چهل و دومین گردهمایی (همایش) ملی
علـوم زمیـــن
The 42nd National
Geosciences Congress
www.geoconf.ir

شاخصه‌های کیفی معدن مرمریت یزدان سنگ، رود گلگون جندق، شمال اصفهان، با تاکید بر خصوصیات زمین شناسی و بافتی

پرویز قادری[۱]، احمد گودرزی[۲]، محمد حقانی[۳]

[۱] دانشگاه سراسری ارومیه، ارومیه Parviz.geology@gmail.com

[۲و۳] دانشگاه آزاد واحد تهران مرکز، تهران Atlas.Sang.Parsian@gmail.com

چکیده

کانسار مرمریت یزدان سنک در شمال استان اصفهان و در فاصله ۱۵ کیلومتری جنوب شهرستان جندق قرار دارد. مرمریت در این معدن از نظر سنگ شناسی متشکل از سنگ‌های آهکی پلاژیک مقاوم و سفید تا کرم رنگ سازند فرخی و چوپانان و تا حدودی چاه پلنگ است. مطالعه نمونه‌های سنگی در محل نشان می‌دهد که برخی از سنگ‌ها حاوی میکروفسیل، تناوبی از سنگ آهک مارنی و مارن و سنگ آهک مارنی نودولار شامل فسیل‌هایی چون روزن بران، استراکودا، براکیوپودا، خارپوست، دوکفه‌ای و به ندرت آمونیت است. مشاهدات میکروسکوپی مقاطع نازک تهیه شده از نمونه‌های مرمریت نشان می‌دهد که آلوکم‌های مربوط به محیط دریایی باز بطور نسبتاً فراوان وجود دارند. این آلوکم‌ها عمدتاً از نوع فسیل‌های اکینودرم، بریوزوئر، جلبک قرمز، مرجان و دوکفه‌ای می‌باشند. زمینه گل آهکی در نمونه های مطالعه شده نئومورف شده است که نشان دهنده شرایط محیط کم انرژی تشکیل آنها می‌باشد. این شرایط باعث استحکام توده‌های سنگی شده، مقاومت آنها را در برابر تنش بالا برده و نهایتا باعث عدم شکستی آنها شده است. شواهدی مانند عدم حضور رخساره‌های مربوط به شکستگی در شیب حوضه، تبدیل تدریجی رخساره‌ها به همدیگر، عدم وجود ریف‌های سدی مرجانی، اینتراکلست و دانه‌های اگرگات، و عدم وجود پهنه‌های وسیع جزر و مدی، حاکی از ته نشست این توالی بر روی یک پلت فرم کربناته رمپ پایدار در زمان پالئوسن می‌باشد. بنابراین، محیط رسوبگذاری رسوبات کربناتی معدن مرمریت یزدان سنگ در ناحیه مورد مطالعه را می‌توان یک پلت فرم از نوع رمپ هموکلینال در نظر گرفت.

واژه‌های کلیدی

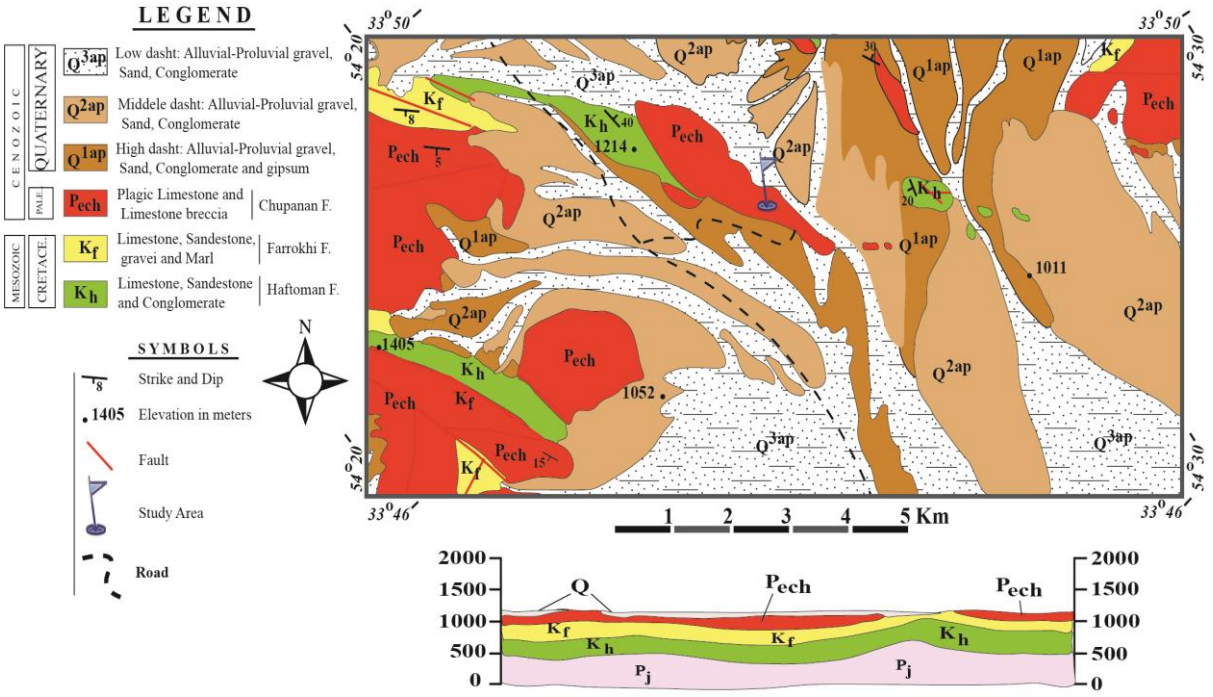
مرمریت، سازند فرخی، محیط رسوبی، معدن یزدان سنگ، جندق.

۱. مقدمه

کانسار مرمریت یزدان سنگ در شمال استان اصفهان در فاصله ۱۵ کیلومتری جنوب شهرستان جندق و در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ چوپانان با مختصات جغرافیایی ۰۲ ۲۵ ۵۴° عرض شمالی و ۱۴ ۴۹ ۳۳° طول شرقی قرار دارد. این کانسار در تقسیم بندی زون‌های زمین ساختاری ایران بخشی از زون ایران مرکزی [1] و یا بخشی از بلوک یزد [2] می‌باشد. سنگ مرمریت از سنگهای دگرگونی درجه پایین است که از دگرگونی سنگ آهک بوجود آمده است. کانی اصلی تشکیل دهنده آن کلسیت است. مرمریت یک اصطلاح تجاری بوده و تقریباً خاص ایران است. مرمریت در مفهوم تجاری آن حتی سنگ‌های آهکی خارج از تعریف زمین شناسی مرمر را نیز شامل می‌شود. مرمریت‌ها در واقع سنگ‌های آهکی متراکم حاصل از تراکم رسوبات کربنات کلسیم یا آراگونیت ناشی از فشار طبقات رویی می‌باشند که بعضاً آثار دگرگونی ضعیفی نیز در آنها مشاهده می‌شود. این سنگ به خاطر زیبایی، استحکام و مقاومت در برابر فرسایش، سنگی با ارزش به شمار می‌رود. ایرانیان و یونانیان باستان در بناها و مجسمه‌های خود از این سنگ استفاده‌های فراوانی می‌بردند. در مقایسه با تراورتن، سنگ مرمریت به دلیل برخورداری از سختی بیشتر و تخلخل کمتر، برای استفاده در نماهای داخلی و خارجی کاربرد بیشتری دارد. مرمریت‌ها دارای بافت دانه شکری و یا موزاییکی می‌باشند. مرمریت خالص به رنگ سفید است، ولی در صورت داشتن ترکیبات کانی‌های رنگی مثل هماتیت، لیمونیت، کربن و ... به رنگ‌های قرمز، زرد روشن، سیاه، صورتی، و ترکیبی از سایر رنگ‌ها نیز دیده می‌شوند. هدف از این مطالعه، بررسی سنگ شناسی، تعیین شرایط و محیط تشکیل سنگ مرمریت در کنار شاخصه‌های کیفی کانسار مرمریت یزدان سنگ از طریق انجام مطالعات صحرایی و پتروگرافی می‌باشد.

در دوره کرتاسه در ایران مرکزی حوضه‌های رسوبی بسیار متنوعی وجود داشته است. سکانس‌هایی که در این حوضه‌ها در مناطق مختلف تشکیل شده است، هر چند از لحاظ محتویات فسیلی شباهت‌هایی با یکدیگر دارند، اما از لحاظ سنگ شناسی، ضخامت و زمان رسوبگذاری با یکدیگر تفاوت بسیار دارند همچنین سنگ‌های کرتاسه در ایران مرکزی متنوع بوده و ضخامت و سن متفاوت دارند و تاکنون به صورت رسمی نامگذاری نشده و به حالت کلی مورد بررسی قرار گرفته‌اند و از آنجاییکه کاملترین توالی کرتاسه که جوانترین واحد هم هست در ایران مرکزی در بلوک یزد و در ناحیه ی خور بوده [3] و بخش مورد مطالعه (معدن مرمریت یزدان سنگ) جزئی از آن است، تصمیم به مطالعه زمین شناسی و ارتباط آن با شاخصه‌های کیفی گرفته شد.

سازند فرخی به عنوان واحدهای سنگی کرتاسه بالایی - پالئوسن، شامل سنگ آهک خاکستری روشن با قلوه و یا نوارهای چرت است که با داشتن خارپوست و دوکفه‌ای‌های فراوان شناخته می‌شود. ضخامت این واحد رسوبی ۶۵ تا ۸۰ متر و در بخش‌های دیگر ۴۵ تا ۱۲۰ متر مارن‌های لایه‌ای و ماسه سنگی دارد [2]. بر اساس، بازوپا، دوکفه‌ای و خارپوست، سن سازند فرخی سنونین پسین-دانین معرفی شده است [2].



شکل ۱: نقشه زمین شناسی خلاصه شده منطقه مورد مطالعه.

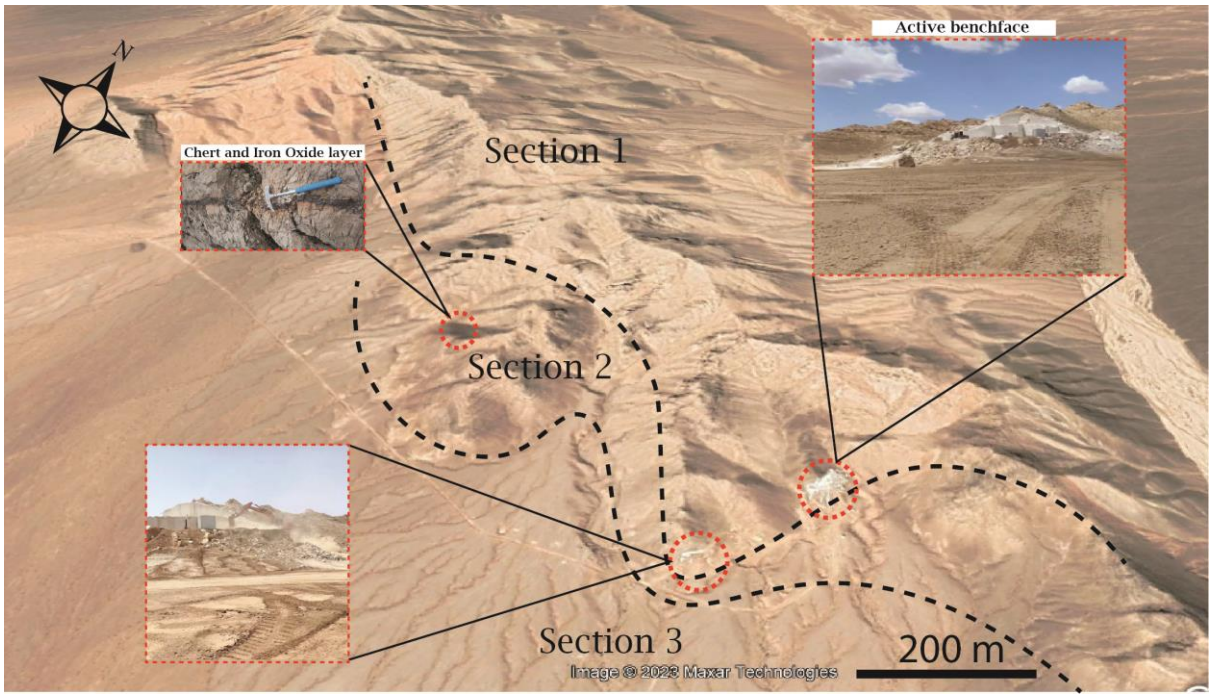
۲: بحث و بررسی

سازند غیر رسمی فرخی در برش چشمه دیهوم واقع شده و دارای ستبرای ۱۳۴ متر و از نظر سنگ چینه نگاری شامل چهار عضو مارن، سنگ آهک مارنی، سنگ آهک نودولار و سنگ آهک می‌باشد. مرز پایین سازند فرخی با سازند هفتومان از نوع پیوسته و مرز بالایی آن با سازند چوپانان با انقراض گونه‌های شاخص ماستریشین از نوع ناپیوستگی موازی می‌باشد.

در ایران، مرز ژوراسیک- کرتاسه به خوبی توصیف نشده و باور همگان بر آن است که این مرز با رخداد زمین ساختی سیمرین پسین مشخص می‌شود که از نوع کوهزایی است. ولی، یافته‌های نوین نشان می‌دهند که بر خلاف پندارهای موجود، در بسیاری از نقاط ایران، مرز (آشکوب‌های تیتونین) ژوراسیک پایانی و (بریازین) کرتاسهٔ آغازی، تدریجی و از نوع محیط‌های ژرف است. به عبارت دیگر، رویداد نامگذاری شده به سیمرین پسین، در اوایل کرتاسهٔ پیشین و پس از آشکوب بریازین و به احتمال قوی در زمان (نئوکومین) پیش از (بارمین) رویداده که موجب خروج گسترده‌ی زمین از آب و برقراری شرایط قاره‌ای شده است)، نسبت داده شده است. به همین رو است که به جز زاگرس، حوضهٔ فلیشی خاور ایران و مکران، نهشته‌های پس از رخداد سیمرین پسین انباشته‌های آواری سرخ رنگ است که با یک گذر تدریجی به ردیف‌های کربناتی اُربیتولیندار بارمین-آپتین می‌رسد. سنگ نهشته‌های کرتاسهٔ بالایی در منطقه مورد مطالعه ویژگی‌های رخسارهای یکسان ندارند و به نظر می‌رسد که بر خلاف شرایط یکسان رسوبی کرتاسهٔ پایینی، حوضه‌های رسوبی کرتاسهٔ بالایی از یکدیگر جدا بوده‌اند و بر هر حوضه شرایط ویژه‌ای حاکم بوده است.

کانسار مرمریت یزدان سنگ در کمربند چین خورده واقع نیست و این امر شرایط ماندگاری و عدم شکستگی کانسار را بالا برده است. این کانسار در یال شمال غربی مجموعه‌ی سازند فرخی و زیر مجموعه سازند چوپانان واقع است. با توجه به این که فشارش ناشی از صفحه اقیانوسی پالئوتتیس در جهت کلی شمال شرقی بر صفحه ایران مرکزی وارد شده است [4]. دو سیستم شکستگی کلی در منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود. البته این سیستم‌ها همانگونه که اشاره شد به کوهزایی خاصی مربوط نبوده و فقط نیروی فشارشی محسوب می‌شود. نخست شکستگی‌هایی با امتداد شمال شرق- جنوب غرب که دارای سازوکار کششی هستند و در جهت نیروی تکتونیکی تشکیل شده‌اند. دوم، شکستگی‌هایی با امتداد شمال غرب- جنوب شرق که دارای عملکرد فشارشی هستند و عمود بر محور اصلی تنش تشکیل شده‌اند. با

توجه به بررسی های صحرایی انجام شده در محدوده کانسار، عمدتاً شکستگی‌ها از نوع دوم بوده و دارای امتداد شمال غربی- جنوب شرق می‌باشند.



شکل ۲: تصویر ماهواره‌ی از محدوده‌ی کانسار مرمریت یزدان سنگ همراه با تقسیم بندی توصیفی آن.

مطالعات صحرایی و نمونه برداری در تیر ماه ۱۴۰۱ انجام شد. به منظور انجام مطالعات سنگ شناسی، کانی شناسی و بافتی، تعداد ۶ نمونه از سازند چوپانان (فقط در محدوده کانسار)، انتخاب شد. بعد از تهیه مقاطع نازک تهیه شده، نمونه‌ها با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان Olympus مدل cx23 مطالعه قرار گرفتند.

لایه‌های آهکی سازند چوپانان در محدوده‌ی کانسار مرمریت یزدان سنگ در حدود ۵۵ متر ضخامت دارند که همگی متراکم و فشرده‌اند. در برخی قسمت‌های کانسار با توجه به معیت واحدهای ماسه سنگی و به ویژه کنگلومرایی با سیمان اکسید آهنی، در نتیجه آمیختگی ناشی تراکم و فشارش در هنگام دیاژنز رگه‌های اکسید آهنی پراکنده ایجاد شده است که هیچ یک از این رگه‌ها با توده‌ی اصلی در حال استخراج ارتباط نداشته و قسمت‌های حاشیه‌ای را شامل می‌شوند. این لایه‌ها دارای بافت سخت و متراکم هستند و رنگ کرم روشن دارند. برای سهولت در امر مطالعه ناحیه‌ی کانسار به سه بخش A,B,C همانند شکل ۲ تقسیم شده است که در ادامه به بررسی هر کدام از بخش‌ها می‌پردازیم.

بخش A: این بخش در واقع مرتفع‌ترین لیتولوژی‌های محدوده معدنی مرمریت یزدان سنگ را شامل می‌شود که از آهک‌های کرم روشن دارای درجه روشنی بسیار خوب، فاقد شکستگی، بافت متراکم و عدم آمیختگی با هر نوع هاله و رگه‌ی اکسید آهنی تشکیل شده است (شکل ۳: a). نمونه‌های دستی در این ناحیه دارای سطحی زبر بوده و بافت گل کلمی دارند که نشان از پایداری محیط در هنگام رسوبگذاری است (شکل ۳: b). هیچ نوع شکستگی که باعث جدایش توده‌های سنگی در مقیاس بزرگ شود در این بخش وجود ندارد و شکستگی‌ها عموما فیزیکو شیمیایی و نتیجه نیروهای فرسایشی است. میزان کب دهی مرمریت در این بخش ۸۵ درصد از مقیاس کل سنگ‌های استخراج شده بر آورد می‌شود. در حالت کلی این بخش آهک‌های دولومیتی سفید رنگ، نسبتاً ریز دانه و دارای اندکی

میکروفسیل است. این سنگ‌ها از تخلخل قابل توجهی برخوردار نیستند. یکنواختی تراکم، همراه با ریز دانه بودن سبب شده که سنگ به هنگام شکستن، شکست صدفی داشته باشد. در برخی جاها، لایه‌های آهکی دارای ماکروفسیل عمدتاً از نوع صدف‌های دو کفه‌ای هستند. تعداد ۲ سینه کار فعال در این بخش از معدن وجود دارد که در یکی تعداد سه پله و دیگری دو پله در حال استخراج مرمریت درجه ۱ است (شکل ۳: c). اصطلاح تایگر که یک اصطلاح بازاری و اقتصادی در سنگ‌های ساختمانیست برای این بخش به کار می‌رود.

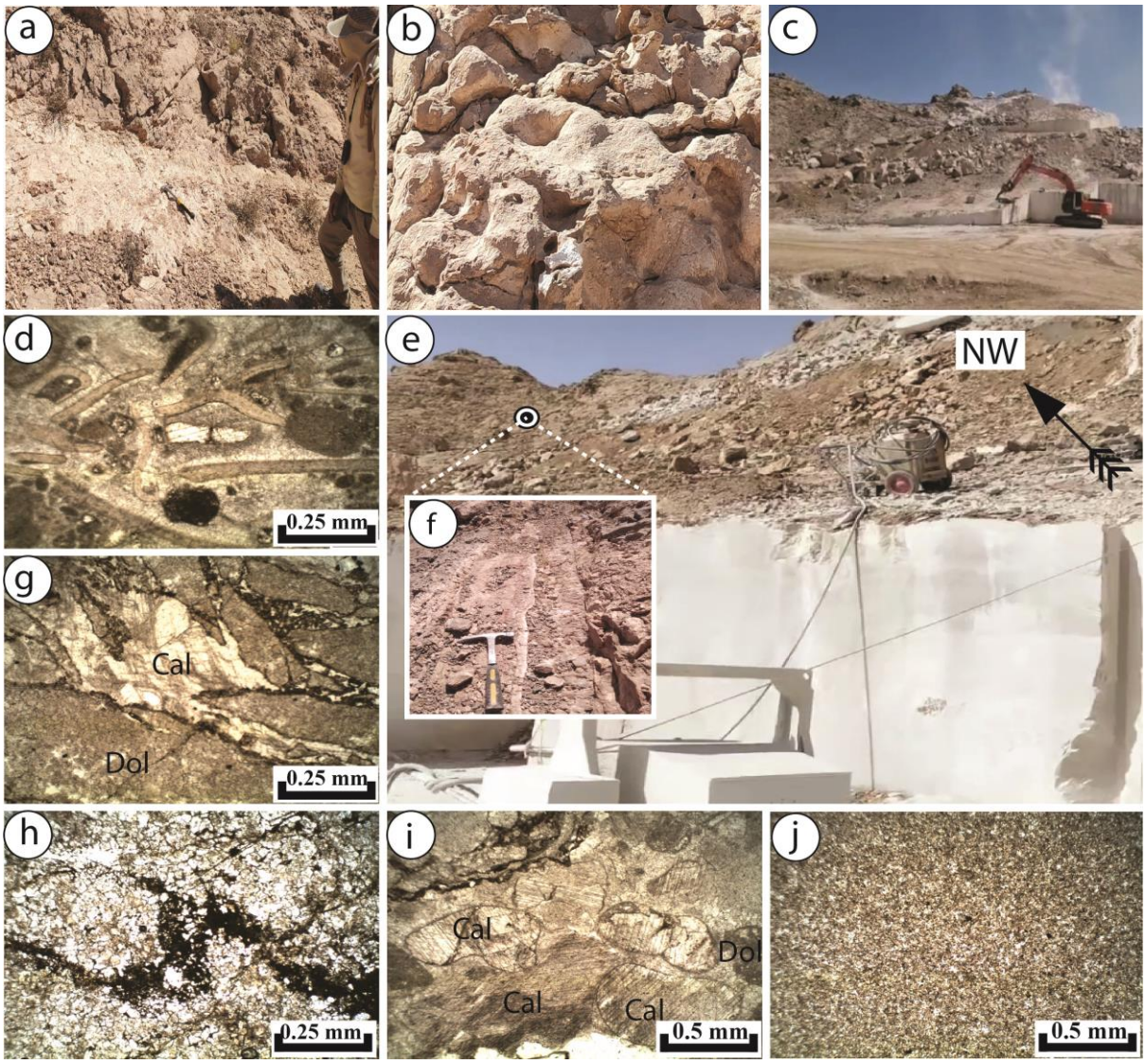
از نظر میکروسکوپی بلورهای کلسیت خود شکل تا نیمه شکل دار هستند و سیمان آهکی (کلسیتی) و به مقدار بسیار جزئی سیلیسی در آنها دیده می‌شود (شکل ۳: d). سیمان کلسیتی هم در فضای خالی و خارج از دامنه بلور و هم در بین شکستگی‌های خود بلور قابل مشاهده است. سیمان سیلیسی در برخی نقاط از مقاطع مطالعه شده در همراهی با سیمان کلسیتی قرار دارند و باعث چسبیدن ذرات آلوکم شده است. با توجه به شکل و بافت این سیلیس‌ها که عموما بی شکل و آمورف هستند، به نظر می‌رسد این سیمان ثانویه و در اثر رسوبگذاری بعد از دیاژنز و فقط در بین شکستگی‌های سنگ می‌باشد. زمینه گل آهکی در بعضی از رخساره‌ها نئومورف شده است و نشان دهنده شرایط انرژی کم در محیط تشکیل آنها می باشد [5,6].

بخش B: این بخش دامنه‌های ملایم معدن مرمریت یزدان سنگ را که دارای شیب ۱۵ الی ۲۰ درجه می‌باشند شامل می‌شود. تعدا یک سینه کار نیز در این ناحیه وجود دارد که به طور چرخشی از آنها مرمریت استخراج می‌شود. طبقات متراکم و بدون رگه در بخش A گاها و در مقدار بسیار کم توسط شکستگی‌های محلی به تدریج به سمت غرب همراهی می‌شوند (شکل ۳: e). وجود یک رگه مرمر که دارای بافتی خورد شده است نشان از شرایط تکتونیکی محلی بعد از دیاژنز بوده که با فازهای شکستگی همراه است. هر چند این شکستگی‌ها در حالت کلی نتوانسته بخش عمیق معدن را متاثر نماید و فقط در بخش‌های سطحی و حاشیه‌ای قرار دارد اما حضور این سیستم باطله برداری را افزایش داده است. سنگ‌های این بخش همانند بخش A دارای سطح زبر هستند با این تفاوت که با چند ضربه چکش شکسته می‌شوند (شکل ۳: f). از نقطه نظر زمین شناسی قسمت‌های عمیق به علت تحمل فشار لیتواستاتیک عموما دارای شکستگی‌های بیشتری نسبت به سایر بخش‌ها هستند. مقدار اختلاف ارتفاع از پایه و ابتدای شروع شکستگی‌ها تا راس قسمت A، ۳۵ متر می‌باشد که با توجه به فرمول $P_L=\rho gh$ و چگالی ۲,۶ آهک‌ها ۸۹,۱۸ بار را تحمل می‌نماید. همانند بخش قبلی هیچ آثاری از اکسیدهای آهن در یال‌های دامنه هم وجود ندارد.

از نظر میکروسکوپی بلورهای کلسیت و دولومیت به صورت نیمه شکل دار (هیپ ایدیومورفیک) در کنار هم حضور دارند (شکل ۳: g). شکستگی‌های سنگ با سیمان آهکی، دولومیتی و سیلیسی پر شده است (شکل ۳: h). درصد سیمان سیلیسی در مقاطع این بخش بیشتر از بخش A است. چون خود بلورها کلسیت و دولومیت می‌باشند. سیمان آهکی (کلسیتی و دولومیتی) به صورت اولیه و با ترکیب $CaCO_3$ به صورت درونزاد باعث چسبیدن اجزای آلوکم شده است.

بخش C: این بخش از قسمت‌های قائده دامنه شروع و تا آخر محدوده کاداستری معدن در دشت‌های جنوبی ادامه دارد. فشار لیتواستاتیک و شکستگی‌های محلی در این ناحیه بیشتر از دو بخش قبلی می‌باشد و همچنین رگه‌های اکسید آهنی در این بخش به میزان کم ظهور می‌یابند. سنگ‌ها عموما خورد شده و شکسته‌اند. در این ناحیه با توجه به حفر چندین گمانه حضور شکستگی‌ها تا عمق ۱۰ متر به اثبات رسیده است. از آن پس سنگ‌ها متراکم و یک دست می‌شوند. هیچ سینه کار فعالی در این ناحیه وجود ندارد چرا که جهت احداث یک سینه کار با سطح مساحت ۲۰۰ متر مربع ۳۹,۲۰۰ تن باطله برداری لازم است. ساختارهای فشارشی (استیلولیت) نیز در برخی از سنگ های آهکی این ناحیه مشاهده می شود.

این بخش از تخلخل کمتر و سختی بیشتری برخوردارند (شکل ۳: I,j). از دیگر سیماهای سنگ های آهکی این بخش وجود آثار انحلال و کارستی شدن در آنها است که به مقدار کم و محلی دیده می‌شود. ترکیب شیمیایی آهکی، سختی کم و تخلخل قابل توجه سبب توسعه سیستم های انحلالی و پدیده کارستی شدن در این سنگ ها شده است. در مناطقی که فرایند کارستی شدن در مراحل پیشرفته باشد، امکان استفاده از سنگ‌ها به عنوان سنگ تزئینی وجود نخواهد داشت. البته همانطور که اشاره شد شکستگی و کارستی شدن در ناحیه سطح می‌باشد.



شکل ۳: a: بافت متراکم و فاقد شکستگی در محدوده کانسار، b: سطح زبر و بافت گل کلمی در مرمریت‌های منطقه، c: نمایی از پله‌های در حال استخراج در بخش A، d: نمونه‌ای از بلورهای کلسیت داری میکروفسیل در مقاطع مورد مطالعه، e: نمایی از بخش B سنگ‌های منطقه، f: نمونه‌ی کلسیت‌های متبلور و مرمری شده در امتداد واحدهای سنگی منطقه، g: وجود بلورهای دولومیت در مقاطع مورد مطالعه، h: نمایی از سیمان‌های آهکی و دولومیتی تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه، i: بلورهای درشت کلسیت و دولومیت در سنگ‌های منطقه j: وجود بلورهای کربنات کلسیم و دولومیتی ریز دانه در بخش‌های قائده‌ای معدن.

۳: توالی‌های پاراژنتیکی

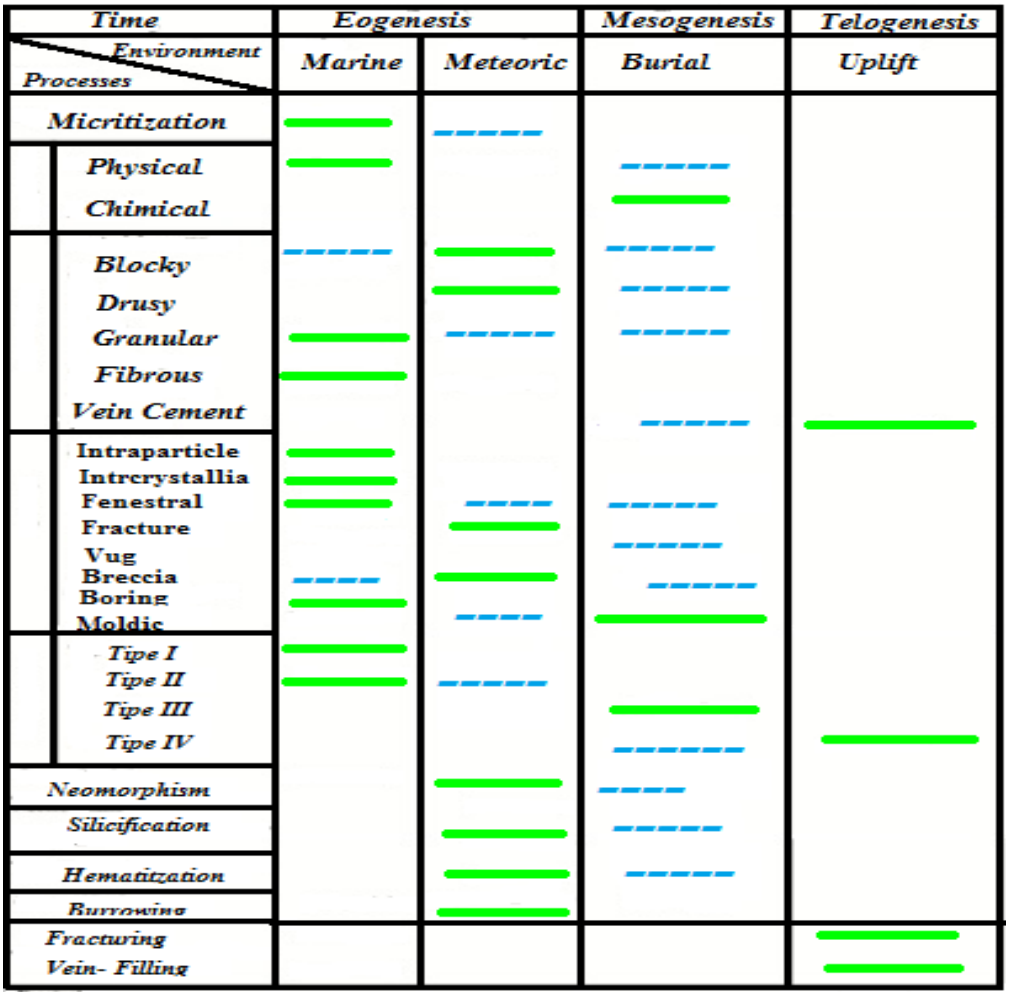
پی بردن به فرآیند های دیاژنتیکی از طریق مطالعات پتروگرافی به این جهت مفید می‌باشد که این فرایندها در طول زمان ومکان با هم دیگر هم پوشانی داشته وبر روی همدیگر تاثیر می‌گذارند و به دلیل اتفاق افتادن چنین فرایندهایی در طول زمان زمین شناسی پیش بینی اتفاق افتادن این فرآیندها را پیچیده می‌سازد. از این رو در ارتباط با این فرآیندها مدل‌ها و الگوهای رسوبی را باید درنظر گرفت. توالی‌های پاراژنزی نهشته‌های کربناته‌ی مورد مطالعه بر اساس شواهد پتروگرافی نشان می‌دهد که این نهشته‌ها سه مرحله ی دیاژنز را به ترتیب زیر پشت سر گذاشته‌اند که شامل سه محیط دریایی، متئوریک و تدفینی می‌باشد.

دیاژنز اولیه (ائوژنز): فرآیندهای دیاژنتیکی اولیه در محیط فریاتیک دریایی، در نزدیک کف دریا و پس از ته نشست رسوبات و از جایی که حفرات به طور کامل از آب پرشده اند آغاز می‌شود [7]. محیط متئوریک همانند محیط دریایی جزء دیاژنز اولیه و در مرحله‌ی ائوژنز می-باشد. این محیط خود شامل دو محیط فریاتیک و وادوز است. محیط فریاتیک متئوریک خود در قسمت زیرین سطح آب زیرزمینی قرار می‌گیرد و اشباء از آب است. این محیط تحت تاثیر آب‌های شیرین قرار داشته که باعث انحلال کانی‌های ناپایدار مانند کلسیت و آراگونیت با منیزیم بالا می‌شود.

تاثیر فرآیندهای دیاژنزی دریایی در ناحیه‌ی مورد مطالعه با شناسایی فرآیندهای میکریتی شدن، سیمان‌های هم ضخامت و سیمان‌های رورشدی هم محور، وجود دولومیت‌های ریز بلور، خرد شدن پلوئیدها و تغییر شکل پلاستیک آنها و تا حدودی کرم‌های حلقوی و مشخص می‌شود. تشکیل سیمان‌های رورشدی هم محور را در برخی موارد در ارتباط با دیاژنز اولیه‌ی دریایی می‌دانند. راکد بودن محیط، آزاد شدن گاز دی اکسید کربن، فوق اشباء شدن محیط نسبت به HCO_3 و عبور آب و سیالات از بین رسوبات از شرایط مساعد برای تشکیل سیمان‌های رورشدی محسوب می‌گردد [7,8]. فشردگی فیزیکی در این نهشته‌ها باعث نزدیک شدن دانه ها و آرایش رمبوئدری ترجیحی شده است. در آرایش رمبوئدری در ابتدای ته نشت رسوبات ممکن است دارای آرایش مکعبی باشند که تخلخل در آن زیاد است. فشردگی به سرعت تخلخل را برای رسیدن به آرایش رمبوئدری ترجیحی کاهش می‌دهد. بافت ژئوپتال و نئومرفیسم افزایشی (تبدیل دولومیکرایت به دولومیکرواسپارایت) نیز گواهی بر دیاژنز با افزایش عمق دفن و تغییر شرایط شیمیایی نوع فرآیندهای انجام گرفته تغییر می‌کند. فشار و دما از عوامل بسیار موثر در این مرحله است.

دیاژنز میانی (مزوژنز) : در این مرحله تغییر و تکامل آب‌های بین منفذی سبب گسترش تغییرات مرحله ائوژنتیک می‌شود [9]. از جمله فرآیندهای دیاژنتیکی که در این مرحله رخ می‌دهد می توان به تشکیل سیمان‌های بلوکی و اسپاری، سیلیسی شدن، آهن دار شدن، دولومیت‌های متوسط و درشت بلور و همچنین تراکم فیزیکی و شیمیایی اشاره کرد. از دیگر تاثیرات دفن عمیق در این رسوبات می‌توان به افزایش تراکم دانه‌ها و شکستگی پوسته‌ها اشاره کرد که در محدوده تراکم فیزیکی قرارمی‌گیرند. فرآیند دیگر تراکم شیمیایی است که منجر به وقوع انحلال فشاری می‌شود. در طی این فرآیند که بیانگر دفن عمیق و فشار زیاد بر روی رسوبات است. ساخت‌هایی همچون سطوح تماس مقعر - محدب و مضرسی و استیلولیت به وجود می‌آیند.

دیاژنز نهایی (تلوژنز) : دراین مرحله که در آخرین مرحله رویدادهای دیاژنتیکی رخ می‌دهد، سنگ‌ها بر اثر فعالیت‌های تکتونیکی منطقه بالا آمده و شکستگی‌هایی در آنها ایجاد می‌گردد. درزه‌ها که عمدتا توسط سیمان کلسیتی با فابریک‌های بلوکی و دروزی پر شده‌اند در مقیاس صحرایی در (نمونه های دستی) و در مقیاس میکروسکوپی (در مقاطع نازک) وجود دارند. این رگه‌ها هم به صورت موازی و هم به صورت متقاطع دیده می‌شوند که بر اثر نیروهای تکتونیکی به وجود آمده‌اند.



شکل ۴: توالی پاراژنتیکی در نهشته‌های کربناته مورد مطالعه.

۴: مدل رسوبی در محدوده کانسار

آنالیز محیط‌های رسوبی بهترین روش در تعیین شرایط و چگونگی ته نشست رسوبات در زمان تشکیل آنهاست که در آن فاکتورها و عوامل مؤثر بر رسوبگذاری مورد بررسی قرار می‌گیرد. برای درک ساده تر محیط رسوبگذاری، با استفاده از یافته ها و اطلاعات حاصل از مطالعات گوناگون پتروگرافی و ژئوشیمیایی، مدل‌های رخسارهای یا مدل های رسوبگذاری ارائه می شود [7]. اصولاً با توجه به مقایسه محیط‌های عهد حاضر و قدیمی، و با استفاده از قانون تطابق رخساره‌ها [10]. و نیز مدل‌های مختلف رسوبی می‌توان رسوبات ناحیه مورد مطالعه را تعبیر و تفسیر نموده و مدل رسوبی آن را پیشنهاد نمود. شواهد موجود مانند عدم حضور رخساره های مربوط به شکستگی در شیب حوضه و همچنین تبدیل تدریجی رخساره‌ها به همدیگر و عدم وجود ریف‌های سدی مرجانی، اینتراکلست و دانه های اگرگات، و همچنین عدم وجود پهنه‌های وسیع جزر و مدی، حاکی از ته‌نشست این توالی بر روی یک پلت فرم کربناته رمپ آرام می باشد.

۵: نتیجه گیری

مقاطع نازک تهیه شده از نمونه‌های مرمریت به وسیلهٔ میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفت. مشاهدات میکروسکوپی نشان می دهد که آلوکم‌های مربوط به محیط دریایی باز بطور نسبتاً فراوان به چشم می‌خورند. این آلوکم‌ها عمدتاً از نوع اکینودرم و دوکفه‌ای‌ها می‌باشند. این موجودات عمدتاً حساس به شوری هستند و شرایط مساعد برای حفظ آنها یک محیط دریایی باز می باشد. فرایند دولومیتی شدن نیز در نمونه ها مشاهده می‌شود. بلورهای دولومیت شامل ریز بلور، متوسط تا درشت بلور و نیمه شکل دار تا شکل دار است. جمیع نتایج شرایط آرام و یکنواخت رسوبگذاری را نشان می‌دهد. همچنین تراکم و پیوستگی در محدوده کانسار نشان از عدم وجود تکتونیک فعال و عدم گسترش سیستم‌های شکستگی می‌باشد. ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی همانند تخلخل، وزن مخصوص، میزان جذب آب، مقاومت در حالت اشباع و خشک، سختی، مقاومت در برابر سایش و رطوبت در سنگ‌های محدوده کانسار با استانداردهای کانسارهای مرمریت درجه ۱ همخوانی دارد.

منابع:

[1] Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52(7): 1229–1258.

[2] آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

[3] Aistov, I., Melnikov, B., Krivyakin, B., Morozova, L. & Kiristeav, V., 1984. Geology of khur area (Central iran), Explanatory text of the khur Quadrangle map 1:250,000, Report Te/No.20.

[4] معین وزیری، ح.، ۱۳۷۷، دیباچه ای بر ماگماتیسم ایران، انتشارات دانشگاه تربیت معلم ۴۴۰ص.

[5] Dill, H.G., Khishigsuren, S., Melcher, F., Bulgamaa, J., Bolorma, Kh., Botz, R., Schwarz Schampera, U., 2007. Facies-related diagenetic alteration in lacustrinedeltaic red beds of the Paleogene Ergeliin Zoo Formation (Erdene Sum area, S. Gobi, Mongolia). Journal of Sedimentary Geology, 181, p. 1–24.

[6] Booler, J., 2002. Distribution and geometry of facies and early diagenesis: the key to accommodation apace variation and sequence stratigraphy: Upper cretaceous Congost carbonate platform, Spanish Pyrenees. Journal of Sedimentary Geology, 146, p. 225 - 239.

[7] Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. Springer, Berlin.

[8] Tucker, M.E., Wright, V.P., 1990. Carbonate Sedimentology.” Blackwell Science, Inc. 482 pp.

[9] Read, J.F., 1985. Carbonate platform facies models. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69, p. 1-12.

[10] Walter, L.M., 1983. Relative reactivity of skeletal carbonates during dissolution: implications for diagenesis. in Carbonate Cements. N. Schneidermann and Harris, P.M., (eds.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogisis, Special Publication, 36, p. 3-16.