ۲۳۴۸-۹۸ پی‌پی‌ام (میانگین ۸۵۲ پی‌پی‌ام)، در برش سنگسر ۶۹۷-۹۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۱۶ پی‌پی‌ام) و در برش مکارود بین ۹۱ تا ۱۱۶۶ پی‌پی‌ام (میانگین ۴۵۴ پی‌پی‌ام) در تغییر است. مقدار آهن و منگنز در برش خور بیشتر از برش‌های سنگسر و مکارود است. با توجه به اینکه ضریب توزیع منگنز در آب‌های جوی بیش از ۱۵ است (پینگیتور، ۱۹۸۸) با تأثیر دیاژنز جوی مقدار منگنز افزایش می‌یابد (برند و وایزر، ۱۹۸۰؛ رائو، ۱۹۹۰). دیاژنز در سنگ‌های آهکی یک فرآیند انحلال مرطوب و تهنشینی دوباره است (بترست، ۱۹۷۵). در اثر انحلال آراگونیت و کلسیت پرمینیم ناپایدار و تبدیل آنها به کلسیت

افزایش نسبتا زیاد Mn در محیط‌های دریای باز به فراوانی اجزاء اسکلتی با منیزیم بالا نیز نسبت داده می‌شود (واینفیلد و همکاران، ۱۹۹۶). اما از ۱۷ نمونه‌ی مورد آنالیز قرار گرفته از سازند روته در برش سنگسر ۵ نمونه (۲۹ درصد) مربوط به لاگون و ۱۲ نمونه (۷۱ درصد) مربوط به دریای باز می‌باشند و از ۳۱ نمونه‌ی مورد آنالیز قرار گرفته از سازند روته در برش خور، تعداد ۷ نمونه (۳۶ درصد) مربوط به دریای باز، ۱۸ نمونه مربوط به لاگون (۵۸ درصد) و ۲ نمونه مربوط به پهنه‌ی جزرومدی (۶ درصد) می‌باشند. با توجه به اینکه تعداد نمونه‌های مربوط به دریای باز در برش خور کمتر از برش سنگسر اما مقدار Fe و Mn در این برش بیشتر است، به نظر می‌رسد دیازنز عامل اصلی افزایش Fe و Mn در این برش است. قابل ذکر است ۱۲ نمونه‌ی مورد آنالیز قرار گرفته از سازند روته در برش مکارود مربوط به زیر محیط‌های لاگون (۶۰ درصد) و جزرومدی (۴۰ درصد) می‌باشند.

سنگسر بیشتر بوده است. هم‌چنین تمرکز عناصر Fe و Mn می‌تواند به شرایط احیایی سیالات درون حفره‌ای نسبت داده شود (ال-اسم، ۲۰۰۰). بیشتر سیالات زیرسطحی احیایی هستند و معمولا با افزایش عمق تدفین شرایط احیایی افزایش می‌یابد (برنابی و رید، ۱۹۹۲). در نتیجه در طول دیازنز با افزایش عمق تدفین میزان تمرکز عناصر Fe و Mn افزایش می‌یابد (پینگیتور و همکاران، ۲۰۰۶). طبق نظر موجی (۱۹۸۸) در شرایط احیایی Fe و Mn به مقدار قابل توجهی وارد شبکه کلسیت می‌شوند. بنابراین دیازنز تدفینی نیز می‌تواند عامل افزایش مقدار Fe و Mn در برش خور باشد. عوارض دیازنز تدفینی از قبیل تراکم شیمیایی و تشکیل استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی در برش خور به مقدار قابل توجهی بیشتر از دو برش دیگر مشاهده شده است. فراوانی ریزرخساره‌های مربوط به دریای باز نیز با توجه به احیایی شدن شرایط می‌تواند عاملی برای افزایش مقدار Fe و Mn باشد. البته



شکل ۸: نمودار Sr/Mn در مقابل Mn. با توجه به کاهش Sr/Mn و افزایش Mn در نمونه‌های برش خور، رسوبات سازند روته در این برش بیشترین مقدار دگرسانی را نشان می‌دهند. نمونه‌های آهکی سازند سنگسر نیز طبق این نمودار کمترین مقدار دگرسانی را نشان می‌دهند.

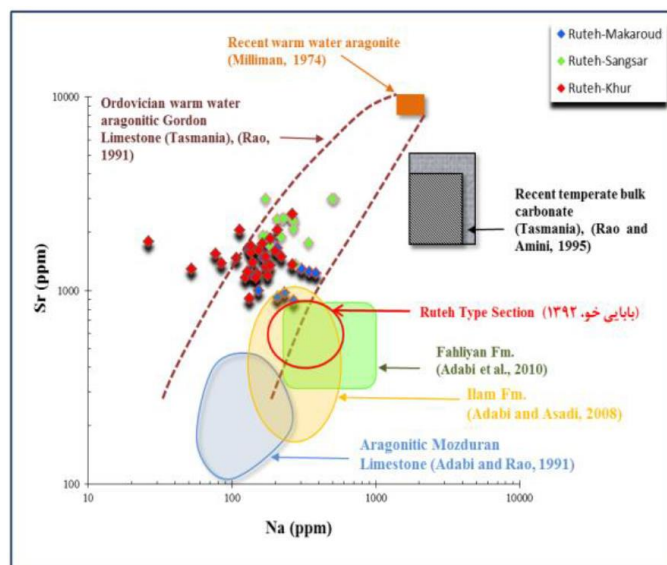
بین ۹۰۸ تا ۲۴۸۵ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۵۲۱ پی‌پی‌ام) و ۱۳۵۶ تا ۲۹۷۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۱۸۵ پی‌پی‌ام)

استرانسیوم (Sr): مقدار استرانسیوم در برش‌های خور و سنگسر در دامنه‌ی جنوبی البرز به ترتیب

۲۵۰۰ پی‌پی‌ام) است. در حالی که در کلسیت غیرزیستی مقدار آن ۲۷۰ پی‌پی‌ام است (وایزر، ۱۹۸۳؛ راثو و آدابی، ۱۹۹۲). با توجه به اینکه مقدار Na و Sr در نمونه‌های سازند روته از حداکثر مقدار Sr در کلسیت‌های غیربیوتیک بیشتر است بنابراین می‌توان برای آهک‌های سازند روته کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی را تصور کرد. ترسیم مقادیر استرانسیوم در مقابل سدیم (Na-Sr) نشان‌دهنده‌ی این است که اکثر نمونه‌های آهکی سازند روته در داخل و تعدادی نیز در نزدیکی محدوده‌ی آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا واقع شده‌اند که به دلیل تشابه کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی می‌باشد (شکل ۹).

پی‌پی‌ام) و در برش مکارود در دامنه‌ی شمالی البرز بین ۸۸۶ تا ۱۶۷۳ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۲۳۷ پی‌پی‌ام) در تغییر است. سدیم (Na): مقدار سدیم در برش خور بین ۲۶ تا ۲۶۲ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۵۰ پی‌پی‌ام) و در برش سنگسر بین ۱۶۴ تا ۵۱۹ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۶۲ پی‌پی‌ام) و در برش مکارود بین ۱۳۲ تا ۳۸۴ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۲۶ پی‌پی‌ام) در تغییر می‌باشد.

مقدار Sr در ترکیبات آراگونیتی غیرزیستی مناطق حاره‌ای بین ۹۰۰۰ تا ۱۰۵۰۰ پی‌پی‌ام و در کلسیت غیرزیستی حداکثر ۱۰۰۰ پی‌پی‌ام است (بترست، ۱۹۷۱؛ میلیمن و همکاران، ۱۹۹۳). مقدار سدیم در سنگ‌آهک‌های آراگونیتی غیرزیستی حاره‌ای عهد حاضر بین ۱۵۰۰ تا ۲۷۰۰ پی‌پی‌ام (میانگین

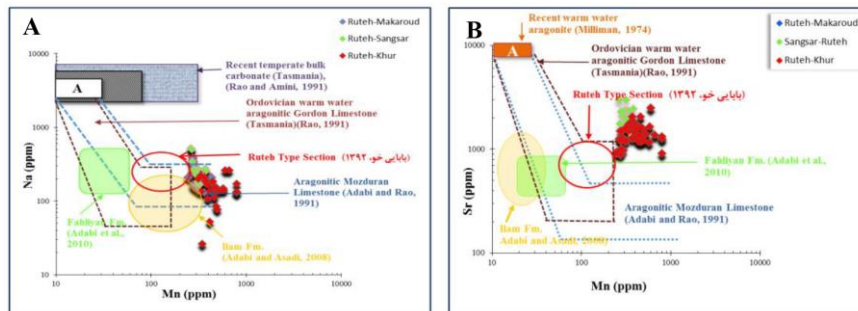


شکل ۹: تغییرات مقدار Sr به Na در سازند روته. در این شکل داده‌های سازند روته با محدوده‌های ارائه شده برای آراگونیت‌های عهد حاضر (میلیمن، ۱۹۷۴)، آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای سازند مزدوران با سن ژوراسیک بالایی (آدابی و راثو، ۱۹۹۱)، نمونه‌های آراگونیتی سازند فهلیان در برش الگو (آدابی و همکاران، ۲۰۱۰)، نمونه‌های آراگونیتی سازند ایلام در رخنمون تنگ رشید (آدابی و اسدی مهماندوستی، ۲۰۰۸)، کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا (راثو و امینی، ۱۹۹۵)، سنگ‌آهک آراگونیتی آب گرم اردوویسین گوردون تاسمانیا (راثو، ۱۹۹۱) و نمونه‌های کربنات‌های سازند روته در برش الگو (بابایی خو، ۱۳۹۲) مقایسه شده است. نمونه‌های سازند روته به دلیل تشابه کانی‌شناسی در مجاورت و درون سنگ‌آهک‌های آراگونیتی تاسمانیا واقع شده‌اند.

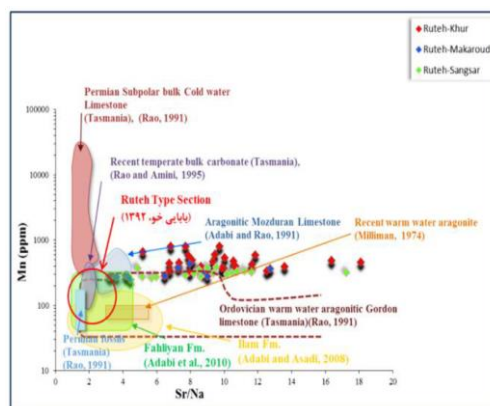
شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی (نمودار Sr/Mn در برابر Mn در شکل ۸) نشان‌دهنده تأثیر کمتر دیاژنز متاوریکی در برش سنگسر نسبت به برش-های خور و مکارود است. به‌طور کلی اختلاف در فراوانی عناصر در برش‌های مختلف سازند روته مربوط به اختلاف در شرایط و عمق رسوب‌گذاری و در نتیجه تفاوت در میکروفاسیس‌ها، تفاوت در تأثیر دیاژنز و فرآیندهای دیاژنتیکی است. در نمودارهای Sr-Mn و Na-Mn نمونه‌های سازند روته در داخل و یا نزدیکی محدوده‌ی کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی واقع شده‌اند که این نشان‌دهنده‌ی تشابه ترکیب کانی‌شناسی اولیه در آنها است (شکل ۱۰). ترسیم مقادیر Mn در برابر نسبت استرانسیوم به سدیم (Sr/Na) نیز نشان‌دهنده‌ی این است که نمونه‌های سازند روته در مجاورت و تعدادی نیز در داخل محدوده‌ی آهک‌های آراگونیتی واقع شده‌اند (شکل ۱۱). کربنات‌های کلسیتی عهد حاضر دارای مقدار Mn بالا و Sr/Na بین ۰/۴ تا ۱/۳ (به‌طور میانگین ۱) می‌باشند (آدابی و رائو، ۱۹۹۱). میانگین Sr/Na در برش‌های مورد مطالعه از سازند روته برابر ۱۰/۳۴ می‌باشد که این مقدار به مراتب بیشتر از مقدار میانگین آن در کربنات‌های کلسیتی عهد حاضر می‌باشد. تغییرات Fe و Mn در مقابل $1000 * Sr/Ca$ (wt) می‌تواند نشان‌دهنده‌ی باز یا بسته بودن سیستم دیاژنتیکی، مقدار تعامل آب-سنگ و شرایط احیایی یا اکسیدان سیستم باشد. در این نمودار محور عمودی نشان‌دهنده‌ی میزان تبادل سنگ به آب^{۲۹} و میزان باز بودن سیستم است. مقادیر Fe و Mn در محور افقی نشانگر شرایط احیایی و اکسیدان محیط است (برند و وایزر، ۱۹۸۰؛ لاهمن، ۱۹۸۸؛ نوریچ و موتی، ۲۰۰۶). تغییرات Mn در مقابل $1000 * Sr/Ca$ (wt) در سازند روته با توجه به مقادیر بالای Mn نشان‌دهنده‌ی این است

نسبت Sr/Na پارامتر مهمی برای تفکیک کانی‌شناسی اولیه آراگونیت از کلسیت است (رائو، ۱۹۹۱؛ واینفیلد و همکاران، ۱۹۹۶). نسبت Sr/Na بالاتر از یک نشان‌دهنده‌ی کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی و نسبت کمتر از یک نشان‌دهنده‌ی ترکیب کانی‌شناسی اولیه کلسیتی است (واینفیلد و همکاران، ۱۹۹۶؛ آدابی و اسدی مهماندوستی، ۲۰۰۸؛ اسدی مهماندوستی و آدابی، ۲۰۱۳؛ خطیبی مهر و آدابی، ۲۰۱۴؛ جمالیان و آدابی، ۲۰۱۴). میانگین Sr/Na در برش‌های خور و سنگسر در دامنه‌ی جنوبی البرز ۱۱/۴۶ پی‌پی‌ام و در برش مکارود در دامنه‌ی شمالی البرز ۶/۲۶ پی‌پی‌ام است. مقدار Sr در شبکه‌ی کربنات‌ها به دمای آب، مینرالوژی اولیه، اثرات حیاتی، شوری و میانگین محتوی Sr/Ca آب دریا بستگی دارد (فلوگل، ۲۰۱۰). میزان استرانسیوم در کانی‌های کربنات‌های متأثر از دیاژنز به تمرکز استرانسیوم در سیال دیاژنتیک نیز بستگی دارد. تمرکز سدیم در رسوبات کربنات‌ها عهد حاضر به درجه‌ی شوری، تفریق شیمیایی، اثرات جنبشی، ترکیب کانی‌شناسی و عمق آب بستگی دارد (لند و هوپس، ۱۹۷۳؛ موریسون و برند، ۱۹۸۶؛ رائو، ۱۹۹۶؛ آدابی و اسدی مهماندوستی، ۲۰۰۸؛ حسین‌آبادی و همکاران، ۲۰۱۶). اغلب سنگ‌آهک‌های قدیمی طی فرآیندهای نئومورفیسم از قبیل تبدیل آراگونیت به کلسیت در سیستم دیاژنتیکی باز استرانسیوم را از دست می‌دهند (وایزر و دمویچ، ۱۹۷۳؛ مورس و مکنزی، ۱۹۹۰؛ فلوگل، ۲۰۱۰). به‌طور کلی سدیم و استرانسیوم در اثر دیاژنز متاوریکی کاهش می‌یابند (آدابی و رائو، ۱۹۹۱؛ آدابی و اسدی مهماندوستی، ۲۰۰۸؛ آدابی و خطیبی مهر، ۲۰۱۴؛ جمالیان و آدابی، ۲۰۱۴). مقدار Sr و Na در برش سنگسر نسبت به برش‌های خور و مکارود بیشتر است.

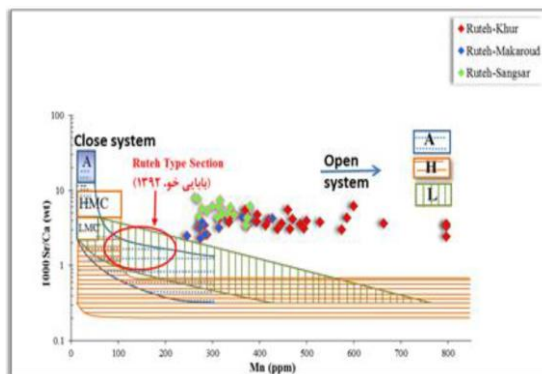
که نمونه‌های سازند روته تحت تأثیر دیاژنز جوی در یک سیستم دیاژنتیکی باز قرار گرفته‌اند (شکل ۱۲). مقدار بالای منگنز نشان‌دهنده‌ی شرایط نیمه-احیایی تا احیایی است.



شکل ۱۰: (A) مقادیر Na در برابر Mn و (B) مقادیر Sr در برابر Mn. در نمونه‌های آهکی سازند روته در برش‌های مورد مطالعه. در این اشکال داده‌های سازند روته با محدوده‌های ارائه شده برای آراگونیت‌های عهد حاضر، آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای سازند مزدوران با سن ژوراسیک بالایی، نمونه‌های آراگونیتی سازند فهلیان در برش الگو، نمونه‌های آراگونیتی سازند ایلام در رخنمون تنگ رشید، کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا، سنگ آهک آراگونیتی آب گرم اردوویسین گوردون تاسمانیا و نمونه‌های کربنات‌های سازند روته در برش الگو مقایسه شده است. نمونه‌های سازند روته به دلیل تشابه کانی‌شناسی در مجاورت و درون محدوده سنگ-آهک‌های آراگونیتی واقع شده‌اند.



شکل ۱۱: مقدار Sr/Na در برابر Mn در نمونه‌های آهکی سازند روته. در این شکل داده‌های سازند روته با محدوده‌های ارائه شده برای فسیل‌ها و سنگ‌آهک‌های آب سرد نیمه‌قطبی پرمین تاسمانیا، آراگونیت‌های عهد حاضر، آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای سازند مزدوران، نمونه‌های آراگونیتی سازند فهلیان در برش الگو، نمونه‌های آراگونیتی سازند ایلام در رخنمون تنگ رشید، کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا، سنگ‌آهک آراگونیتی آب گرم گوردون تاسمانیا و نمونه‌های کربنات‌های سازند برش الگو مقایسه شده است. نمونه‌های سازند روته به دلیل تشابه کانی‌شناسی در مجاورت و درون سنگ-آهک‌های آراگونیتی واقع شده‌اند.



شکل ۱۲: نمودار مقادیر Sr/Ca در برابر Mn برای نمونه‌های آهکی سازند روته. روند مشاهده شده نشان‌دهنده‌ی تاثیر بالای دیاژنز متائوریکی در یک سیستم دیاژنتیکی باز است. محدوده‌ی نمونه‌های برش الگو نیز مشخص شده است.

شده بر روی سازند روته در حوضه البرز و رسوبات معادل آن در دیگر حوضه‌های رسوبی می‌توان به مطالعات عنصری (۱۵ نمونه) و ایزوتوپی (۵ نمونه) انجام شده توسط ارباب (۱۳۸۰) بر روی آهک‌های سازند روته در برش آرو (در شرق تهران، در محدوده‌ی دماوند) اشاره کرد. طبق مطالعات ایشان سازند روته دارای کانی‌شناسی اولیه کلسیتی بوده و رسوبات آن تحت‌تأثیر دیاژنز در سیستم نیمه - بسته قرار گرفته‌اند. بابایی خو (۱۳۹۲) ضمن انجام مطالعات ژئوشیمیایی بر روی نهشته‌های سازند روته (۳۰ نمونه) در برش الگو معتقد است کانی-شناسی اولیه کربنات‌های سازند روته آراگونیتی است که در یک سیستم دیاژنتیکی نیمه‌بسته-باز تحت‌تأثیر دیاژنز قرار گرفته‌اند. مطالعات عنصری (۶۳ نمونه) و ایزوتوپی (۲۰ نمونه) انجام شده توسط عارفی فرد (۱۳۸۵) بر روی نمونه‌های آهکی سازند جمال (حوضه ایران مرکزی) در برش‌های مجاور برش الگو و برش باغ‌ونگ نشان‌دهنده‌ی کانی-شناسی اولیه آراگونیتی سازند جمال است. این نمونه‌ها در برش مجاور برش الگو در یک سیستم دیاژنتیکی بسته تا نیمه‌بسته و در برش باغ‌ونگ در یک سیستم دیاژنتیکی نیمه‌بسته تا باز قرار گرفته‌اند.

کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی در سازند روته موافق با تئوری دریا‌های کلسیتی و آراگونیتی است (سندبرگ، ۱۹۸۳؛ مکنزی و پیگوت، ۱۹۸۱؛ ویلکینسون و همکاران، ۱۹۸۵). طبق این نظریه پرمین زمان دریا‌های آراگونیتی بوده است. هرچند به نظر برخی محققین (نلسون، ۱۹۷۸؛ راثو، ۱۹۹۱؛ آدابی، ۲۰۰۴) این فرضیه باید مورد تجدید نظر قرار گیرد. اهمیت بررسی ترکیب کانی‌شناسی اولیه این است که با بررسی ترکیب کانی‌شناسی اولیه می‌توان اطلاعات در مورد شرایط محیط رسوب-گذاری از قبیل دما، شوری، عمق، شرایط اکسیداسیون و احیاء، شدت و نحوه‌ی تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی به دست آورد (راثو، ۱۹۹۱ و ۱۹۹۶). کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی در سازند روته نشان‌دهنده‌ی شرایط شوری و دمای بالا و عمق کم در زمان رسوب‌گذاری آن می‌باشد. قابل ذکر است ایران در زمان نهشت سازند روته در مناطق حاره‌ای و عرض جغرافیایی $12^{\circ}S \pm 2$ قرار داشته است (بسی و همکاران، ۱۹۹۸؛ ماتونی و همکاران، ۲۰۰۹). فراوانی جلبک‌ها در این سازند نشان‌دهنده‌ی عمق کم و رسوب‌گذاری در محدوده‌ی زون نوری ۳۰ است. عمیق‌ترین رسوبات این سازند مربوط به بخش‌های انتهایی رمپ میانی و رمپ بیرونی می‌باشند. از مطالعات ژئوشیمیایی انجام

نتیجه‌گیری

یکدیگر و مقایسه آن با محدوده‌های ارائه شده برای ترکیبات کانی‌شناسی کلسیت و آراگونیت نیز نشان‌دهنده‌ی کانی‌شناسی اولیه‌ی آراگونیتی در سازند روته است. عناصر Fe و Mn در برش خور و Na و Sr در برش سنگسر بیشترین مقدار را دارند. با توجه به شواهد پتروگرافی و تغییرات نسبت Sr/Mn در برابر Mn تأثیر بیشتر دیاژنز متاوریکی در برش خور و تأثیر کمتر آن در برش سنگسر عامل مهمی در افزایش Mn در برش خور و افزایش Na و Sr در برش سنگسر است. تأثیر بیشتر دیاژنز تدفینی در حضور سیالات احیایی غنی از Fe و Mn نیز عامل مهم افزایش مقدار Fe و Mn در برش خور است. هم‌چنین نتایج آنالیز عنصری نشان‌دهنده‌ی یک سیستم دیاژنتیکی باز در هر سه برش مطالعه شده است.

مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی نشان‌دهنده‌ی این است که نهشته‌های سازند روته در برش‌های خور، سنگسر (دامنه‌ی جنوبی البرز مرکزی) و مکارود (دامنه‌ی شمالی البرز مرکزی) تحت تأثیر محیط‌های دیاژنتیکی دریایی، متاوریکی و تدفینی قرار گرفته‌اند. در این بین سیمانی‌شدن، سیلیسی‌شدن، دولومیتی‌شدن، تبلور مجدد و انحلال مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنتیکی موثر در رسوبات مورد مطالعه می‌باشند. مطالعات میکروسکوپ کاتدولومینسانس نشان‌دهنده‌ی حضور سیمان‌های مربوط به هر سه محیط دیاژنتیکی اصلی می‌باشد. مقدار بالای عناصر Na و Sr در نمونه‌های سازند روته پیشنهاد کننده‌ی کانی‌شناسی اولیه‌ی آراگونیتی است. تغییرات عناصر فرعی در برابر

پانوش

1-Bioclastic Ramp

2-Replacement

3-Silicification

4-Ironification

5-Pyritization

6-Dolomitization

7-Cementation

8-Poikilotopic Cement

9-Syntaxial Cement

10-Clear

11-Cloudy

12-Drusy Cement

13-Equant Cement

14-Blocky Cement

15-Platy Calcite Cement

16-Radiaxial Fibrous Calcite Cement

17-Accicular Cement

18-Recrystallization

19-Compaction

20-Chemical Compaction

21-Stylolite

22-Solution Seams

23-Mechanical Compaction

24-Micritization

25-Cryptocrystalline

26-Dedolomitization

27-Bioturbation

28-Dissolution

29-Rock-Water Interaction

30-Photic Zone

منابع

-ارباب، ب.، ۱۳۸۰. پتروگرافی، ژئوشیمی و محیط رسوبی نهشته‌های پالئوزوئیک بالائی در منطقه آرو (البرز مرکزی)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین.

-آدابی، م.ح.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی، چاپ دوم، انتشارات آراین زمین، تهران، ۵۰۴ ص.

خوشبیلاق، زمین‌شناسی ایران، شماره ۲۴، ص ۱۹-۳۲.

-عارفی فرد، س.، ۱۳۸۵. مطالعه‌ی میکروبیواستراتیگرافی و میکروفاسیس‌های زمین‌های پرمین در مناطق کلمرد-شتری و شیرگشت (ایران مرکزی)، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده‌ی علوم زمین.

-صدیقیان، آ.، ۱۳۹۲. چینه‌نگاری، ریزچینه‌نگاری زیستی و محیط‌های رسوبی سنگ‌های پرمین در شمال غرب سنگسر، شمال سمنان، پایان‌نامه کارشناسی-ارشد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.

-لنکرانی، م.، ۱۳۸۶. محیط رسوب‌گذاری و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های پرمین در البرز مرکزی و شرقی (مناطق گدوک و لسنار)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده‌ی علوم.

-مختارپور، ح.، ۱۳۷۶. سنگ‌شناسی، محیط‌های رسوبی و توالی‌های سنگ‌های پرمین در ناحیه‌ی البرز، شمال ایران، رساله دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات. تهران.

-آقاناتی، س.ع.، ۱۳۸۹. زمین‌شناسی ایران، چاپ سوم، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، تهران، ۷۰۸ ص.

-بابایی خو، گ.، ۱۳۹۲. میکروفاسیس، ژئوشیمی و دیاژنز سازند روته (پرمین بالایی) در البرز مرکزی، رساله دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران.

-بسطامی، ل.، موسوی، م.ر. و حسینی‌برزی، م.، ۱۳۹۵. ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و تغییرات نسبی سطح آب دریا در سازند روته، برش‌های سنگسر و مکارود، البرز مرکزی، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، شماره ۶۴ (۴)، ص ۱-۲۸.

-پرتوآذر، ح.، ۱۳۷۴. سیستم پرمین در ایران، چاپ اول، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۳۴۰ ص.

-حسینی، ر.، موسوی، م.ر.، لنکرانی، م. و اهری‌پور، ر.، ۱۳۹۱. رخساره‌ها، محیط‌های رسوب‌گذاری و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های پرمین در ناحیه

-Adabi, M.H., Salehi, M.A. and Ghobeishavi, A., 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 39, p. 148-160.

-Adabi, M.H. and Asadi Mehmandousti, E., 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S.W. Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 33, p. 267-277.

-Asadi Mehmandousti, E. and Adabi, M.H., 2013. Application of geochemical data as evidence of water-rock interaction in the Sarvak formation, Izeh Zone, Zagros Iran. *Procedia Earth Planetary Science*, v. 7, p.31-35.

-Adabi, M.H. and Rao, C.P., 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of

Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran: *Sedimentary Geology*, v. 72, p. 253-267.

-Adabi, M.H., 2004. A re-evaluation of aragonite versus calcite seas: *Carbonates and Evaporites*, v. 19(2), p. 133-141.

-Adams, A.E. and Mackenzie, W.S., 1998. A color atlas of carbonate sediments and rocks under the microscope: Manson Publishing, London, 180 p.

-Ahmad, A.H.M. and Bhat, G.M., 2006. Petrofacies, provenance and diagenesis of the Dhosa Sandstone Member (Chari Formation) at Ler, Khachchh sub-basin, western India: *Journal of Asian Earth Science*, v. 27, p.765-778.

-Al-Aasm, I.S., 2000. Chemical and isotopic constraints for recrystallization of sedimentary dolomites from the

- Western Canada Sedimentary Basin: Aquatic Geochemistry, v. 6, p. 227-248.
- Barnaby, R.J. and Read, J.F., 1992. Dolomitization of a carbonate platform during late burial, Lower to Middle Cambrian Shady Dolomite, Virgin Appalachian: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, p.1023-1043.
- Bathurst, R.G.C., 1971. *Carbonate Sediments and their Diagenesis*: Elsevier Publication Company, Amsterdam, 620 p.
- Bathurst, R.G.C., 1975. *Carbonate Sediments and their Diagenesis*: Elsevier Science Publication Company, New York, 658 p.
- Besse, J., Torcq, F., Gallet, Y., Ricou, L.E., Krystyn, L. and Saidi, A., 1998. Late Permian to Late Triassic palaeomagnetic data from Iran: Constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangaea: *Geophysical Journal International*, v. 135, p. 77-92.
- Bozorgnia, F., 1973. Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of central and east Alborz mountains, Iran: National Iranian Oil Company, Geological Laboratory Publication 4, Tehran, 185 p.
- Brand, U. and Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system, II: stable isotopes: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, p. 987-997.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section: *Nature*, v. 205, p.587-599.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks: Interpretation and Application*: Springer-Verlag, Berlin, 976 p.
- Fouke, B.W., Zerkle, A.L., Alvarez, W., Pope, K.O., Ocampos, A.G., Wachtman, R.J., Nishimura, J.M.G., Claeys, P. and Fischer, A.G., 2002. Cathodoluminescence petrography and isotope geochemistry of K-T impact eject deposited 360 km from the Chicxulub Crater, at Albion Island, Belize: *Sedimentary Geology*, v. 49, p. 117-138.
- Gaetani, M., Angiolini, L., Ueno, K., Nicora, A., Stephenson, M., Sciunnach, D., Rettori, R., Price, G.D. and Sabouri, J., 2009. Pennsylvanian-Early Triassic stratigraphy in the Alborz Mountains (Iran), In, Brunet, M.F., Wilmsen, M. and Granath, J.W., (Editors), *South Caspian to Central Iran Basins: Geological Society, Special Publication*, London, v. 312, p.79-128.
- Gasparrini, M., Ruggieri, G. and Brogi, A., 2006. Massive hydrothermal dolomites in the southwestern Cantabrian Zone (Spain) and its relation to the late Variscan evolution: *Marine and Petroleum Geology*, v. 23, p. 543-68.
- Hoseinabadi, M., Mahboubi, A., Mirab Shabestari, G.R. and Motamed, A., 2016. Depositional environment, diagenesis and geochemistry of Devonian Bahram formation carbonates, Eastern Iran: *Arabian Journal of Geoscience*, v. 9(1), p.1-25.
- Jamalian, M. and Adabi, M.H., 2014. Geochemistry, microfacies and diagenetic evidences for original aragonite mineralogy and open diagenetic system of Lower Cretaceous carbonates Fahliyan Formation (Kuh-e Siah area, Zagros Basin, South Iran): *Carbonates Evaporites*, DOI 10.1007/s13146-014-0211-8.
- Jenny-Deshusses, C., 1983. *Le Permian de l'Elborz Central et Oriental (Iran): Stratigraphie et micropaleontology (Foraminifères et Algues)*: Unpublished These, no. 2130, University de Genev,

- Section des Sciences de la terre, Geneva, 265 p.
- Khatibi Mehr, M. and Adabi, M.H., 2014. Microfacies and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of a foraminifera-dominated carbonate ramp system in the late Paleocene to Middle Eocene, Alborz basin, Iran: *Carbonates Evaporites*, v. 29, p. 155-175.
- Knorich, A.C. and Mutti, M., 2006. Missing aragonitic biota and the diagenetic evolution of Heterozoan carbonates: a case study from the Oligo-Miocene of the central Mediterranean: *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, p. 871-888.
- Kolodka, C., Vennin, E., Vachard, D., Trocme, V. and Goodarzi, M.H., 2012. Timing and progression of the end-Guadalupian crisis in the Fars province (Dalan Formation, Kuh-e Gakhum, Iran) constrained by foraminifers and other carbonate microfossils: *Facies*, v. 58(1), p.131-153.
- Koehrer, B., Zeller, M., Aigner, T., Poepfelreiter, M., Milroy, P., Forke, H. and Al-Kindi, S., 2010. Facies and stratigraphic framework of a Khuff outcrop equivalent, Saiq and Mahil formations, Al Jabal Al- Akhdar, Sultanate of Oman: *GeoArabia*, v. 15(2), p. 91-156.
- Land, L.S. and Hoops, G.K., 1973. Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 43, p. 614-617.
- Lohmann, K.C., 1988. Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst, In, James, N.P. and Choquette, P.W., (Editors), *Paleokarst*: Springer-Verlag, New York, p. 58-80.
- Longman, M.W., 1980. Carbonate diagenetic textures from near surface diagenetic environments: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 64, p. 461-487 -Mackenzie, F.T. and Pigott, J.D., 1981. Tectonic controls of Phanerozoic rock cycling: *Journal of Geological Society*, v. 138, p.183-196.
- Mahdavi, M. and Vaziri, S.H., 2010. Lithostratigraphy and Microbiostratigraphy of the Ruteh Formation in Northwest of Khur, Central Alborz, Iran: *Journal of Science, University of Tehran, Islamic republic of Iran*, v. 21(3), p. 237-250.
- Marshall, J.D., 1988. *Cathodoluminescence of Geological Materials*: Unwin-Hyman, Boston, 146 p.
- Milliman, J.D., 1974. *Marine Carbonates*: New York, Springer-Verlag, 375 p.
- Milliman, J.D., Freile, D., Steinen, R.P. and Wilber, R.J., 1993. Great Bahama Bank aragonite muds: mostly inorganically precipitated, mostly exported: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 63, P. 589-595.
- Morrison, J.O. and Brand, U., 1986. *Geochemistry of recent marine invertebrates*: Geoscience, Canada, v. 13, p. 237-254.
- Morse, J.W. and Mackenzie, F.T., 1990. *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*: Elsevier, New York, 707 p.
- Mucci, A., 1988. Manganese uptake during calcite precipitation from seawater: conditions leading to the formation of a pseudokutnahorite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 52, p. 1859-1868.
- Muttoni, G., Gaetani, M., Kent, D.V., Sciunnach, D., Angiolini, L., Berra, F., Garzanti, E., Mattei, M. and Zanchi, A., 2009. Opening of the Neo Tethys Ocean and the Pangea B to Pangea A transformation during the Permian: *GeoArabia*, v. 14(4), p. 17-48.
- Nelson, C.S., 1978. Temperate shelf carbonate sediments in the Cenozoic of

- New Zealand, *Sedimentology*, v. 25, p.737-771.
- Philip, J.M. and Gari, J., 2005. Late Cretaceous heterozoan carbonates: Palaeoenvironmental setting, relationship with rudist carbonates (Provence, South-east France): *Sedimentary Geology*, v.175, p. 315-337.
- Pingitore, N.E., Eastman, M.P., Sandidge, M., Oden, K. and Freiha, B., 1988. The coprecipitation of manganese (II) with calcite, an experimental study: *Marine Chemistry*, v. 25, p.107-120.
- Rao, C.P., 1990. Petrography, trace elements and oxygen and carbon isotopes of Gordon Group carbonate (Ordovician), Florentine Valley, Tasmania, Australia: *Sedimentary Geology*, v. 66, p.83-97.
- Rao, C.P., 1991. Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temperate-(Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia: *Carbonates and Evaporites*, v. 6, p. 83-106.
- Rao, C.P. and Adabi, M.H., 1992. Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia: *Marine Geology*, v.103, p. 249-272.
- Rao, C.P. and Amini, Z.Z., 1995. Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonates, western Tasmania, Australia: *Carbonates and Evaporites*, v. 10, p. 114-123.
- Sandberg, P.A., 1983. An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy: *Nature*, v. 305, p. 497-537.
- Scholle, P.A. and Scholle, D.S., 2003. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis: American Association of Petroleum Geologists, *Memoir*, v. 77, p. 474.
- Tucker, M.E. and Wright, V.P., 1990. *Carbonate sedimentology*: Blackwell Scientific Publications, London, 482 p.
- Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology* (3rd edition), Blackwells, Oxford, 260 p.
- Veizer, J. and Demovic, R., 1973. Environmental and climatic controlled fractionation of elements in the Mesozoic carbonate sequence of the western Carpathians: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 43(1), p. 258-271.
- Veizer, J., 1983. Trace elements and stable isotopes in sedimentary carbonates: *Reviews in Mineralogy*, v. 11, p.265-300.
- Wilkinson, B.H., Owen, R.M. and Carroll, A.R., 1985. Submarine hydrothermal weathering global eustasy, and carbonate polymorphism in Phanerozoic marine oolites: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 55, p. 171-183.
- Winefield, P.R., Nelson, C.S. and odder, 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*, v. 11, p. 19-31.