

بررسی سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی دولومیت‌های کرتاسه زیرین در جنوب، غرب و شمال اصفهان، ایران مرکزی

اسماعیل مرادیان تشنیزی، مصطفی قماش‌ی*، علی احمدی؛
دانشگاه سیستان و بلوچستان، گروه زمین‌شناسی
هادی امین‌رسولی، دانشگاه کردستان، گروه علوم زمین

چکیده

منطقه بررسی شده در این پژوهش در محدوده جنوب، غرب و شمال اصفهان واقع شده است. در این پژوهش به بررسی سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی دولومیت‌های کرتاسه زیرین پرداخته شده است. براساس ترکیب سنگ‌شناختی و شیمیایی، پنج نوع دولومیت در برش‌های بررسی شده تشخیص داده شده‌اند. نوع اول دولومیت خیلی ریز تا ریزبلور که در شرایط نزدیک به سطح زمین و در مراحل اولیه دیاژنز، در محیط‌های پهنه جزرومدی تا کولاب تشکیل شده است. در این دولومیت، مقادیر Sr نسبتاً زیاد (۲۵۳۷ پی‌پی‌ام) و Fe (۸۸۶۱ پی‌پی‌ام) و Mn (۸۵۲ پی‌پی‌ام) اندک است. نوع دوم، دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل را شامل می‌شود. در مقایسه با دولومیت نوع اول، مقدار Sr آن‌ها کمتر و مقادیر Fe و Mn آن‌ها بیشتر است. این دولومیت به احتمال زیاد در شرایط دیاژنز تدفینی کم‌عمق تشکیل شده است. نوع سوم شامل دولومیت متوسط تا درشت‌بلور، شکل‌دار و نیمه شکل‌دار و واجد حواشی روشن و مراکز کدر است. این دولومیت در مقایسه با دو نوع قبلی، Fe و Mn بیش‌تر و Sr کم‌تری دارد. آن‌ها در شرایط تدفین بیش‌تر و از طریق دولومیتی‌شدن رسوبات آهکی قبلی و یا از تبلور دوباره دولومیت‌های نوع اول و دوم تشکیل شده‌اند. دولومیت‌های متوسط تا درشت‌بلور پرکننده حفره‌ها و شکستگی‌ها، نوع چهارم از دولومیت‌های منطقه بررسی شده را تشکیل می‌دهند. این دولومیت‌ها، در طی دیاژنز تدفینی متوسط، در دمایی کمتر از ۶۰ تا ۸۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. در این دولومیت‌ها، مقادیر Fe و Mn از مرکز حفره‌ها و شکستگی‌ها به سمت بیرون، کاهش می‌یابد. نوع پنجم، شامل دولومیت درشت‌بلور زین‌اسبی پرکننده حفره‌ها و شکستگی‌ها است. این دولومیت، در خلال دیاژنز تدفینی عمیق و در دمایی بیش‌تر از ۶۰ تا ۸۰ درجه سانتی‌گراد (محدوده ۶۰ تا ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد)، تشکیل شده است. این نوع، فقط در غرب اصفهان (منطقه نجف‌آباد) تشخیص داده شد و تشکیل آن به احتمال زیاد مرتبط با تکامل تکتونیکی منطقه است. شیمی عناصر اصلی و فرعی و همچنین استوکیومتری دولومیت‌ها، حاکی از کاهش میزان Sr و افزایش مقادیر Fe و Mn از دولومیت‌های نوع اول به دولومیت‌های نوع چهارم است. دولومیت خیلی ریز تا ریزبلور (نوع اول) بیش‌ترین مقادیر Sr و استوکیومتری را دارد. زیاد بودن مقدار Sr در دولومیت خیلی ریز تا ریزبلور دلیلی بر کانی‌شناسی آراگونیتی کربنات‌های اولیه است، ضمن این‌که زیاد بودن نسبت Mg/Ca در این دولومیت‌ها نیز تأییدی بر تشکیل آن‌ها از سیالاتی با شوری زیاد است. منیزیم مورد نیاز برای تشکیل دولومیت‌ها از آب دریا، شورابه‌های حوضه‌ای و شیل‌های زیرین لایس تأمین شده است.

واژه‌های کلیدی: دولومیت، کرتاسه زیرین اصفهان.

پذیرش ۹۲/۸/۰۴

دریافت ۹۱/۳/۰۷

ghomashi@science.usb.ac.ir

*نویسنده مسئول

مقدمه

به‌طور کلی مکانیزم تشکیل دولومیت را می‌توان با استفاده از فابریک و اندازه بلورها، ویژگی‌های رسوب شناسی، تفریق ایزوتوپی، دما، شوری، ترکیب سیال و شرایط اکسیداسیون و احیاء تشخیص داد [۱]. در سال‌های اخیر برای تفکیک انواع مختلف دولومیت‌ها از اندازه بلورها، شکل مرزهای بلوری و ویژگی‌های ژئوشیمیایی استفاده شده است [۲]، [۳]، [۴]. در این تحقیق، ژئوشیمی و پتروگرافی دولومیت‌های کرتاسه زیرین منطقه اصفهان بررسی شده است. رسوبات ناحیه بررسی شده از سنگ‌های کربناته و آواری به سن بarmین تشکیل شده‌اند که با ناپیوستگی بر روی رسوبات آواری لیا س و در زیر رسوبات کربناته به سن آپسین قرار گرفته‌اند.

روش بررسی

در این پژوهش به بررسی چهار رخ‌نمون از نهشته‌های یاد شده در مناطق، کوه صفه (جنوب شهر اصفهان)، اسفه (در نزدیکی روستای اسفه واقع در ۱۵ کیلومتری شهرضا)، کلهرود (در نزدیکی روستای کلهرود واقع در ۱۰۰ کیلومتری شمال شهر اصفهان) و شمال شهر نجف‌آباد پرداخته شده (شکل ۱) و از آن نمونه برداشت شده است. تعداد ۲۰۰ مقطع نازک پس از رنگ‌آمیزی با محلول آلزارین^۱ به روش دیکسون^۲ [۵] بررسی شده‌اند. برای تعیین فراوانی اجزا تشکیل دهنده در سنگ‌های دولومیتی و آواری از نمودارهای مقایسه‌ای فلوگل [۶]، استفاده شده است. نام‌گذاری سنگ‌های دولومیتی به روش فولک [۷] و پتی‌جان [۸] انجام شد. برای تعیین اندازه بلورها از مقیاس پتی‌جان [۸] و برای مشخص کردن بافت دولومیت‌ها از طبقه‌بندی سایبلی و گرگ [۹] و همچنین برای انجام محاسبات ژئوشیمیایی و تعیین فرمول شیمیایی کانی‌ها از پژوهش‌های دبیر و همکاران [۱۰] استفاده شد. پس از انجام بررسی‌های سنگ‌شناسی، تعداد ۱۹ نمونه برای انجام پژوهش‌های ژئوشیمیایی انتخاب و از آن‌ها مقاطع نازک صیقلی تهیه شد. این مقاطع برای تجزیه با ریزکاو الکترونی^۳ و عکس‌برداری با میکروسکوپ الکترونی^۴ به آزمایشگاه دانشگاه نیوبرانزویک واقع در کشور کانادا ارسال شدند.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه بررسی شده در پهنه ساختاری ایران مرکزی و در فرونشست اراک- اصفهان- شهرضا، واقع شده است. این فرونشست بخشی از زون ساختاری پیچیده و همراه با سنگ‌های دگرگونی است که علوی [۱۱] آن را حاشیه شمال شرقی کوهزایی زاگرس نامیده است. در این محور، سنگ‌های کرتاسه بیش‌تر سیمای ورق‌های نابرجا را دارند که از شمال شرق به جنوب غرب جابه‌جا شده‌اند. ولی در مناطقی مانند اصفهان، که تنش‌های فشارشی کمتر اثر داشته، می‌توان برش‌های کاملی از سنگ‌های کرتاسه پایینی و بالایی را مشاهده کرد [۱۲].

۱. Alizarin Red-s

۲. Dickson

۳. Electron Probe Micro Analyzer (EPMA)

۴. Scanning Electron Microscope (SEM)

در فرونشست یاد شده، سنگ‌های کرتاسه توالی ضخیمی از نهشته‌های شیلی و ماسه‌سنگی را می‌پوشانند که تغییرات سنی آن‌ها از تریاس پسین تا ژوراسیک میانی است و در زمین‌شناسی ایران به گروه شمشک معروفند. در نواحی مورد بحث، سنگ‌های گروه شمشک دست‌خوش دگرگونی دینامیکی شده‌اند و به‌همین دلیل، چین‌خوردگی پیشرفته‌ای دارند و همبری آن‌ها با سنگ‌های کرتاسه، به‌ویژه در بُرش‌های دست‌خورده، از نوع دگرشیبی زاویه‌دار است. داده‌های منطقه‌ای نشان‌گر آن است که توالی چین‌خورده گروه شمشک، هورست‌های رخداد سیمیرین میانی هستند که پس از يك دوره فرسایشی طولانی، با دریای پیش‌رونده کرتاسه پیشین پوشیده شده‌اند [۱۲].

سید امامی [۱۳] کرتاسه اصفهان را به‌عنوان الگویی برای درك بهتر کرتاسه در مركز ایران دانسته است و به عقیده شمیرانی [۱۴] بارزترین سکانس کرتاسه ایران مرکزی در اصفهان (حاشیه شمالی شاه‌کوه در جنوب اصفهان) دیده می‌شود [۱۲].

این فرونشست عمدتاً از کنگلومرا و ماسه سنگ قاعده‌ای، لایه‌های گذر دولومیتی، سنگ آهک‌های اربیتولین‌دار پایینی و بالایی، لایه‌های سنگ آهک لیمریلادار، شیل‌های بودنتی سراس‌دار، سنگ آهک ماسه‌ای گلکونیتی، سنگ آهک‌های اینوسراموس‌دار، مارن‌های اکینییددار و سنگ آهک‌های زیستی تشکیل شده است که با يك دگرشیبی زاویه‌دار بروی شیل و ماسه سنگ‌های گروه شمشک قرار می‌گیرند [۱۲].

موضوع بررسی شده در این تحقیق، در لایه گذر دولومیتی قرار دارد. به‌منظور بررسی فرآیند دولومیتی شدن به بررسی ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراهای قاعده‌ای و قسمت تحتانی آهک‌های اربیتولین‌دار پایینی نیز پرداخته شده و بر اساس ویژگی‌های صحرایی، ستون چین‌نگاری سنگی برش‌های بررسی شده ترسیم شده است (شکل ۲).

پژوهش‌های سنگ‌شناختی

براساس پژوهش‌های سنگ‌شناختی (اندازه بلورها، ویژگی‌های بافتی و شکل مرزهای بلوری)، پنج نوع دولومیت در برش‌های بررسی شده بدین شرح از يك‌دیگر تفکیک شده‌اند:

نوع اول (دولومیت‌های خیلی‌ریز تا ریزبلور)

این دولومیت‌ها، فراوان‌ترین نوع در تمامی برش‌های بررسی شده است و در قسمت‌های آغازین لایه گذر دولومیتی مشاهده شده‌اند. آن‌ها خیلی ریز تا ریزبلور (۱۲/۵ تا ۶۲ میکرون)، کرم تا نخودی رنگ، دارای موزایک‌های متراکم و یک اندازه و متشکل از بلورهای نیمه‌شکل تا بی‌شکل هستند. دولومیت‌ها آثاری از خرده‌های اسکلتی، آئید، اینتراکلاست و ذرات آواری کوارتز دارند.

در این دولومیت‌ها، آثاری از آشفستگی زیستی، فابریک‌های روزنه‌ای، شواهدی از لامینشن و آثاری از استروماتولیت‌های دولومیتی شده وجود دارند (شکل ۳). این دولومیت‌ها، فابریک تقلیدی دارد که منجر به حفظ

شکل و ساختار داخلی دانه‌های کربناته شده است. این فابریک، زمانی ایجاد می‌شود که ذرات، با بلورهای کوچک دولومیت جانشین شوند [۹].

نوع دوم (دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور)

این دولومیت‌ها کرم‌رنگ، قطری معادل ۳۵ تا ۷۵ میکرون دارند، نیمه‌شکل تا بی‌شکل، حاوی موزاییک‌های متراکم و ذرات آواری کوارتز هستند (شکل ۴). آن‌ها در تمامی برش‌ها (به‌جز برش کله‌رود) مشاهده شده‌اند.

نوع سوم (دولومیت‌های متوسط بلور شکل‌دار تا بی‌شکل و دولومیت‌های درشت بلور)

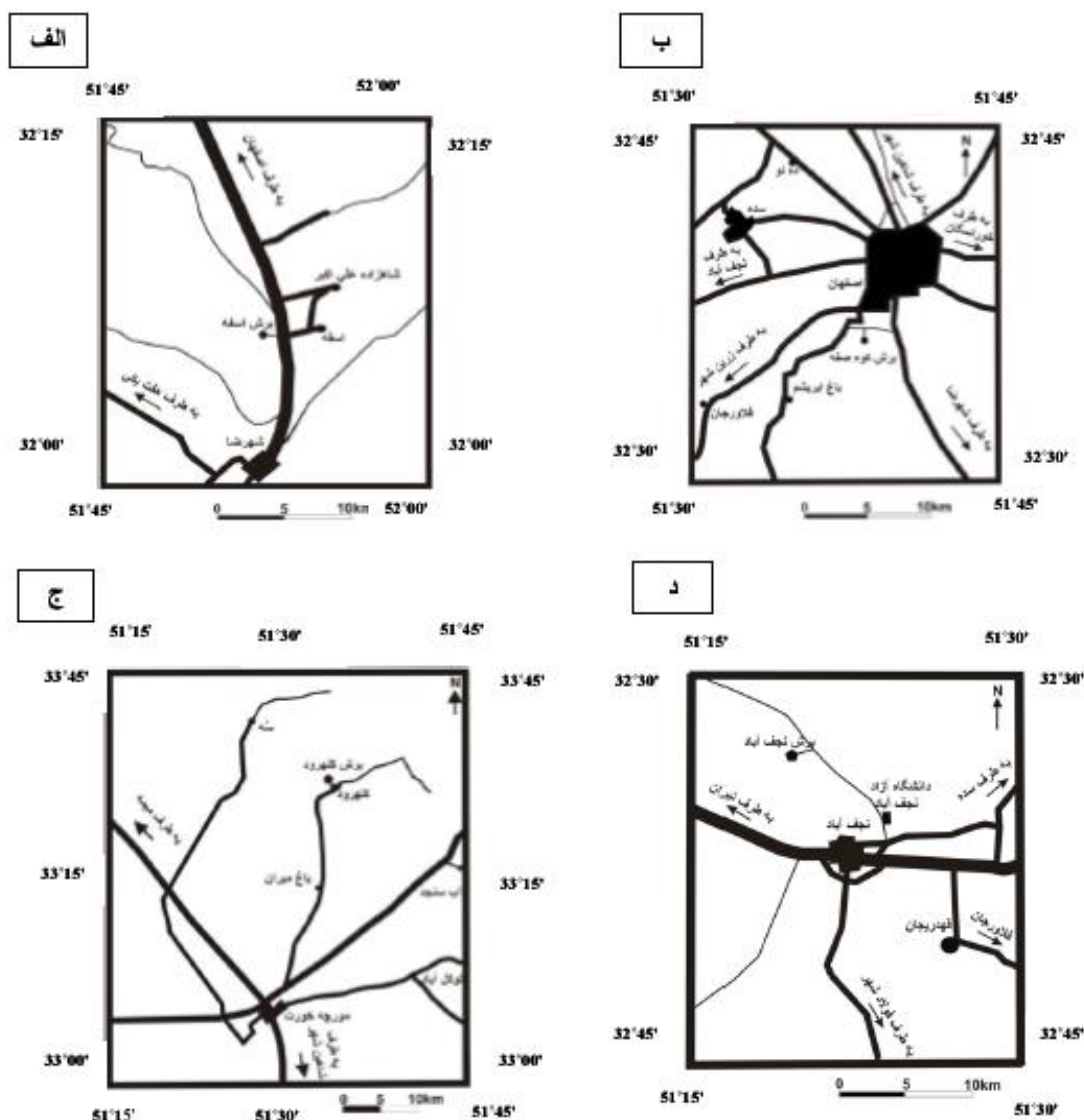
دولومیت‌های متوسط بلور شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (۶۲ تا ۲۵۰ میکرون) موزاییک‌های بلوری متراکم، سطوح بلوری مستقیم، آثاری از بیوکلاست‌های جلبکی و اینتراکلاست جانشین شده با دولومیت‌های متوسط بلور، مراکز کدر (ابری) و حواشی روشن و همچنین منطقه‌بندی دارند (شکل ۴). دولومیت‌های درشت‌بلور نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل (۲۵۰ تا ۳۷۵ میکرون)، موزاییک‌های متراکم با مرزهای بین بلوری مستقیم و حاوی ادخال‌های تیره رنگی دارند (شکل‌های ۴ و ۵). برش‌های اسفیه و نجف‌آباد حاوی این دولومیت‌ها هستند.

نوع چهارم (دولومیت‌های متوسط تا درشت‌بلور پرکننده حفره‌ها و شکستگی‌ها)

این دولومیت‌ها شامل بلورهای مسطح، متوسط تا درشت بلور (۷۵ تا ۴۵۰ میکرون)، شفاف (به‌ندرت دارای ادخال) و با مرزهای بین‌بلوری مستقیم هستند که اغلب به‌صورت بلورهای شکل‌دار (و به‌ندرت به‌صورت نیمه شکل‌دار)، حفره‌ها و شکستگی‌ها را پر کرده‌اند. اندازه بلورها از دیواره شکستگی‌ها و فضاهای خالی به‌سمت مرکز افزایش می‌یابند. به‌طوری که بلورهای حاشیه‌ای از نوع تیغه‌ای است و به‌سمت مرکز به بلورهای درشت‌تر تبدیل می‌شوند (شکل ۶). این دولومیت‌ها در تمامی برش‌ها (به‌جز برش کله‌رود) مشاهده شده‌اند. دولومیت‌های نوع دوم، سوم و چهارم در قسمت‌های میانی و انتهایی لایه گذر دولومیتی گسترش دارند.

نوع پنجم (دولومیت‌های خیلی درشت‌بلور (زین اسبی) پرکننده شکستگی‌ها)

نوع دیگری از دولومیت‌های پرکننده حفره‌ها و شکستگی‌ها، دولومیت‌های زین اسبی هستند. این دولومیت‌ها خیلی درشت بلور (۱۰۰۰ تا ۱۲۵۰ میکرون) و بی‌شکل هستند. آن‌ها به دو نوع بی‌تناسب با سطوح بلوری مضرس و زین‌اسبی، دارای سطوح بلوری خمیده و ادخال‌های فراوان تقسیم می‌شوند. این دولومیت‌ها دارای ادخال‌هایی از کلسیت نیز در حاشیه و اطراف خود هستند (شکل ۶). این دولومیت‌ها، تنها در برش نجف‌آباد (در قسمت‌های انتهایی لایه گذر دولومیتی) مشاهده شده‌اند.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش‌های بررسی شده، (الف) برش اسفند (ب) برش کوه صفه (ج) برش کلهرود (د) برش نجف‌آباد

ژئوشیمی

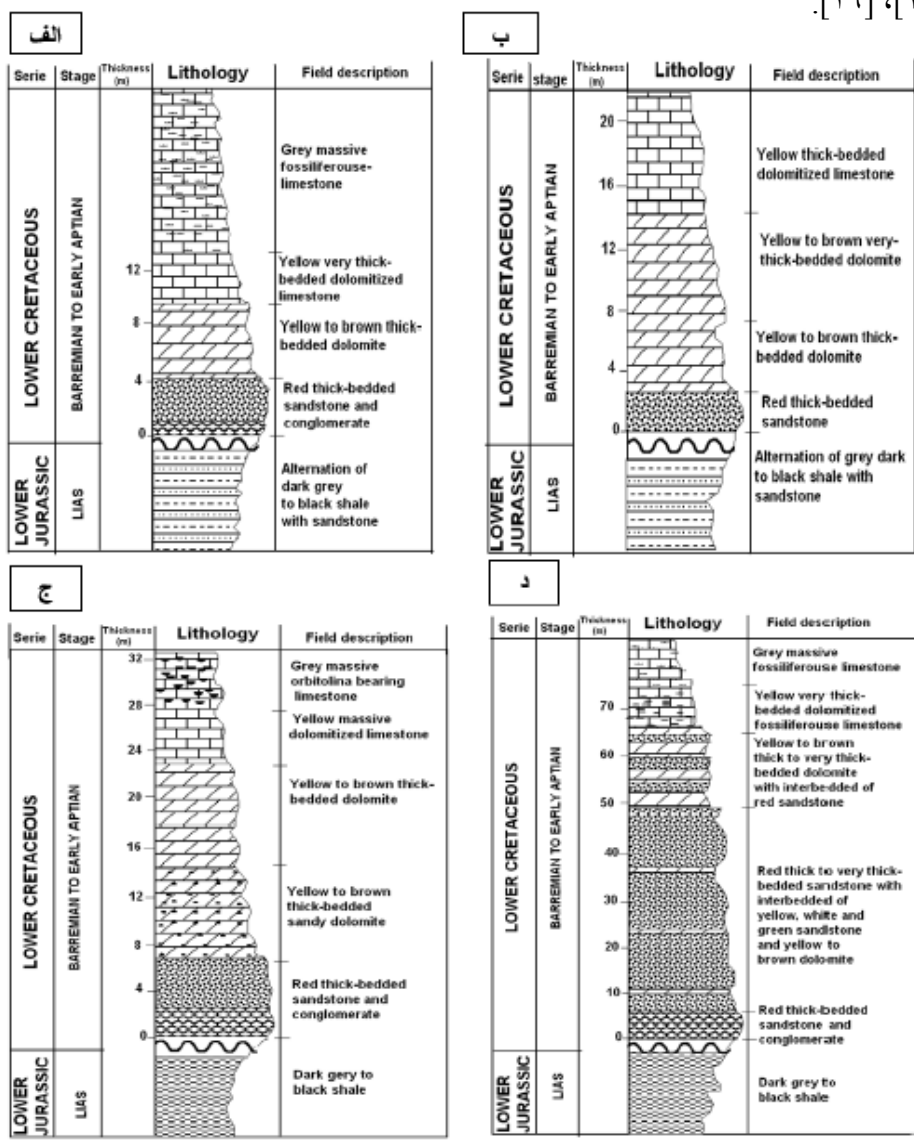
ادغام داده‌های سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی درک بهتری از منشأ، زمان تشکیل، ترکیب سیال‌های دولومیتی‌کننده و مدل‌های دولومیتی شدن فراهم می‌کند [۱۵]. برای این منظور، یون‌های Mn ، Fe و Sr بیش‌تر ارزیابی می‌شوند [۱۶]. مقادیر درصد مولی کربنات‌های کلسیم و منیزیم و مقادیر عناصر فرعی و اصلی که به‌وسیله تجزیه با ریزکالکترونی تهیه شده‌اند، در جدول ۱ آورده شده‌اند.

ساختار مولی دولومیت‌های منطقه بررسی شده

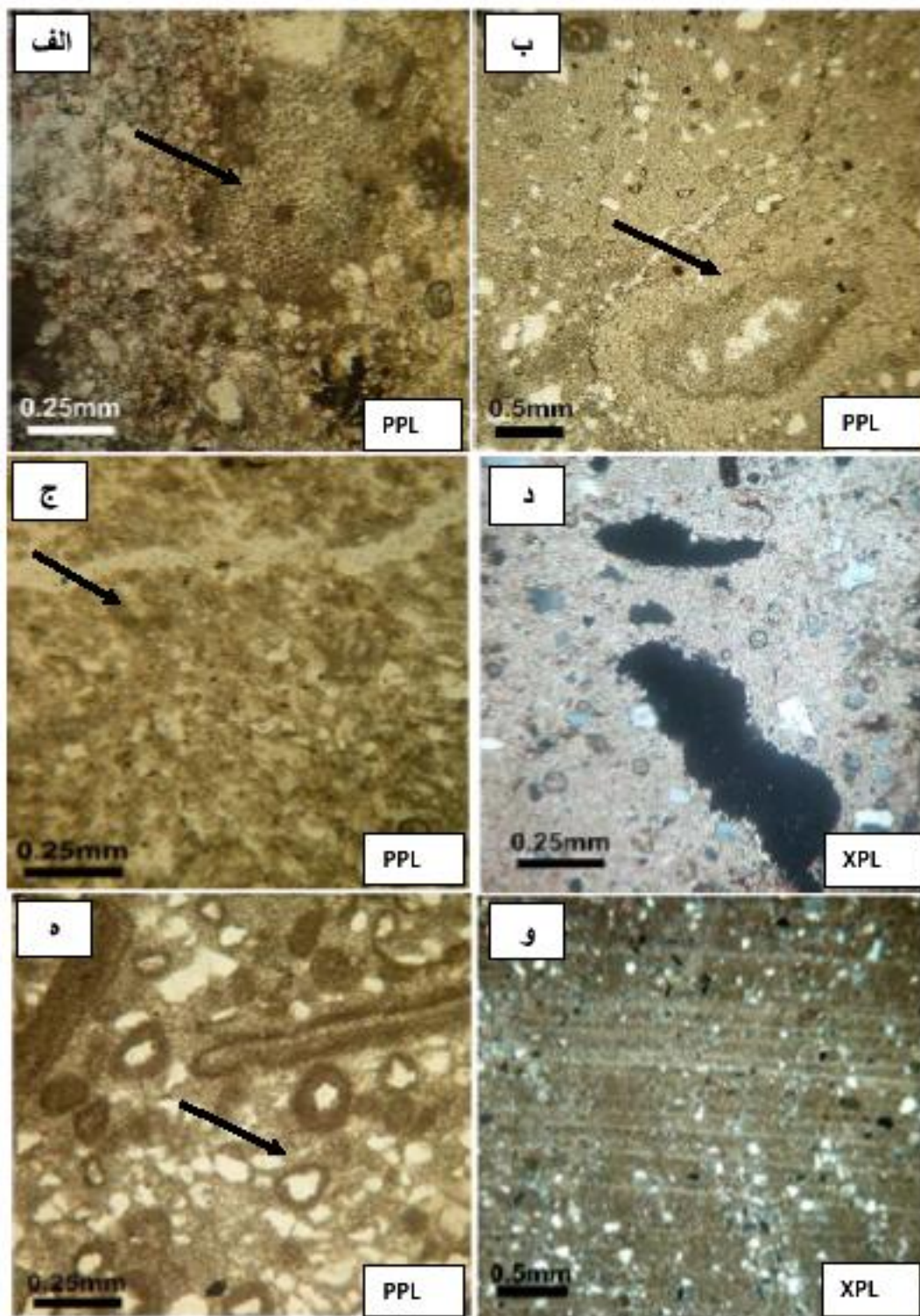
براساس نتایج به‌دست آمده، دولومیت‌های کرتاسه زیرین اصفهان از نظر استوکیومتری در دوگروه تقریباً استوکیومتری و غیر استوکیومتری قرار می‌گیرند. دولومیت‌های تقریباً استوکیومتری، خیلی ریز تا ریزبلور و

ریز تا متوسط بلورند. نسبت مولی کلسیم به منیزیم در این نمونه از دولومیت ۱/۰۳ تا ۱/۰۶ و بسیار نزدیک به مقدار نسبت مولی دولومیت ایده‌آل (۱/۰۰۶) [۱۰] است. استوکیومتری دولومیت‌های یاد شده، می‌تواند دلیلی بر منشأ نزدیک به سطح و تشکیل آن‌ها در مراحل اولیهٔ دیاژنز، به‌وسیلهٔ سیال‌های فوق‌شور، باشد [۱۷].

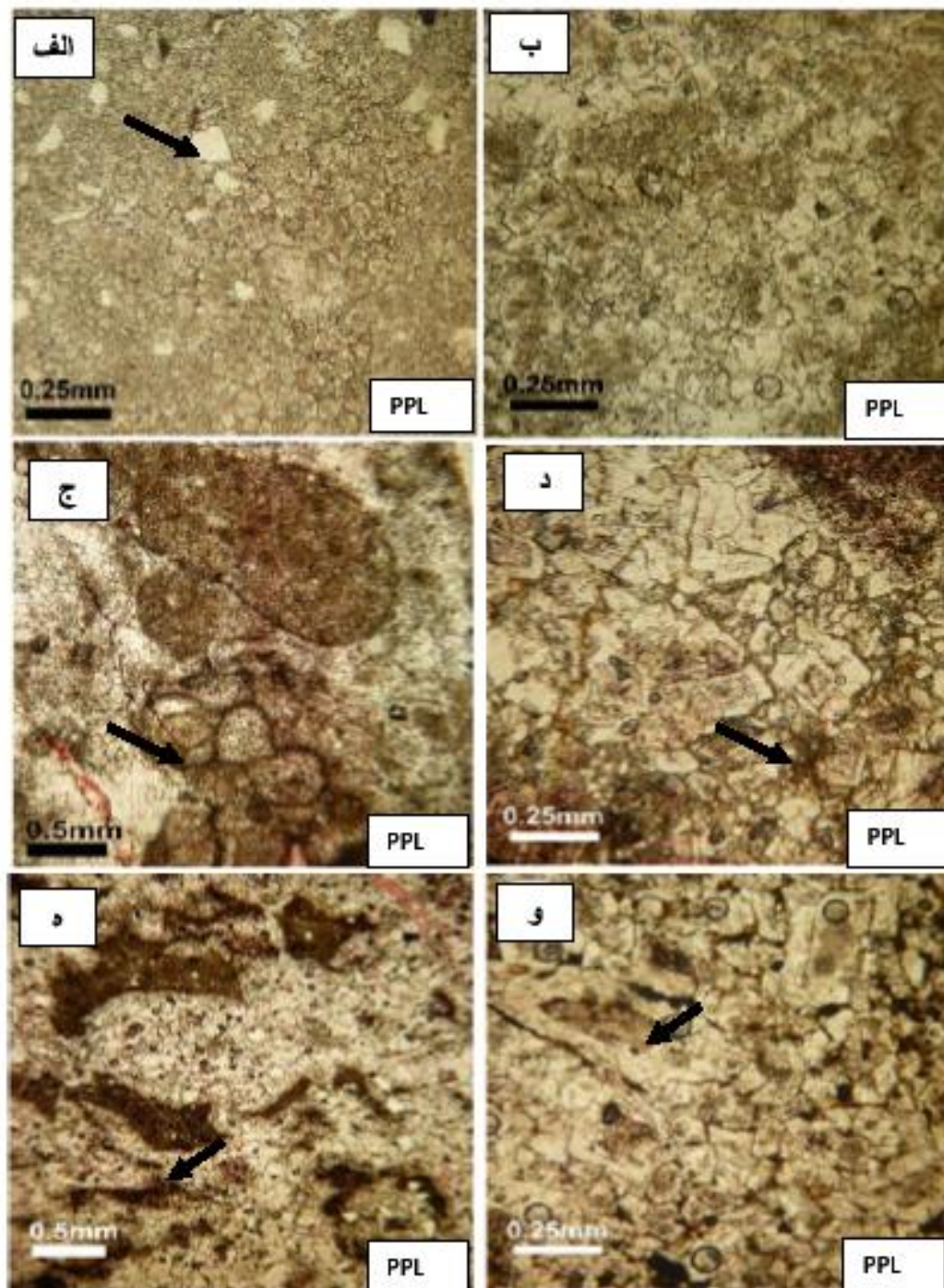
دولومیت‌های غیراستوکیومتری، شامل دولومیت‌های درشت بلور، مراکز کدر و حواشی روشن دارند، دولومیت‌های متوسط بلور بعضاً دارای منطقه‌بندی، دولومیت‌های متوسط تا درشت بلور پرکننده حفره‌ها و شکستگی‌ها و دولومیت‌های زین اسبی هستند. مقادیر نسبت مولی کلسیم به منیزیم در این دولومیت‌ها بین ۱/۱۷ تا ۱/۲۵ است و از این رو از نوع غیراستوکیومتری هستند. در این حالت، درشت شدن بلورهای دولومیت، به گمان قوی، در خلال فرآیندهای دیاژنتیک تأخیری و به‌واسطه تدفین دولومیت‌های ریزبلور صورت گرفته است [۱۷]، [۱۸]، [۱۹].



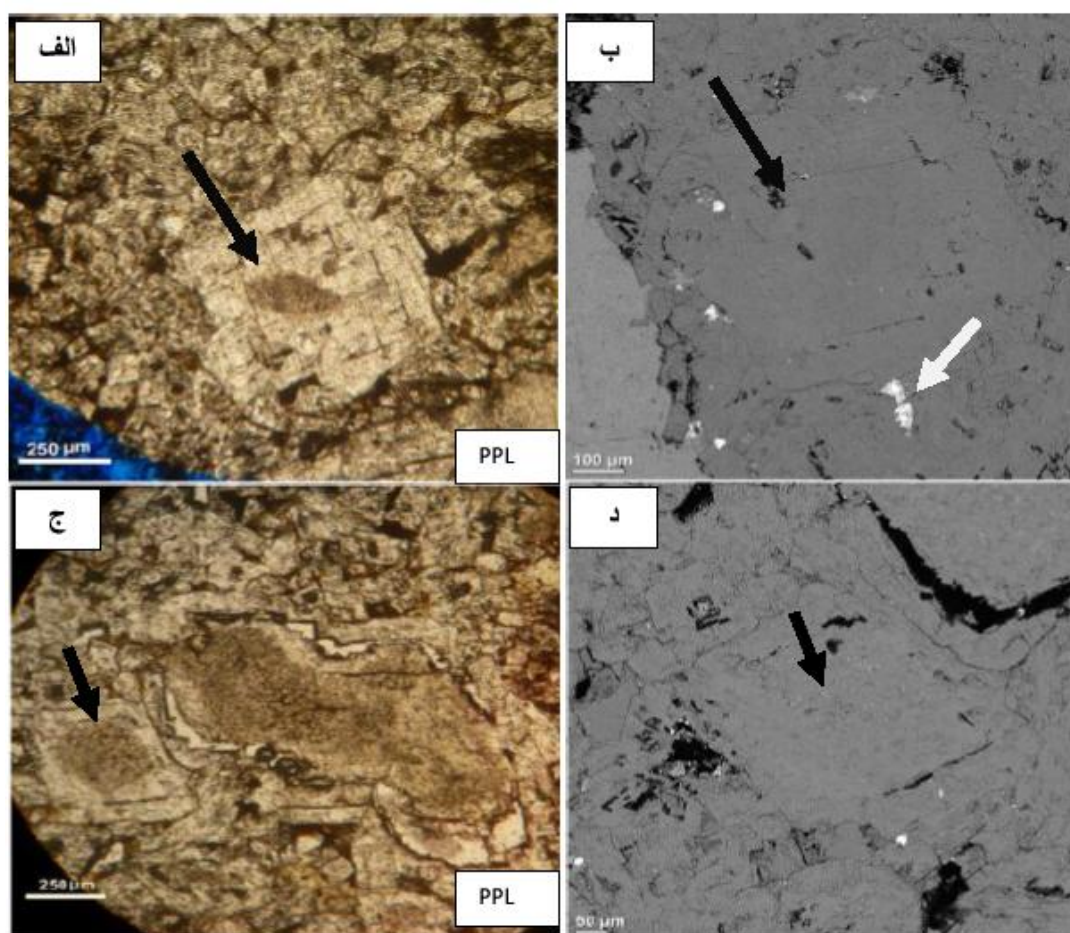
شکل ۲. ستون چینه‌نگاری سنگی برش‌های بررسی شده (الف) برش صدف (ب) برش اسفله (ج) برش نجف‌آباد و (د) برش کلهرود



شکل ۳. دولومیت‌های خیلی ریز تا ریزبلور، الف) آثاری از جلبک ب) آثاری از آشفستگی زیستی ج) آثاری از پلت د) فابریک روزنه‌ای، ه) آثاری از انید و) آثاری از لامینشن



شکل ۴. دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور، الف) پیکان نشان‌دهنده ذرات آواری کوارتز، ج) پیکان نشان‌دهنده آثاری از بایوکلاست، د) پیکان نشان‌دهنده لخته‌هایی از دولومیت ریزبلور، ه) پیکان نشان‌دهنده بقایایی از جلبک، و) دولومیت‌های درشت بلور (پیکان) در زمینه‌ای از دولومیت‌های متوسط بلور

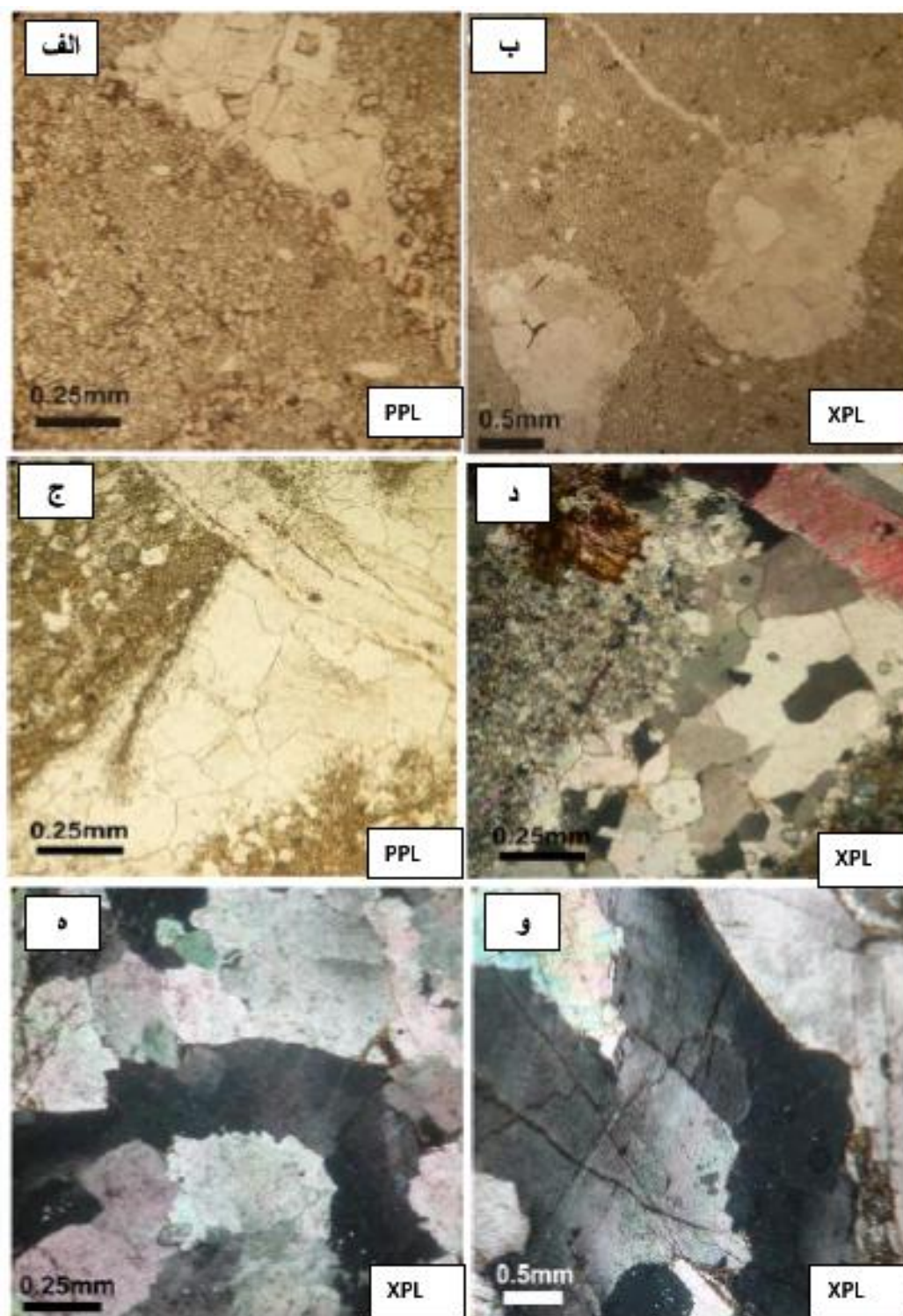


شکل ۵. الف و ج) تصویر میکروسکوپی دولومیت‌های درشت‌بلور دارای مرکز کدر، ب و د) تصویر میکروسکوپ الکترونی همان دولومیت‌ها از برش اسف. پیکان‌های سیاه نشان‌دهنده بلورهای تجزیه شده و پیکان سفید نشان‌دهنده هیدروکسیدهای آهن هستند

بررسی‌های عنصری

عناصر اصلی

کلسیم و منیزیم: مقادیر Ca در دولومیت‌های بررسی شده بین ۲۱/۶۶ تا ۲۳/۷۴ درصد (میانگین ۲۲/۷۰ درصد) و مقادیر Mg بین ۱۰/۴۸ تا ۱۲/۹۱ درصد (میانگین ۱۱/۶۹ درصد) متغیر است. مقادیر Mg با نسبت Mg/Ca در نمونه‌های بررسی شده، ارتباط مثبتی دارد (شکل ۷). از سوی دیگر، براساس ترسیم مقادیر Ca در برابر Mg نمونه‌های بررسی شده، مشاهده می‌شود که روند تغییرات کلسیم نسبت به منیزیم ارتباطی معکوس دارد. به‌طوری که با کاهش مقادیر منیزیم، مقادیر کلسیم تقریباً افزایش می‌یابد. دلیل افزایش مقادیر منیزیم با درشت‌تر شدن بلورهای دولومیت، احتمالاً به‌واسطه دگرسانی دولومیت است. به‌طوری که مقادیر Mg در دولومیت‌های درشت‌بلورتر، به‌دلیل دگرسانی بیشتر و جانشینی آهن و منگنز بیشتر به‌جای منیزیم، کمتر از مقادیر Mg در دولومیت‌های ریز بلور است [۲۰] (شکل ۷).



شکل ۶. الف، ب، ج و د) دولومیت‌های متوسط تا درشت بلور پرکننده حفره‌ها و شکستگی‌ها، ه و و) دولومیت‌های درشت تا خیلی درشت بلور (زین اسبی) پرکننده شکستگی‌ها

جدول ۱. مقادیر عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌های منطقه بررسی شده (حروف E, P, K و S به‌ترتیب نشان‌دهنده برش‌های کلهرود، نجف‌آباد، اسفه و صفه هستند).

نوع دولومیت	توضیحات	شماره نمونه	Sr (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Mg%	Ca%	mol% MgCO ₃	mol% CaCO ₃	mol% FeCO ₃
خیلی ریز تا ریزبلور (نوع اول)		S-14	۲۵۳۶	۸۵۲	۸۸۶۱	۱۲/۵۱	۲۲/۰۴	۴۷/۵۸	۵۰/۸۱	۱/۴۳
ریز تا متوسط بلور (نوع دوم)		P-15	۱۰۹۹	۱۵۴۹	۸۵۵۰	۱۲/۹۱	۲۲/۰۹	۴۸/۲۸	۵۰/۰۶	۱/۳۹
متوسط تا درشت بلور با مراکز کدر و حواشی روشن (نوع سوم)		P-21-1	۸۴۵	۱۲۳۹	۱۱۸۱۵	۱۲/۶۷	۲۱/۶۶	۴۵/۹۶	۵۰/۷۹	۱/۹۴
		S-8-4	۲۱۱۴	۲۱۶۸	۱۵۱۵۷	۱۲/۲۹	۲۲/۰۴	۴۶/۷۰	۵۳/۴۴	۲/۴۱
		E-13-4	۱۲۶۸	۱۶۲۶	۱۴۲۲۵	۱۱/۸۶	۲۲/۹۹	۴۳/۹۴	۵۳/۴۵	۲/۳۳
	مرکز	E-	۱۰۹۹	۰/۰۰	۷۷۷۳	۱۱/۵۰	۲۳/۷۴	۵۴/۸۶	۴۳/۸۴	۱/۲۸
	حاشیه	13-1	۶۷۶	۰/۰۰	۱۱۷۳۷	۱۱/۰۱	۲۳/۳۲	۵۵/۰۸	۴۲/۹۲	۱/۹۸
	مرکز	E-	۱۱۸۴	۰/۰۰	۸۱۶۲	۱۱/۸۶	۲۲/۹۹	۵۳/۳۰	۴۵/۳۳	۱/۳۵
	حاشیه	13-2	۱۰۱۴	۴۶۵	۱۳۷۵۸	۱۲/۷۰	۲۲/۹۷	۵۲/۱۲	۴۵/۵۵	۲/۲۴
		E-13-5								
		E-13-6								
پرکننده حفره‌ها و شکستگی (نوع چهارم)	مرکز حفره	S-8-1	۹۳۰	۱۲۳۹	۳۷۸۵۵	۱۰/۵۰	۲۲/۴۵	۵۲/۶۸	۴۰/۷۳	۶/۳۸
	حاشیه حفره	1	۱۰۹۹	۱۶۲۶	۸۰۸۴	۱۱/۹۸	۲۳/۰۲	۵۳/۲۹	۴۵/۳۹	۱/۳۲
	مرکز حفره	S-8-2	۸۴۶	۱۳۱۷	۳۲۶۴۷	۱۱/۲۰	۲۲/۹۲	۵۲/۴۱	۴۲/۲۳	۵/۳۴
	مرکز شکستگی	2	۲۲۸۳	۲۴۷۸	۲۸۲۱۶	۱۱/۷۵	۲۲/۳۰	۵۰/۸۲	۴۴/۱۵	۴/۶۵
		S-8-3								
		E-46								
زین اسبی (نوع پنجم)		P-	۱۲۶۸	۳۰۲۰	۲۶۸۹۵	۱۱/۳۸	۲۳/۰۸	۴۲/۶۶	۵۲/۴۵	۴/۳۸
		24-1	۱۰۱۵	۳۲۵۳	۱۵۰۷۹	۱۲/۶۸	۲۲/۰۱	۴۷/۲۷	۴۹/۷۴	۲/۴۵
		P-24-2								

عناصر فرعی

آهن و منگنز: در خلال فرآیندهای دیاژنتیک انحلال و تبلور مجدد، مقادیر آهن و منگنز افزایش می‌یابند [۲۱]. زیرا که اولاً، آهن و منگنز در آب دریا به‌میزان کم وجود دارند، اما در سیال‌های منفذی دیاژنتیک به‌طور قابل توجهی یافت می‌شوند. ثانیاً، ضریب توزیع برای هر دو عنصر بزرگتر از واحد است و این دو عنصر به‌طور ترجیحی در طی دیاژنز، در شبکه دولومیت وارد می‌شوند.

جدای از تمرکز کاتیون، پتانسیل احیایی^۱ سیال‌های منفذی، تمرکز این دو عنصر را در شبکه دولومیت کنترل می‌کند. بنا بر این دولومیت‌های اولیه نزدیک به سطح، به‌دلیل داشتن شرایط اکسیدی، تمایل به مقادیر کمتری از آهن و منگنز دارند. در حالی‌که دولومیت‌های تدفینی تأخیری، به‌دلیل داشتن شرایط احیایی (همچنین سطوح آهن و منگنز بیش‌تر در سیال) می‌توانند مقادیر بیش‌تری از این عناصر را همراه داشته باشند [۲۲].

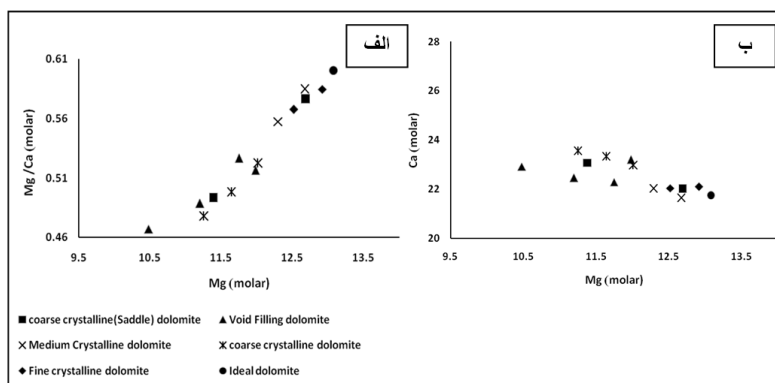
دولومیت‌های بررسی شده به‌ترتیب ۳۷۸۵۵ - ۸۵۵۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۳۲۰۳) آهن و ۳۲۵۳ - ۴۶۹ پی‌پی‌ام

۱. Redox Potential

(میانگین ۱۸۶۱) منگنز دارند. مقادیر Fe در نمونه‌های بررسی شده با کاهش میزان Mg، افزایش چشم‌گیری نشان می‌دهد (شکل ۸). این افزایش آهن به‌دلیل جانشینی Fe به‌جای Mg در شبکه دولومیت، در خلال دگرسانی است [۲۰]. مقادیر منگنز نیز در دولومیت‌های بررسی شده، مانند آهن، با کاهش Mg، افزایش می‌یابد (شکل ۸). علت این افزایش نیز به‌دلیل جانشینی Mn به‌جای Mg است.

روند تغییرات آهن و منگنز در برابر منیزیم در نمونه‌های بررسی شده با افزایش اندازه بلورها، افزایشی است. به‌طوری که دولومیت‌های ریزبلور (خیلی ریز تا ریزبلور و ریز تا متوسط بلور)، تشکیل شده در نزدیک سطح، کمترین مقدار آهن و منگنز را دارند. در حالی که دولومیت‌های پرکننده حفره‌ها و شکستگی‌ها و دولومیت‌های زین اسبی، بیش‌ترین مقادیر آهن و منگنز را دارند. تمرکز زیاد آهن و منگنز در این دولومیت‌ها می‌تواند ناشی از وجود شرایط احیایی در طی فرآیند دگرسانی، و تشکیل دولومیت‌های دیاژنتیکی باشد. تعیین مقادیر آهن و منگنز در دولومیت‌ها، برای درک زمان دولومیتی شدن بسیار حائز اهمیت است. معمولاً دولومیت‌های سطحی یا نزدیک به سطح زمین، به‌دلیل شرایط اکسیدان، مقادیر کمتری از آهن و منگنز در مقایسه با دولومیت‌های دیاژنتیکی تأخیری دارند [۲۱]، [۲۲].

چنان‌که در شکل ۸ مشاهده می‌شود، روند تغییرات آهن در برابر منگنز حاکی از روندی افزایشی است. به‌طوری که دولومیت‌های خیلی ریز تا ریز بلور و ریز تا متوسط بلور، کمترین مقادیر و دولومیت‌های زین اسبی و پرکننده حفره‌ها، بیش‌ترین مقادیر آهن و منگنز را دارند. از سوی دیگر براساس محاسبه درصد مولی کربنات آهن در دولومیت‌ها، مشخص شد که دولومیت‌های زین‌اسبی و دولومیت‌های پرکننده حفره‌ها و شکستگی‌ها، دولومیت‌های آهن‌دار ($>2\text{ mol\% FeCO}_3$) هستند (جدول ۱). این امر نیز تأکید دیگری بر تشکیل این نوع از دولومیت‌ها در شرایط احیایی و در طی مراحل تأخیری دیاژنز، است. دولومیت‌های متوسط و درشت‌بلور نیز حالت حدواسط دارند. آن‌ها احتمالاً در شرایط نسبتاً احیایی و در طی دیاژنز تدفینی کم عمق تشکیل شده‌اند.



شکل ۷. الف) روند تغییرات نسبت Mg/Ca در مقابل Mg در دولومیت‌های بررسی شده. دولومیت‌های ریزبلور منیزیم بیش‌تر و نزدیک به مقادیر دولومیت ایده‌آل (مقدار دولومیت ایده‌آل به‌منظور انجام مقایسه ترسیم شده است) دارند، ب) روند تغییرات Ca در مقابل Mg در دولومیت‌های بررسی شده. چنان‌که مشاهده می‌شود با افزایش میزان کلسیم، مقادیر منیزیم کاهش می‌یابد.

استرانسیم: در میان عناصر فرعی مختلف موجود در دولومیت، Sr اهمیت بسیاری دارد [۲۳]. مقدار استرانسیم، مانند نسبت کلسیم به منیزیم، در تعیین ترکیب سیال‌های دولومیتی‌کننده و مدل‌های دولومیتی‌شدن می‌توند استفاده شود [۲۴]. ضریب توزیع استرانسیم در دولومیت در حدود نصف کلسیت است، به‌طوری‌که استرانسیم در ساختار شبکه دولومیت، تنها به‌جای کلسیم قرار می‌گیرد [۲۵]، [۲۶]. از آن‌جا که آب دریا، در مقایسه با آب‌های جوی، قدرت یونی بیش‌تری دارد، مخلوطی از آب جوی با بیش از ۵ درصد آب دریا، نسبت مولار (مولی) کلسیم به منیزیم مشابه با آب دریا خواهد داشت. دولومیت‌های تشکیل شده با مخلوطی از آب جوی و بیش از ۲۰ درصد آب دریا می‌توانند محتوای استرانسیم دریایی را داشته باشند. این مقدار با در نظر گرفتن ضریب توزیع ژاکوبسون و یوسودوسکی^۱ ۵۵۰ پی‌پی‌ام است. دولومیت‌های قدیمی با مقادیر بیش‌تر، احتمالاً مرتبط با سیال‌های فوق شور هستند. دولومیت‌های کنونی، مقادیر استرانسیم متفاوتی از ده‌ها تا هزاران پی‌پی‌ام دارند. به‌طور کلی دولومیت‌های دیاژنتیک اولیه و تعداد زیادی از میکرایت‌های دولومیتی‌شده در پهنه‌های جزر و مدی، نسبت به دولومیت‌های درشت بلور تشکیل شده در مراحل بعدی دیاژنز، محتوای استرانسیم بیش‌تری دارند. مقادیر استرانسیم در دولومیت‌های عهد حاضر در محدوده‌ای بین ۱۵۰ تا ۳۵۰۰ پی‌پی‌ام تغییر می‌کند. به اعتقاد هامفری [۲۷] وجود استرانسیم زیاد در این دولومیت‌ها، حاکی از دولومیتی‌شدن رسوبات آراگونیتی در سیستم دیاژنتیکی نسبتاً بسته^۲ است. به‌طور کلی، دولومیت‌های ریزبلور اولیه در مقایسه با دولومیت‌های درشت‌بلور ثانویه، محتوای استرانسیم بیش‌تری دارند. به هر حال چنانچه دولومیت تحت تأثیر تجدید تبلور قرار گیرد، مقادیر بیش‌تری استرانسیم اولیه آن، به‌طور مشخصی کاهش می‌یابد [۲۱].

استرانسیم موجود در دولومیت‌های منطقه، محدوده‌ای از ۸۴۶ تا ۲۵۳۷ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۶۹۱) دارد. بیش‌ترین مقدار، مربوط به دولومیت‌های خیلی ریز تا ریزبلور و کم‌ترین مقدار مربوط به دولومیت‌های دیاژنتیکی (سیمان‌های دولومیتی پرکننده حفره‌ها) است (شکل ۸). تمرکز استرانسیم با افزایش اندازه بلورها کاهش می‌یابد. به همین دلیل، دولومیت‌های دیاژنتیکی درشت بلور نسبت به دولومیت‌های اولیه، مقادیر کم‌تری از Sr دارند [۲۸]. کانی‌شناسی آراگونیتی کربنات‌های اولیه و کمبود شدت دگرسانی، به احتمال زیاد، سبب افزایش مقدار استرانسیم در دولومیت‌های خیلی ریز تا ریزبلور منطقه شده است.

بحث

دولومیت‌های ریزبلور: موزایک‌های متراکم از دولومیت‌های ریزبلور (۵ تا ۶۰ میکرون) و نیمه شکل‌دار صفحه‌ای، در محیط‌های شور تا فوق شور نزدیک به سطح^۳ و در دمای کم تشکیل می‌شوند [۹]، [۲۹]. این دولومیت‌ها معمولاً تقلیدی هستند و ویژگی‌های بافتی سازنده‌های کربناته خود و همچنین فابریک‌های رسوبی اولیه را نیز حفظ می‌کنند [۲۲]. با توجه به ریز بودن بلورها و حفظ فابریک‌های رسوبی اولیه، دولومیت‌های این گروه در مراحل اولیه دیاژنز و در محیط‌های نزدیک به سطح تشکیل شده‌اند.

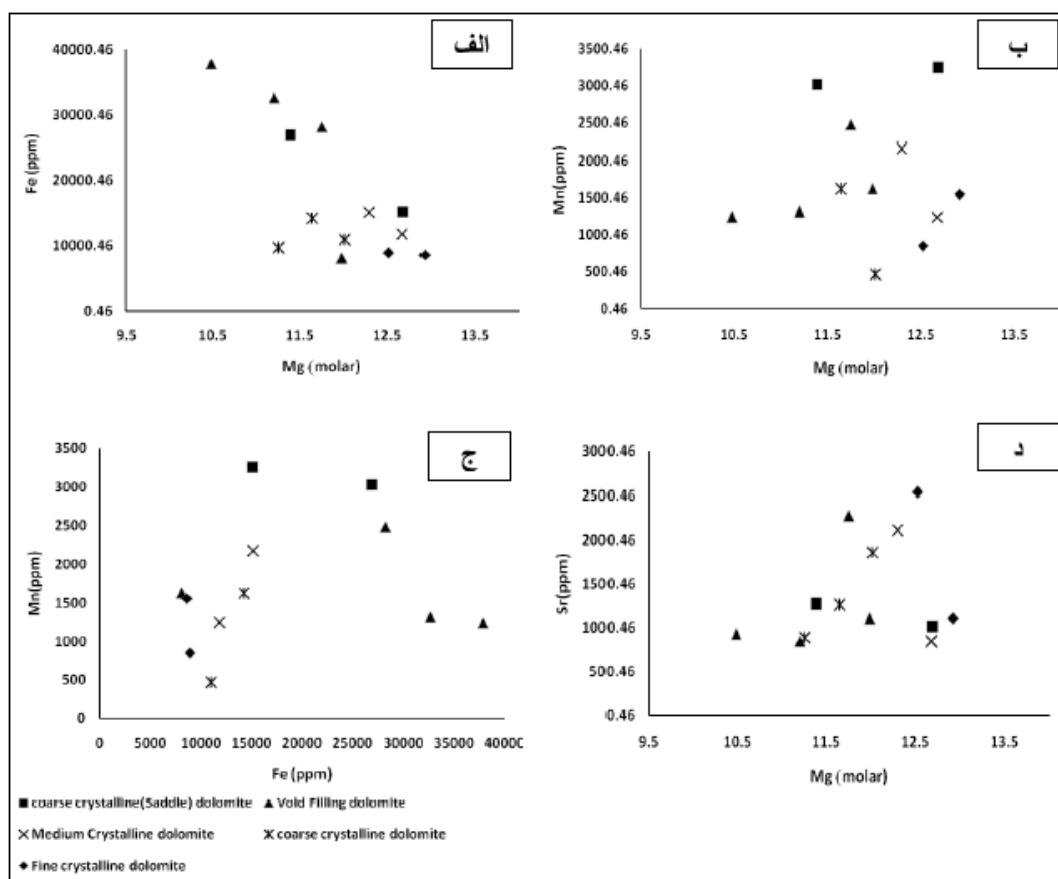
-Jacobson and Usdowski

¹ -Semi closed

¹ -Under nearsurface

اندازه بلورهای دولومیت، توسط دو عامل هسته‌زایی و میزان رشد آن‌ها کنترل می‌شوند [۳۰]. این عوامل با افزایش دما، افزایش می‌یابند. بافت‌های خیلی ریز تا ریزبلور، احتمالاً نتیجه بافت و کانی‌شناسی ریزبلور کربنات‌های سازنده اولیه و تعداد جای‌گاه‌های هسته‌زایی هستند [۳۱]. رسوبات کربناته میکرایتی در مقایسه با حجمشان، گسترش سطحی وسیع دارد، محدوده زیادی را برای هسته‌زایی فراهم کرده و در نتیجه میزان هسته‌زایی را تسریع می‌کنند. در صورتی که میزان هسته‌زایی، از سرعت رشد بلور سریع‌تر باشد، حتی در دماهای زیاد، دولومیت‌های نسبتاً ریزبلور تشکیل می‌شوند [۹]. از سوی دیگر، تجارب آزمایشگاهی ثابت کرده، در مرحله‌ای که هسته‌زایی و رشد بلور چشمگیر باشد (مرحله انتقال)، تشکیل دولومیت با افزایش اندازه بلور (کاهش منطقه سطحی)، افزایش می‌یابد [۳۲].

در دولومیت‌های خیلی ریز تا ریزبلور منطقه بررسی شده، این ویژگی‌های سنگ‌شناختی تشخیص داده شده‌اند:



شکل ۸. الف) روند منفی تغییرات مقدار Fe در مقابل مول Mg در دولومیت‌های بررسی شده. دولومیت‌های ریز بلور، کمترین مقدار آهن و دولومیت‌های درشت بلورتر، خصوصاً دولومیت‌های پرکننده حفره‌ها و شکستگی‌ها، بیشترین مقادیر آهن را دارند، ب) روند تغییرات مقدار Mn در مقابل مول Mg، دولومیت‌های ریزبلور مقدار منگنز کم‌تر دارند در حالی که دولومیت‌های درشت بلور، کمابیش مقادیر بیش‌تری منگنز دارند. روند تغییرات منگنز در مقابل منیزیم روندی منفی است، ج) روند تغییرات مقدار Mn در مقابل Fe، روندی مثبت است د) تغییرات استرانسیم در برابر مول منیزیم نیز روندی مثبت دارد.

۱. وجود اینتراکلاست، الیت، بایوکلاست، بقایای استروماتولیتی و ذرات آواری کوارتز، ۲. اندازه میکرایتی بلورهای دولومیت، ۳. عدم وجود تبخیری‌ها و اشکال کاذب آن‌ها، ۴. وجود فابریک‌های روزنه‌ای (چشم پرنده‌ای)، ۵. وجود آثاری از آشفته‌گی زیستی و همچنین لامینشن. موارد یاد شده، همراه با تمرکز زیادی از استرانسیم و منیزیم، و تمرکز پایینی از آهن و منگنز در این دولومیت‌ها، نسبت به انواع دیگر، شاهدی بر تشکیل دولومیت‌های خیلی ریز تا ریزبلور، تحت شرایط سطحی دمای کم، در محیط‌های بین جزر و مدی تا کولاب، به‌صورت جانشینی است.

دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور و دولومیت‌های متوسط بلور شکل‌دار تا بی‌شکل

دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور و متوسط بلور، عمدتاً لخته‌هایی از دولومیت‌های ریزبلوردارند و بدین‌سبب از تجدید تبلور آن‌ها حاصل شده‌اند (برای مثال [۳۳]).

در این دولومیت‌ها، تفاوت بین مراکز کدر و حواشی شفاف، به‌طور کلی ناشی از تغییرات آهن و منیزیم است. لند و همکاران [۳۴] تغییرات عناصر فرعی را بین مراکز شفاف و حواشی کدر مشخص کرده و معتقدند که مراکز کدر، زمانی تشکیل می‌شوند که محلول‌های دولومیتی‌کننده نسبت به کلسیت اشباع هستند. درحالی‌که حواشی روشن، از محلول‌های تحت اشباع نسبت به کلسیم حاصل شده و بنا بر این فاقد ادخال هستند. در نتیجه، این تفاوت‌ها می‌تواند منعکس‌کننده تغییر در نرخ رشد بلور و یا انحلال و تبلور دوباره قسمت‌های بیرونی بلورهای سازنده باشند [۲۲]. کونگلیو و همکاران [۳۵] معتقدند که تشکیل بلورهای دولومیت دارای مراکز کدر و حواشی روشن، به‌این دلیل است که دولومیت‌های اولیه احتمالاً از نوع دولومیت‌های کلسیم‌دار ناپایدار است که به‌سرعت تشکیل شده‌اند. بنا بر این دولومیت‌های مذکور علاوه بر عناصر فرعی، ادخال‌های فراوانی را بدون هیچ محدودیتی در خود جای داده‌اند.

دولومیت‌های درشت بلور

چنان‌که گفته شد، دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور، متوسط بلور شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و دولومیت‌های درشت‌بلور نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل، مرزهای بلوری مستقیم دارند. براساس پژوهش‌های ساییلی و گرگ [۹]، گرگ و شلتون [۲۹] و مازولو [۲]، در شرایط دمای کم، سطوح بلوری مسطح شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار تشکیل می‌شوند. لیکن در محدوده دمایی بالاتر (۶۰ تا ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد)، سطوح بلوری غیرمسطح است و بلورهای بی‌شکل تشکیل می‌شوند [۱۵]. براساس مدل جکسون [۳۶]، رشد بلورها در دمای کم، با افزایش لایه به لایه اتم‌ها بر روی سطوح بلوری صورت می‌گیرد که نتیجه آن گسترش سطوح بلوری خوش‌تراش و موزاییک‌های بلوری خودشکل تا نیمه شکل‌دار است. مورو [۱۷] پیشنهاد کرده است که دولومیت‌های دارای بافت مسطح نیمه شکل‌دار، در نتیجه رشد آهسته بلورها تشکیل می‌شوند. فابریک یاد شده، به‌واسطه نفوذ سیال‌های

دولومیتی کننده در دمای پایین حاصل می‌شود [۹]. بنا بر این بافت دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور، دولومیت‌های متوسط بلور و دولومیت‌های درشت بلور مذکور می‌تواند بیان‌گر جانشینی دیاژنتیکی سنگ‌آهک اولیه و یا تبلور مجدد دولومیت‌های تشکیل شده قبلی باشد [۱۹]. این جانشینی و یا تبلور مجدد در زیر دمای بحرانی (دمای کمتر از ۶۰-۸۰ درجه سانتی‌گراد) و در شرایط تدفین کم عمق انجام می‌شود [۲]، [۲۹]. تبلور مجدد موجب تغییر در بافت، ساختار بلوری و ترکیب شیمیایی دولومیت می‌شود [۳۷] در دولومیت‌های یادشده به این دلایل، فرآیند تبلور مجدد صورت گرفته است:

۱. اندازه و فابریک بلورها، ۲. وجود مراکز کدر و حواشی روشن در بلورها، ۳. تشابه ترکیب مراکز کدر با ترکیب دولومیت‌های ریزبلور تا متوسط بلور، ۴. تشکیل این دولومیت‌ها در زمینه‌ای از دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور و وجود لخته‌هایی از دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور در اطراف دولومیت‌های درشت بلور، ۵. وجود آثاری از اینتراکلاست‌های دولومیتی شده ریز تا متوسط بلور در زمینه‌ای از دولومیت‌های متوسط بلور، ۶. از بین رفتن بافت‌های رسوبی اولیه.

دولومیت‌های متوسط تا درشت بلور پرکننده حفره‌ها و شکستگی‌ها

در این دولومیت‌ها هیچ شاهده‌ای از فرآیند جانشینی مشاهده نشده است. از ویژگی‌های این دولومیت‌ها می‌توان به رنگ سفید و شیری آن‌ها، خاموشی مستقیم، عدم وجود ادخال و در بعضی موارد وجود گوشه‌های رومبئوری اشاره کرد. این دولومیت‌های اسپاری پرکننده شکستگی‌ها و فضاها خالی، در مراحل پایانی دیاژنز و در شرایط تدفین کم عمق تا متوسط، به وسیله سیال‌هایی با نسبت منیزیم به کلسیم کمتر (احتمالاً سیالات زیرسطحی) تشکیل شده‌اند [۳۸]. این دلایل می‌تواند تأییدی بر این موضوع باشد:

۱. وجود بلورهای نیمه‌شکل‌دار با مرزهای بلوری مسطح، ۲. مقادیر آهن و منگنز زیاد در این دولومیت‌ها به‌طوری‌که درصد مولی کربنات آهن در این دولومیت‌ها نسبت به انواع دیگر بیشتر است. این امر بیان‌گر احیایی بودن محیط تشکیل این دولومیت‌ها است، ۳. افزایش میزان کلسیم همراه با کاهش میزان منیزیم در این نوع دولومیت‌ها.

دولومیت‌های خیلی درشت‌بلور (دولومیت‌های زین اسبی) پرکننده شکستگی‌ها

ساختار و ویژگی‌های بلوری دولومیت‌های زین‌اسبی نیازمند شرایط ویژه‌ای در طی رشد بلور است. ویژگی‌های بلورشناختی و ژئوشیمیایی آن‌ها نشان می‌دهد که این بلورها، به‌طور سریع و از سیال‌های فوق اشباع تشکیل می‌شوند [۳۹]. تاکنون هیچ موردی از تشکیل دولومیت‌های زین‌اسبی در دمای زیر ۶۰ تا ۸۰ درجه سانتی‌گراد گزارش نشده است [۴۰]. بنا بر این، دولومیت‌های یادشده، محصول آخرین فرایند دیاژنز هستند [۴۱]. آن‌ها در محدوده دمایی ۶۰ تا ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد [۲]، [۲۹]، در خلال فرآیند دیاژنز تأخیری و شرایط

تدفینی عمیق تشکیل شده‌اند [۴۲]. این ویژگی‌ها می‌توانند تأکیدی بر این مدعا باشند: ۱. وجود فابریک درشت بلور با سطوح بلوری مضرس و منحنی شکل (خمیده) و دارای خاموشی موجی، ۲. مقادیر آهن و منگنز زیاد داشتن. کاهش میزان استرانسیم با افزایش عمق تدفین و نبود کانی‌سازی در منطقه، حاکی از عدم تأثیر سیالات گرمایی در تشکیل این دولومیت‌ها است (بر خلاف بسیاری از دولومیت‌های زین‌اسبی، برای مثال: دولومیت‌های کرتاسه شه‌میرزاد [۴۳]).

به‌طور کلی برخلاف دولومیت‌های خیلی ریز تا ریزبلور، سایر انواع دولومیت در شرایط تدفین کم عمق تا عمیق و در دماهای افزایش یافته تشکیل شده‌اند. این امر موجب افزایش اندازه بلورها و تشکیل دولومیت‌های درشت‌تر و تغییر در مقادیر عناصر فرعی شده است [۴۴]. با توجه به موارد ذکر شده، توالی پاراژنزی دولومیت‌های منطقه بررسی شده ترسیم شده است (شکل ۹).

علاوه بر دولومیت‌های یاد شده، گروهی دیگر از دولومیت‌ها نیز در سنگ‌های آواری برش‌های بررسی شده مشاهده شده‌اند که سیمان این سنگ‌ها را تشکیل داده‌اند. این دولومیت‌ها، گستره وسیعی از دولومیت‌های ریزبلور و بی‌شکل قهوه‌ای رنگ، متوسط بلور شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، شکل‌دار با سطوح بلوری مستقیم و دارای منطقه‌بندی را تشکیل داده‌اند. دولومیت‌های یاد شده احتمالاً از دولومیتی شدن سیمان‌های آهکی موجود در این سنگ‌ها در خلال مرحله تدفین کم عمق و یا از تجدید تبلور زمینه دولومیتی اولیه، در مراحل آغازین دیاژنز به‌وجود آمده‌اند.

منشأ منیزیم

دولومیت‌های خیلی ریز تا ریزبلور، تقریباً هم‌زمان با رسوب‌گذاری و یا در مراحل اولیه دیاژنز از جانشینی آراگونیت یا کلسیت با منیزیم زیاد حاصل می‌شوند [۴۵]. عقیده بر این است که تنها منشأ تامین کننده منیزیم این دولومیت‌ها، آب دریا است [۴۶].

شورابه‌های حوضه‌ای را می‌توان به‌عنوان مهم‌ترین منبع منیزیم مورد نیاز برای دولومیتی شدن تدفینی عمیق در نظر گرفت [۴۳]، [۴۷]، [۴۸]. شاید بتوان گفت که بخشی از دولومیت‌های تدفینی در منطقه بررسی شده از طریق این مکانیسم تشکیل شده‌اند. انحلال فشاری آهک‌ها، منبع دیگری برای منیزیم در نظر گرفته شده است [۴۹]. با توجه به تشکیل اندک دولومیت‌ها در محل استیلولیت‌ها، فرآیند انحلال فشاری در رسوبات کرتاسه زیرین اصفهان، منبع مهمی برای تأمین منیزیم نبوده است. نظر به این‌که دولومیت‌های ضخیم تا متوسط لایه کرتاسه زیرین اصفهان بر روی ماسه‌سنگ‌های بارمین و شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک واقع شده‌اند، شیل‌ها را باید منشأ دیگری برای تأمین منیزیم، برای دولومیت‌های کرتاسه زیرین و سیمان‌های دولومیتی ماسه‌سنگ‌های بارمین محسوب کرد (برای مثال [۱۵]، [۴۳]).



شکل ۹. توالی پاراژنزی دولومیت‌های منطقه

نتیجه‌گیری

- پژوهش‌های سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی صورت گرفته در منطقه بررسی شده منجر به این نتایج شده است:
- در منطقه بررسی شده پنج نوع از دولومیت‌ها بدین شرح شناسایی شدند: دولومیت‌های خیلی ریز تا ریزبلور، دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور، دولومیت‌های متوسط و درشت‌بلور با مراکز کدر و حواشی روشن، دولومیت‌های متوسط تا درشت‌بلور پرکننده حفره‌ها و شکستگی‌ها، دولومیت‌های خیلی درشت بلور (دولومیت‌های زین‌اسبی) پرکننده شکستگی‌ها.
- دولومیت‌های خیلی‌ریز تا ریزبلور در شرایط نزدیک به سطح زمین و در مراحل اولیهٔ دیاژنز، در پهنه‌های جزر و مدی تا کولاب تشکیل شده‌اند. وجود فابریک‌های پهنه جزرومدی، شواهد ژئوشیمیایی مبنی بر استوکیومتریک بودن این دولومیت‌ها، مقادیر زیاد Sr و مقادیر کم Fe و Mn، دلیلی بر تشکیل این نوع دولومیت در شرایط نزدیک به سطح، توسط سیال‌های فوق‌شور با منشأ دریایی و به مدد فرآیندهای پمپ تبخیری و جریان‌های نشتی- برگشتی بوده است. مقادیر زیاد استرانسیم در این دولومیت‌ها (۱۰۹۹ تا ۲۵۳۷ پی‌پی‌ام) می‌تواند مرتبط با کانی‌شناسی آرگونیتی کربنات‌های اولیه باشد.
- دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور با توجه به افزایش اندازه بلورها و داشتن Fe و Mn بیش‌تر و Sr کمتر نسبت به دولومیت‌های خیلی ریز تا ریزبلور، در مراحل اولیهٔ دیاژنز تدفینی کم‌عمق و با جانشینی کربنات‌ها و یا از تبلور دوباره دولومیت‌های یاد شده به‌وجود آمده‌اند. همراهی لخته‌هایی از دولومیت‌های ریزبلور در اطراف و بین دولومیت‌های متوسط بلور و همچنین وجود آثاری از اینتراکلاست‌های ریزبلور دولومیتی شده در آن‌ها حاکی از فرآیند تجدید تبلور است. دولومیت‌های خیلی ریز تا ریزبلور و همچنین ریز تا متوسط‌بلور از انواع دولومیت‌های تقریباً استوکیومتری و سایر نمونه‌ها از انواع غیراستوکیومتری هستند.
- دولومیت‌های متوسط تا درشت بلور (دارای حواشی روشن و مراکز کدر) به‌دلیل داشتن بلورهای درشت‌تر و مقادیر Fe و Mn بیش‌تر و Sr کمتر در مقایسه با دو نوع قبلی، در شرایط تدفین بیش‌تر

(افزایش شرایط احيایي) تشکیل شده‌اند. وجود این دولومیت‌ها در زمینه دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور و همچنین وجود مراکز کدر با میزان Sr، Fe و Mn نزدیک به دولومیت‌های یاد شده، تأییدی بر تشکیل این دولومیت‌ها از دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور در نتیجه فرآیند تبلور دوباره است.

- افزایش اندازه بلورها و همچنین مقادیر کم Sr و مقادیر زیاد Fe و Mn در دولومیت‌های پرکننده حفره‌ها و شکستگی‌ها، می‌تواند دلیلی بر تشکیل آن‌ها در نتیجه فرآیندهای دیاژنز تأخیری باشد. در این دولومیت‌ها، از حاشیه به سمت مرکز، اندازه بلورها و مقادیر Fe و Mn افزایش می‌یابد که این خود دلیلی بر افزایش شرایط احيایي در طی تشکیل این دولومیت‌ها است.
- دولومیت‌های زین‌اسبی یا بی‌تناسب با سطوح بلوری خمیده، تنها در یکی از برش‌ها (برش نجف‌آباد) مشاهده شده‌اند. از آن‌جاکه سنگ‌های این برش به شدت تکتونیزه‌اند، بنا بر این، این دولومیت‌ها در نتیجه نفوذ سیال‌ها در راستای شکستگی‌ها و گسل‌ها و در طی تدفین عمیق تشکیل شده‌اند.
- آب دریا، شیل‌های ژوراسیک و شورابه‌های حوضه‌ای، سه منشأ پیشنهادی برای تأمین منیزیم سنگ‌های دولومیتی منطقه هستند.

منابع

1. J. K. Warren, "Sedimentology of Coorong dolomites in the Salt Creek region", South Australia, Carbonates and Evaporites, 3 (1988) 175-199.
2. S. J. Mazzullo, "Geochemical and neomorphic alteration of dolomite", A Review, Carbonates and Evaporites, 7 (1992) 21-37.
3. J. E. Amthor, G. M. Friedman, "Early to late diagenetic dolomitization of platform carbonates: Lower Ordovician Ellenburger Group", Permian Basin, West Texas, Journal of Sedimentary Petrology, 62 (1992) 131-144.
4. M. H. Adabi, "Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation", Kopet-Dagh Basin, N.E. Iran, Carbonates and Evaporites, 24 (2009) 16-32.
5. J. A. D. Dickson, "Carbonate identification and genesis as revealed by staining", Journal of Sedimentary Petrology 36 (1966) 491-505.
6. E. Flugel, "Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application", Springer-Verlag, Berlin (2004) 976.
7. R. L. Folk, "Spectral subdivision of limestone types, In: Ham W. E. (ed.), Classification of Carbonate Rocks", American Association of Petroleum Geologist Memoir 1 (1962) 62-84.
8. F. J. Pettijohn, "Sedimentary Rocks: Harper and Row", New York (1975).
9. D. F. Sibley, J. M. Gregg, "Classification of dolomite rock textures", Journal of Sedimentary Petrology, 57 (1987) 967-975.

10. W. A. Deer, R. A. Howie, J. Zussman, "An Introduction to the Rock-Forming Minerals", Addison- Wesley Longman London (1996).
11. M. Alavi, "Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran", New data and interpretations Tectonophysics 229 (1994) 211-238.
۱۲. ع. آقا نباتی، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۳).
۱۳. ک. سید امامی، کرتاسه پایین در ایران، نشریه دانشکده فنی دور دوم ۲۱ (۱۳۵۰) ۶۰-۸۱.
۱۴. م. شمیرانی، سیستم/ پربود کرتاسه، جزوه درسی برای دانشجویان دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۶۳).
15. K. Bazargani-Guilani, M. Faramarzi, M. A. Nekouvaght Tak, "Multistage dolomitization in the cretaceous carbonates of the east Shahmirzad area, north Semnan, central Alborz, Iran", Carbonates and Evaporites, 25(2010) 177-191.
16. P. K. Swart, D. L. Cantrell, H. Westphal, C. R. Handford, C. G. Kendall, "Origin of dolomite in the Arab-D reservoir from the Ghawar Field, Saudi Arabia: evidence from petrographic and geochemical constraints", Journal of Sedimentary Reservoir, 75 (2005) 476-491.
17. D. W. Morrow, "Diagenesis 1. Dolomite Part1: The Chemistry of Dolomitization and Dolomite Precipitation", Geoscience Canada, 9 (1982) 5-13.
18. I. S. Al-Aasm, J. J. Packard, "Stabilization of early-formed dolomite: a tale of divergence from two Mississippian dolomites", Sedimentary Geology, 131 (2000) 97-108.
19. D. Chen, H. Qing, C. Yang, "Multistage hydrothermal dolomites in the Middle Devonian (Givetian) carbonates from the Guilin area, South China", Sedimentology, 51(2004) 1029-1051.
۲۰. م. ح. آدابی، ژئوشیمی رسوبی، تهران، آریز زمین (۱۳۸۳).
21. M. E. Tucker, J. D. Wright, "Carbonate Sedimentology", Blackwell Scientific, Oxford (1990).
22. J. K. Warren, "Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations", Earth Science Reviews, 52 (2000) 1-81.
23. L. S. Land, "The origin of massive dolomite", Journal of Geological Education, 33 (1985) 112-125.
24. J. Veizer, "Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique, In: Stable Isotopes in Sedimentary Geology", Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course: 3.1-3 (1983).

25. R. Kretz, "A model for the distribution of trace elements between calcite and dolomite", *Geochimica.Cosmochim.Acta* 46 (1982) 1979-1981.
26. E. W. Behrens, Land L S, "Subtidal Holocene dolomites, Baffin Bay, Texas", *Journal of Sedimentary petrology* 42 (1972) 155-161.
27. J. D. Humphrey, "Late Paleistocene mixing zone dolomitization Southeast of Barbados", *West Indies, Sedimentology*, 35(1988) 327-348.
28. V. Shukla, P. A. Baker, "Sedimentology and Geochemistry of Dolostones", *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Sedimentologists, Special Publication* 43 (1988).
29. J. M. Gregg and K. L. Shelton, "Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of Bonnterre and Davies Formation (Cambrian), Southeastern Missouri", *Journal of Sedimentary Petrology* 60 (1990) 549-562.
30. A. Spry, "Metamorphic Texture", Oxford ,pergamon press (1969).
31. M. H. Mresah, "The massive dolomitization of platformal and basinal sequences: proposed models from the Paleocene, Northeast Sirte Basin, Libya", *Sedimentary Geology*, 116 (1998) 199-226.
32. D. F. Sibley, R. E. Dedoes, T. R. Bartlett, "Kinetics of dolomitization", *Geology* 15 (1987) 1112-1114.
33. M. H. Adabi, "Petrographic and geochemical criteria for recognition of unaltered cold water and diagenetically altered, Neoprotozoic dolomite", *Western Tasmania, 16th AGC* (2002).
34. L. S. Land, M. Salem, D. Morrow, "Paleohydrology of ancient dolomites: geochemical evidence", *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 59 (1975) 1602-1625.
35. M. Coniglio, N. P. James, D. M. Aissuoui, "Dolomitization of Miocene carbonate", *Gulf of Suez, Egypt, Journal of Sedimentary Petrology* 58 (1988) 100-119.
36. K. A. Jackson, "Mechanism of growth, in liquid metals and solidification", *American Society Metalst. Cleveland, Ohio* (1958) 174-186.
37. H. G. Machel, "Recrystallization versus neomorphism, and the concept of significant recrystallization in dolomite research", *Sedimentary Geology*, 113 (1997) 161-168.
38. M. Mutti, "Sedimentology and Diagenesis of Carbonate/Siliciclastic Cycle, Yates Formation, Guadalupian, New Mexico", *University of Wisconsin-Madison, Unpublished MS Thesis*, (1990).

39. A. Searl, "Saddle dolomite: a new view of it's nature and origin", *Mineralogical Magazine*, 53(1989) 371-392.
40. C. Spotl, J. K. Pitman, "Saddle (baroque) dolomite in carbonate and sandstone: a reappraisal of burial diagenetic concept, In: Morad S. (ed.) *Carbonate Cementation in Sandstones*", International Association of Sedimentology, Special Publications, 26 (1988) 437- 460.
41. I. S. Al-Aasm, J. Lonnee, J. Clarke, "Multiple fluid flow event and the formation of saddle dolomite: case studies from middle Devonian of Western Canada Sedimentary Basin", *Marine and Petroleum Geology*, 19 (2007) 209-217.
42. A. K. El-Saiy, B. R. Jordan, "Diagenetic aspects of Tertiary carbonates West of the Northern Oman Mountains", United Arab Emirates, *Journal of Asian Earth Science*, 31 (2007) 35-43.
۴۳. ک. بازرگانی گیلانی، م. فرامرزی، پیروژنر و ترکیب دولومیت کرتاسه شهمیرزاد، البرز مرکزی، مجله علوم دانشگاه تهران، ۳۴، ۱ (۱۳۸۷) ۶۰-۲۳.
44. M. Eren, M. Y. Kaplan, S. Kadur, "Petrography, geochemistry and origin of Lower Liassic Dolomites in the Aydincik Area, Mersin, Southern Turkey", *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16 (2007) 339-362.
45. L. S. Land, "The origin of massive dolomite", *Journal of Geological Education*, 33 (1985) 112-125.
46. R. K. Given, B. H. Wilkinson, "Dolomite abundance and stratigraphic age constraints on rates and mechanisms of phanerozoic dolostone formation", *Journal of Sedimentary Petrology* 57 (1987) 1068-1078.
47. K. Srinivasan, K. R. Walkwr, S. A. Goldberg, "Determining fluid source and possible pathways during burial dolomitization of Marywille Limestone (Cambrian)", *Southern Appalachians, USA. Sedimentology*, 41(1994) 293-308.
48. H. Qing, D. W. J. Bosence, P. F. Rose, "Dolomitization by penesalien sea water in Early Jurassic pertidal platform carbonates, Gibraltar", *Western Mediterranean, Sedimentology*, 48 (2001) 153-163.
49. H. R. Wanless, "Limestone response to stress, pressure solution and dolomitization", *Journal of Sedimentary Petrology*, 49 (1979) 437-462.