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

منطقهٔ بررسی شده دراین پژوهش در محدودهٔ جنوب، غرب و شمال اصفهان واقع شده است. دراین پژوهش به بررسی سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی دولومیت‌های کرتاسه‌زیرین 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 نزدیك به سطح زمین و در مراحل اولیه دیاژنز، در محیط‌های پهنه جزرومدی تا کولاب تشکیل شده است. در این دولومیت، مقادیر Sr نسبتاً زیاد (۲۵۳۷پی‌پی‌ام) 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 پرکنندهٔ حفره‌ها و شکستگی‌ها، نوع چهارم از دولومیت‌های منطقهٔ بررسی شده را تشکیل می‌دهند. این دولومیت‌ها، در طی دیاژنز تدفینی متوسط، در دمایی کم‌تر از ۶۰ تا ۸۰ درجهٔ سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. دراین دولومیت‌ها، مقادیر Fe و Mn از مرکز حفره‌ها و شکستگی‌ها به سمت بیرون، کاهش می‌یابد. نوع پنجم، شامل دولومیت درشت‌بلور زین‌اسبی پرکنندهٔ حفره‌ها و شکستگی‌ها است. این دولومیت، در خلال دیاژنز تدفینی عمیق و در دمایی بیش‌تر از ۶۰ تا ۸۰ درجهٔ سانتی‌گراد(محدودهٔ ۶۰ تا ۱۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد)، تشکیل شده است. این نوع، فقط در غرب اصفهان (منطقهٔ 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 خیلی‌ریز 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 لیاس تأمین شده است.

واژه‌های کلیدی: دولومیت، کرتاسهٔ زیرین اصفهان.
دریافت ۹۱/۳/۰۷ پذیرش ۹۲/۸/۰۴

***نویسنده مسئول** ghomashi@science.usb.ac.ir

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

مقدمه

به‌طورکلی مکانیزم تشکیل دولومیت را می‌توان با استفاده از فابریك و اندازه بلورها، ویژگی‌های رسوب شناسی، تفریق ایزوتوپی، دما، شوری، ترکیب سیال و شرایط اکسیداسیون و احیاء تشخیص داد [۱]. درسال‌های اخیر برای تفکیك انواع مختلف دولومیت‌ها از اندازهٔ بلورها، شکل مرزهای بلوری و ویژگی‌های ژئوشیمیایی استفاده شده است [۲]، [۳]، [۴]. در این تحقیق، ژئوشیمی و پتروگرافی دولومیت‌های کرتاسه زیرین منطقهٔ اصفهان بررسی شده است. رسوبات ناحیهٔ بررسی شده از سنگ‌های کربناته و آواری به سن بارمین تشکیل شده‌اند که با ناپیوستگی بر روی رسوبات آواری لیاس و در زیر رسوبات کربناته به سن آپسین قرار گرفته‌اند.

روش بررسی

دراین پژوهش به بررسی چهار رخنمون از نهشته‌های یاد شده در مناطق، کوه صفه(جنوب شهر اصفهان)، اسفه (درنزدیکی روستای اسفه واقع در۱۵ کیلومتری شهرضا)، کلهرود (درنزدیکی روستای کلَهرود واقع در ۱۰۰ کیلومتری شمال شهر اصفهان) و شمال شهر نجف‌آباد پرداخته شده (شکل۱) و از آن نمونه برداشت شده است. تعداد ۲۰۰ مقطع نازك پس از رنگ‌آمیزی با محلول آلیزارین[۱] به روش دیکسون[۲] [۵] بررسی شده‌اند. برای تعیین فراوانی اجزا تشکیل دهندهٔ در سنگ‌های دولومیتی و آواری از نمودارهای مقایسه‌ای فلوگل [۶]، استفاده شده است. نامگذاری سنگ‌های دولومیتی به‌روش فولك [۷] و پتی‌جان [۸] انجام شد. برای تعیین اندازهٔ 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 دییر وهمکاران [۱۰] استفاده شد. پس از انجام بررسی‌های سنگ‌شناسی، تعداد ۱۹ نمونه برای انجام پژوهش‌های ژئوشیمیایی انتخاب و از آن‌ها مقاطع نازك صیقلی تهیه شد. این مقاطع برای تجزیه با ریزکاو الکترونی[۳] و عکس‌برداری با میکروسکوپ الکترونی[۴] به آزمایشگاه دانشگاه نیوبرانزویك واقع در کشور کانادا ارسال شدند.

زمین‌شناسی منطقه

منطقهٔ بررسی شده در پهنهٔ ساختاری ایران مرکزی و در فرونشست اراك- اصفهان- شهرضا، واقع شده است. این فرونشست بخشی از زون ساختاری پیچیده و همراه با سنگ‌های دگرگونی است که علوی [۱۱] آن را حاشیهٔ 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)

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

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

سید امامی [۱۳] کرتاسه اصفهان را به‌عنوان الگویی برای درك بهتر کرتاسه در مرکز ایران دانسته است و به عقیدهٔ 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 آهك‌های اربیتولین‌دار پایینی و بالایی، لایه‌های سنگ آهك لیمریلادار، شیل‌های بودنتی سراس‌دار، سنگ آهك ماسه‌ای گلوکونیتی، سنگ آهك‌های اینوسراموس‌دار، مارن‌های اکینیددار و سنگ آهك‌های زیستی تشکیل شده است که با یك دگرشیبی زاویه‌دار بروی شیل و ماسه سنگ‌های گروه شمشك قرار می‌گیرند [۱۲].

موضوع بررسی شده دراین تحقیق، در لایهٔ گذر دولومیتی قرار دارد. به‌منظور بررسی فرآیند دولومیتی شدن به بررسی ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراهای قاعده‌ای و قسمت تحتانی آهك‌های اربیتولین‌دار پایینی نیز پرداخته شده و بر اساس ویژگی‌های صحرایی، ستون چینه‌نگاری سنگی برش‌های بررسی شده ترسیم شده است (شکل۲).

پژوهش‌های سنگ‌شناختی

براساس پژوهش‌های سنگ‌شناختی(اندازهٔ بلورها، ویژگی‌های بافتی و شکل مرزهای بلوری)، پنج نوع دولومیت در برش‌های بررسی شده بدین شرح از یك‌دیگر تفکیك 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 موزاییک‌های متراکم و یک اندازه و متشکل از بلورهای نیمه‌شکل تا بی‌شکل هستند. دولومیت‌ها آثاری از خرده‌های اسکلتی، اائید، اینتراکلاست و ذرات آواری کوارتز دارند.

در این دولومیت‌ها، آثاری از آشفتگی زیستی، فابریك‌های روزنه‌ای، شواهدی از لامینشن و آثاری از استروماتولیت‌های دولومیتی شده وجود دارند (شکل۳). این دولومیت‌ها، فابریك تقلیدی دارد که منجر به حفظ

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

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

نوع دوم (دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور)

این دولومیت‌ها کرم‌رنگ، قطری معادل ۳۵ تا ۷۵میکرون دارند، نیمه‌شکل تا بی‌شکل، حاوی موزاییك‌های متراکم و ذرات آواری کوارتز هستند (شکل۴). 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 تا۲۵۰ میکرون) موزاییك‌های 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 (شکل۴). دولومیت‌های درشت‌بلور نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل (۲۵۰ تا ۳۷۵ میکرون)، موزاییك‌های متراکم با مرزهای بین بلوری مستقیم و حاوی ادخال‌های تیره رنگی دارند (شکل‌های۴ و۵). برش های اسفه و نجف‌آباد حاوی این دولومیت‌ها هستند.

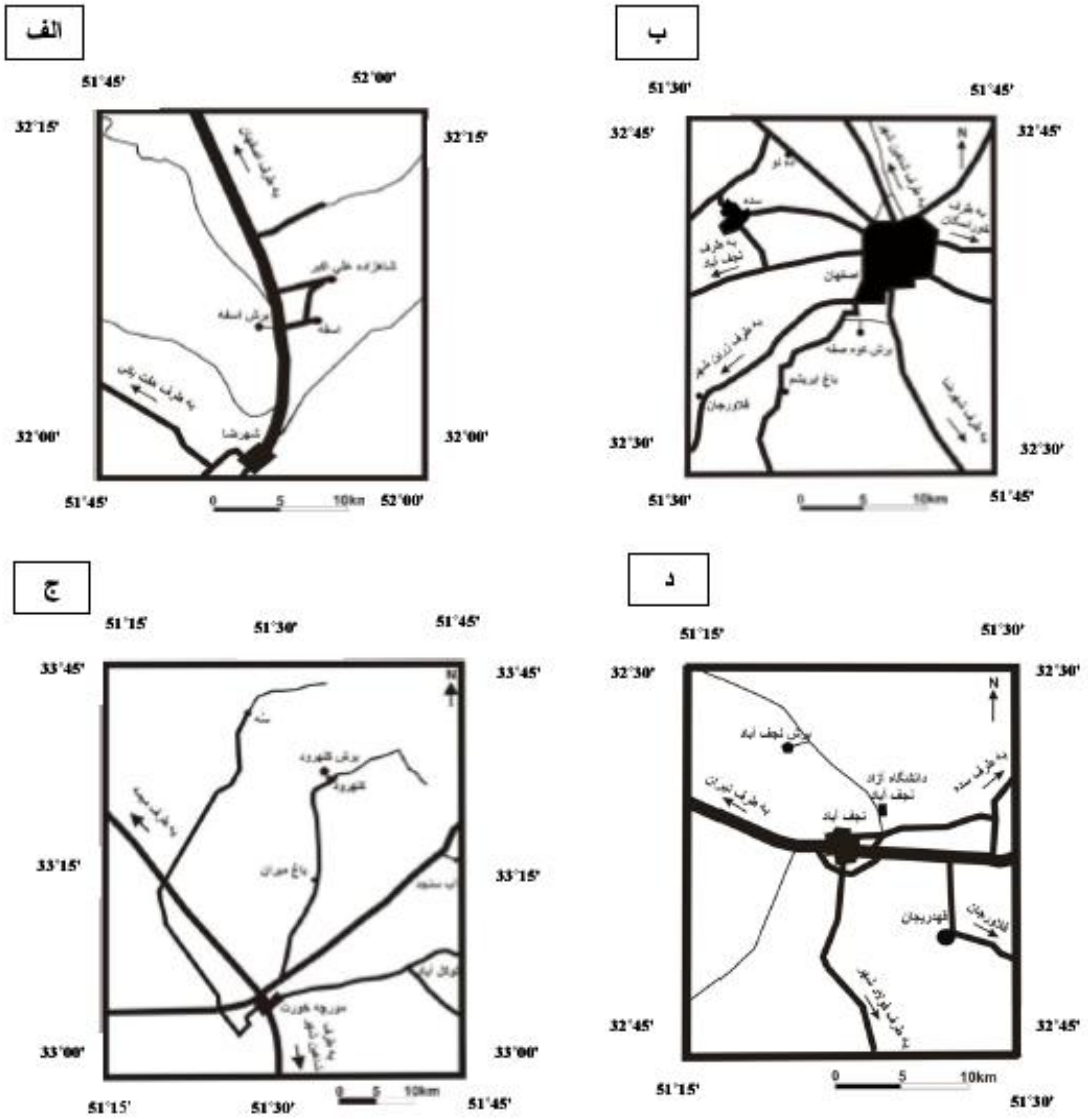
نوع چهارم (دولومیت‌های متوسط تا درشت‌بلور پرکننده حفره‌ها و شکستگی‌ها)

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. اندازهٔ 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 (شکل۶). این دولومیت‌ها در تمامی برش‌ها (به‌جز برش کلهرود) مشاهده شده‌اند.
دولومیت‌های نوع دوم، سوم و چهارم در قسمت‌های میانی وانتهایی لایهٔ گذر دولومیتی گسترش دارند.

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

نوع دیگری از دولومیت‌های پرکنندهٔ حفره‌ها و شکستگی‌ها، دولومیت‌های زین اسبی هستند. این دولومیت‌ها خیلی درشت بلور (۱۰۰۰ تا ۱۲۵۰میکرون) 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 (شکل۶). این دولومیت‌ها، تنها در برش نجف‌آباد (در قسمت‌های انتهایی لایه گذر دولومیتی) مشاهده شده‌اند.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]



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

ژئوشیمی

ادغام داده‌های سنگ شناختی و ژئوشیمیایی درك بهتری از منشأ، زمان تشکیل، ترکیب سیال‌های دولومیتی کننده و مدل‌های دولومیتی شدن فراهم می‌کند [۱۵]. برای این منظور، یون‌های Mn،Fe وSr بیش‌تر ارزیابی می‌شوند [۱۶]. مقادیر درصد مولی کربنات‌های کلسیم و منیزیم و مقادیر عناصر فرعی و اصلی که به‌وسیلهٔ تجزیه با ریزکاوالکترونی تهیه شده‌اند، در جدول ۱ آورده شده‌اند.

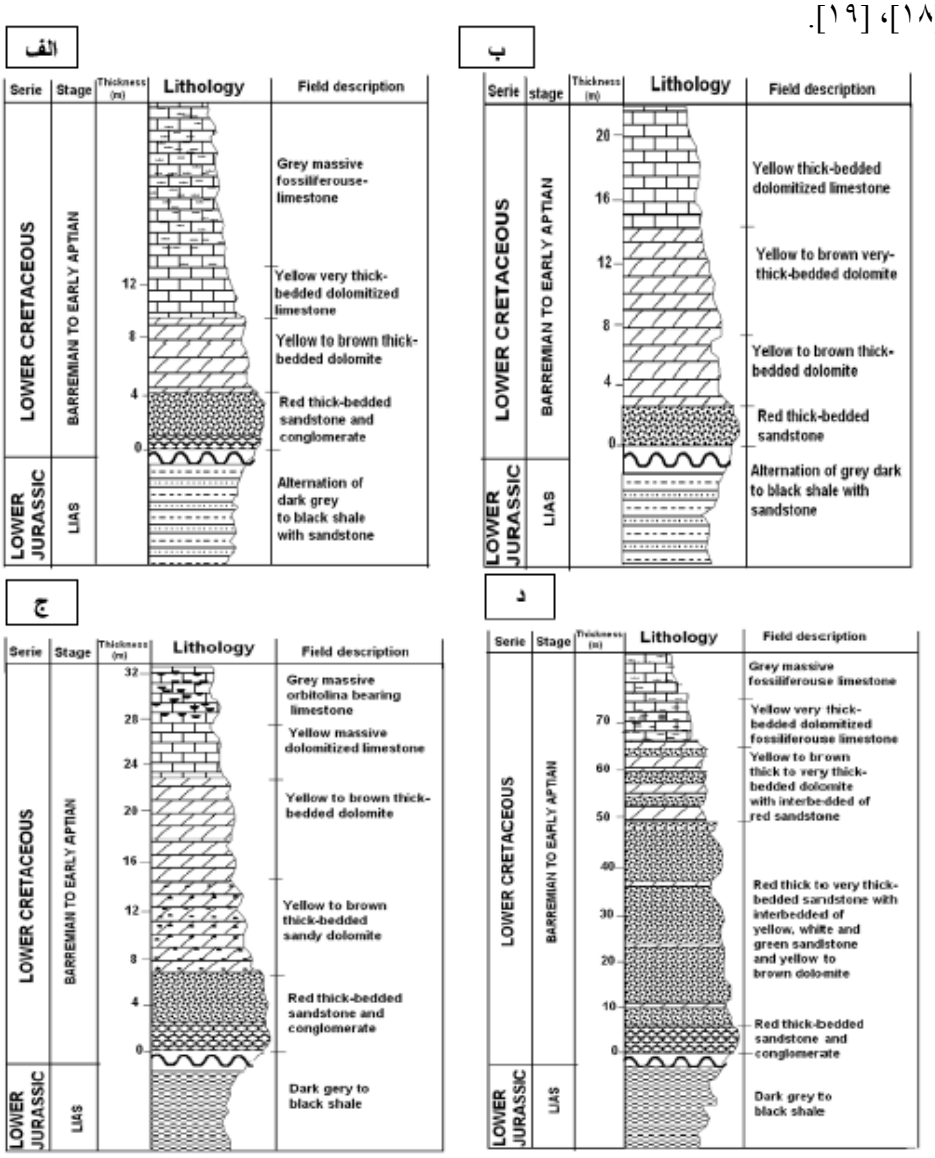
ساختار مولی دولومیت‌های منطقهٔ بررسی شده

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

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

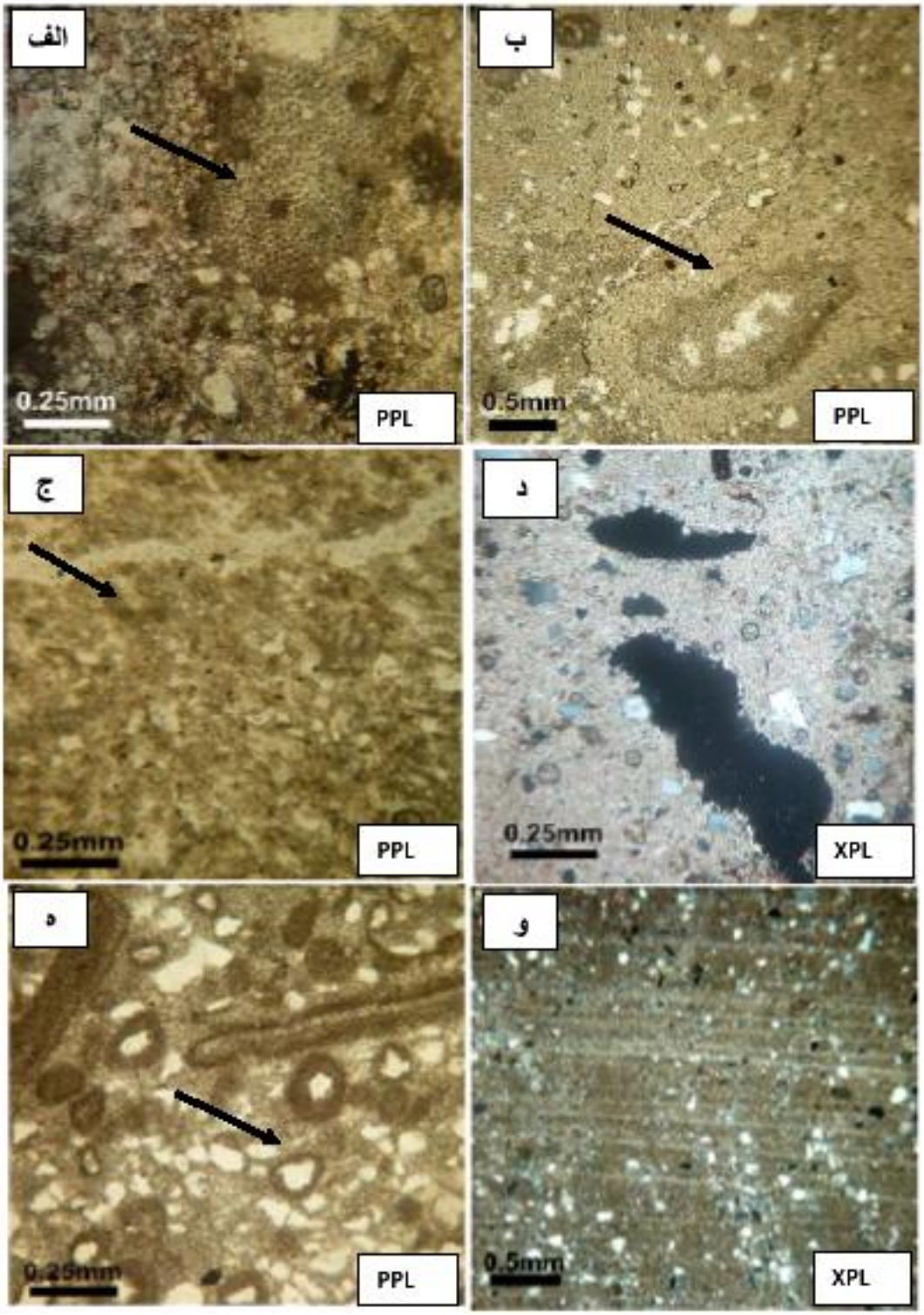
ریز تا متوسط بلورند. نسبت مولی کلسیم به منیزیم در این نمونه از دولومیت ۱/۰۳ تا ۱/۰۶ و بسیار نزدیك به مقدار نسبت مولی دولومیت ایده‌آل (۱/۰۰۶) [۱۰] است. استوکیومتری دولومیت‌های یاد شده، می‌تواند دلیلی بر منشأ نزدیک به سطح و تشکیل آن‌ها درمراحل اولیهٔ دیاژنز، به‌وسیلهٔ سیال‌های فوق‌شور، باشد [۱۷].

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 دیاژنتیك تأخیری و به‌واسطه تدفین دولومیت‌های ریزبلور صورت گرفته است [۱۷]، [۱۸]، [۱۹].



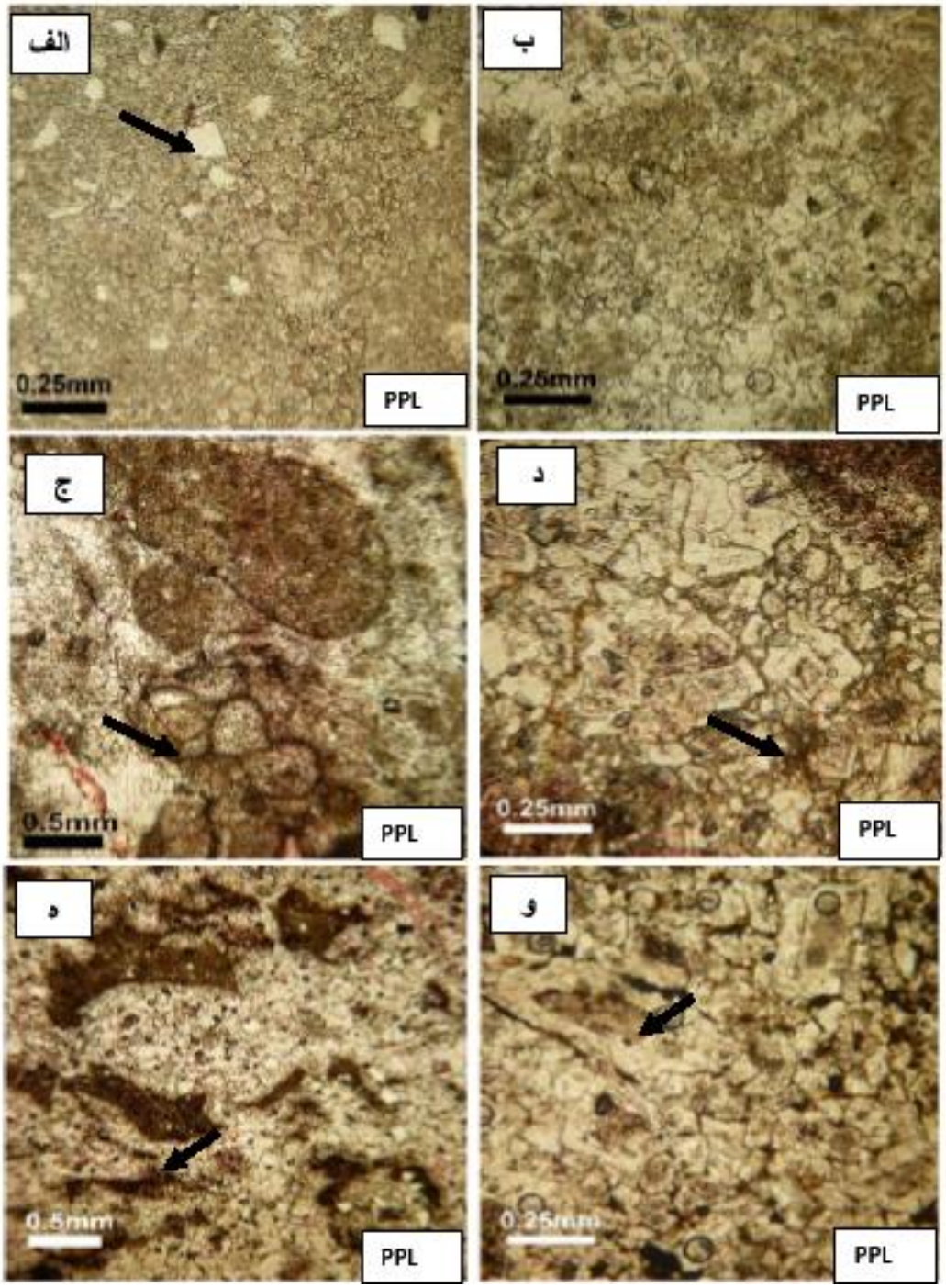
شکل۲. ستون چینه‌نگاری سنگی برش‌های بررسی شده الف) برش صفه ب) برش اسفه ج) برش نجف‌آباد و د) برش کلهرود

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]



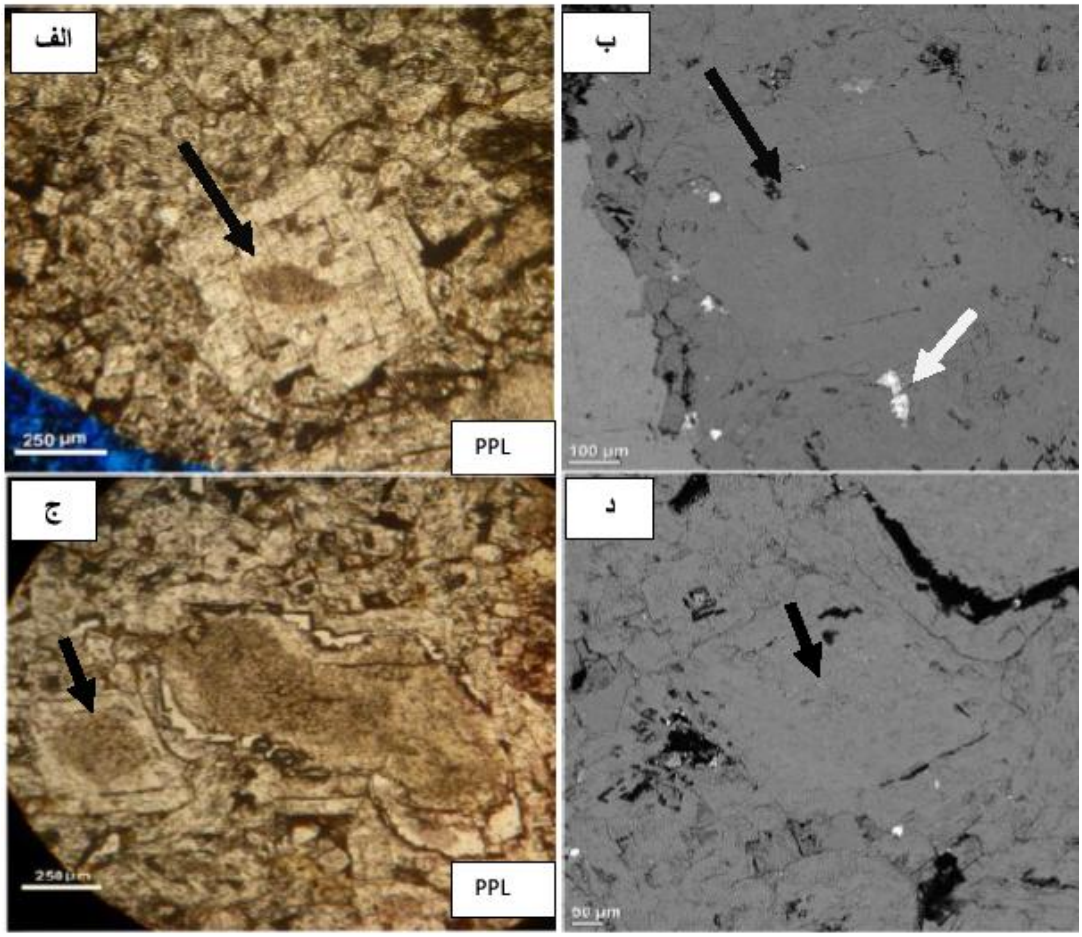
شکل۳. دولومیت‌های خیلی ریز تا ریزبلور، الف) آثاری از جلبك ب) آثاری از آشفتگی زیستی ج) آثاری از پلت د) فابریك روزنه‌ای، ه) آثاری از اائید و) آثاری از لامینشن

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]



شکل۴. دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور، الف) پیکان نشان‌دهندهٔ ذرات آواری کوارتز، ج) پیکان نشان‌دهندهٔ آثاری از بایوکلاست، د) پیکان نشان‌دهندهٔ لخته‌هایی از دولومیت ریزبلور، ه) پیکان نشان‌دهندهٔ بقایایی از جلبك، و) دولومیت‌های درشت بلور(پیکان) در زمینه‌ای از دولومیت‌های متوسط بلور

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]



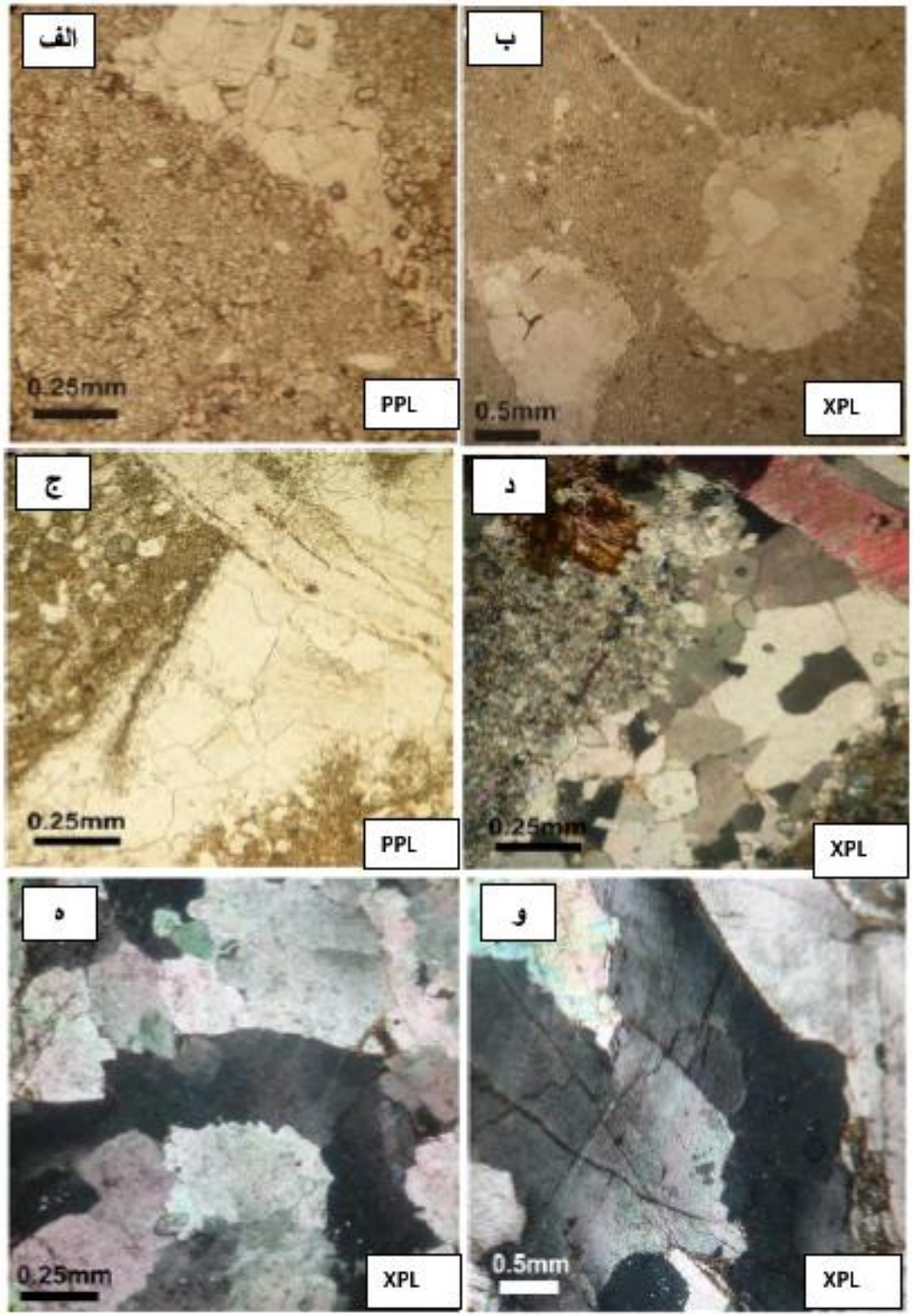
شکل ۵. الف و ج) تصویر میکروسکوپی دولومیت‌های درشت‌بلور دارای مرکز کدر، ب و د) تصویر میکروسکوپ الکترونی همان دولومیت‌ها از برش اسفه. پیکان‌های سیاه نشان‌دهندهٔ بلورهای تجزیه شده و پیکان سفید نشان‌دهندهٔ هیدروکسیدهای آهن هستند

بررسی‌های عنصری

عناصر اصلی

کلسیم ومنیزیم: مقادیر Ca در دولومیت‌های بررسی شده بین ۲۱/۶۶ تا ۲۳/۷۴ درصد (میانگین۲۲/۷۰ درصد) و مقادیر Mg بین ۱۰/۴۸ تا۱۲/۹۱ درصد (میانگین۱۱/۶۹ درصد) متغیر است. مقادیر Mg با نسبت Mg/Ca در نمونه‌های بررسی شده، ارتباط مثبتی دارد (شکل۷). 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 مقادیرمنیزیم با درشت‌تر شدن بلورهای دولومیت، احتمالاً به‌واسطهٔ دگرسانی دولومیت است. به‌طوری که مقادیر Mg در دولومیت‌های درشت بلورتر، به‌دلیل دگرسانی بیش‌تر و جانشینی آهن و منگنز بیش‌تر به‌جای منیزیم، کم‌تر از مقادیر Mg در دولومیت‌های ریز بلور است [۲۰](شکل۷).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]



شکل۶. 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

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

جدول۱. مقادیر عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌های منطقهٔ بررسی شده (حروف E, P, K و S به‌ترتیب نشان‌دهندهٔ 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 وحواشی 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-13-1	۱۰۹۹	۰/۰۰	۷۷۷۳	۱۱/۵۰	۲۳/۷۴	۵۴/۸۶	۴۳/۸۴	۱/۲۸
	حاشیه	E-13-2	۶۷۶	۰/۰۰	۱۱۷۳۷	۱۱/۰۱	۲۳/۳۲	۵۵/۰۸	۴۲/۹۲	۱/۹۸
	مرکز	E-13-5	۱۱۸۴	۰/۰۰	۸۱۶۲	۱۱/۸۶	۲۲/۹۹	۵۳/۳۰	۴۵/۳۳	۱/۳۵
	حاشیه	E-13-6	۱۰۱۴	۴۶۵	۱۳۷۵۸	۱۲/۷۰	۲۲/۹۷	۵۲/۱۲	۴۵/۵۵	۲/۲۴
پرکنندهٔ حفره‌ها وشکستگی(نوع چهارم)	مرکز حفره	S-8-1	۹۳۰	۱۲۳۹	۳۷۸۵۵	۱۰/۵۰	۲۲/۴۵	۵۲/۶۸	۴۰/۷۳	۶/۳۸
	حاشیه حفره	S-8-2	۱۰۹۹	۱۶۲۶	۸۰۸۴	۱۱/۹۸	۲۳/۰۲	۵۳/۲۹	۴۵/۳۹	۱/۳۲
	مرکز حفره	S-8-3	۸۴۶	۱۳۱۷	۳۲۶۴۷	۱۱/۲۰	۲۲/۹۲	۵۲/۴۱	۴۲/۲۳	۵/۳۴
	مرکزشکستگی	E-46	۲۲۸۳	۲۴۷۸	۲۸۲۱۶	۱۱/۷۵	۲۲/۳۰	۵۰/۸۲	۴۴/۱۵	۴/۶۵
زین اسبی(نوع پنجم)		P-24-1	۱۲۶۸	۳۰۲۰	۲۶۸۹۵	۱۱/۳۸	۲۳/۰۸	۴۲/۶۶	۵۲/۴۵	۴/۳۸
		P-24-2	۱۰۱۵	۳۲۵۳	۱۵۰۷۹	۱۲/۶۸	۲۲/۰۱	۴۷/۲۷	۴۹/۷۴	۲/۴۵

عناصر فرعی

آهن و منگنز: درخلال فرآیندهای دیاژنتیك انحلال و تبلورمجدد، مقادیر آهن و منگنز افزایش می‌یابند [۲۱]. زیرا که اولاً، آهن و منگنز در آب دریا به‌میزان کم وجود دارند، اما در سیال‌های منفذی دیاژنتیك به‌طور قابل توجهی یافت می‌شوند. ثانیاً، ضریب توزیع برای هر دو عنصر بزرگ‌تر از واحد است و این دو عنصر به‌طورترجیحی 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 نزدیك 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 (میانگین۲۳۲۰۳) آهن و ۳۲۵۳ - ۴۶۹ پی‌پی‌ام

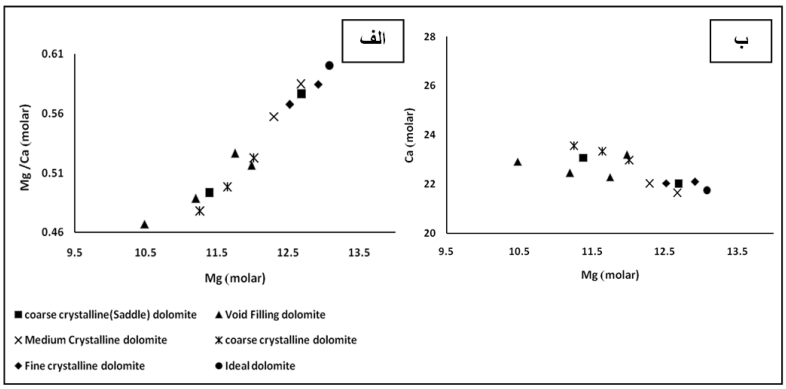
۱. Redox Potential

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

(میانگین۱۸۶۱) 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 شبکهٔ دولومیت، درخلال دگرسانی است [۲۰]. مقادیر منگنز نیز در دولومیت‌های بررسی شده، مانند آهن، با کاهش Mg، افزایش می‌یابند (شکل۸). علت این افزایش نیز به‌دلیل جانشینی Mn به‌جای Mg است.

روند تغییرات آهن و منگنز در برابر منیزیم درنمونه‌های بررسی شده با افزایش اندازهٔ بلورها، افزایشی است. به‌طوری که دولومیت‌های ریزبلور(خیلی ریز تا ریزبلور و ریز تا متوسط بلور)، تشکیل شده در نزدیك سطح، کم‌ترین مقدار آهن و منگنز را دارند. در حالی که دولومیت‌های پرکنندهٔ 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 درك زمان دولومیتی شدن بسیار حائز اهمیت است. معمولاً دولومیت‌های سطحی یا نزدیك 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. به‌طوری‌که دولومیت‌های خیلی ریز تا ریز بلور و ریز تا متوسط بلور، کم‌ترین مقادیر و دولومیت‌های زین اسبی و پرکنندهٔ حفره‌ها، بیش‌ترین مقادیر آهن و منگنز را دارند. از سوی دیگر براساس محاسبهٔ درصد مولی کربنات آهن در دولومیت‌ها، مشخص شد که دولومیت‌های زین‌اسبی و دولومیت‌های پرکننده حفره‌ها و شکستگی‌ها، دولومیت‌های آهن‌دار ($>۲mol\%FeCO_۳$) هستند (جدول۱). این امر نیز تأکید دیگری بر تشکیل این نوع از دولومیت‌ها درشرایط 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.



شکل۷. 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.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

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 دولومیتی کننده و مدل‌های دولومیتی شدن می‌تونند استفاده شود [۲۴]. ضریب توزیع استرانسیم در دولومیت در حدود نصف کلسیت است، به‌طوری‌که استرانسیم در ساختار شبکهٔ 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 درنظر گرفتن ضریب توزیع ژاکوبسون و یوسودوسکی[1] 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. به‌طورکلی دولومیت‌های دیاژنتیك اولیه و تعداد زیادی از میکرایت‌های دولومیتی‌شده درپهنه‌های 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 دولومیتی شدن رسوبات آراگونیتی در سیستم دیاژنتیکی نسبتاً بسته[2] است. به‌طورکلی، دولومیت‌های ریزبلور اولیه در مقایسهٔ با دولومیت‌های درشت‌بلور ثانویه، محتوای استرانسیم بیش‌تری دارند. به هر حال چنان‌چه دولومیت تحت تاثیر تجدید تبلور قرارگیرد، مقادیر بیش‌تری استرانسیم اولیهٔ 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 پرکنندهٔ حفره‌ها) است (شکل۸). تمرکز استرانسیم با افزایش اندازهٔ بلورها کاهش می‌یابد. به‌همین دلیل، دولومیت‌های دیاژنتیکی درشت بلور نسبت به دولومیت‌های اولیه، مقادیر کم‌تری از Sr دارند [۲۸]. کانی‌شناسی آراگونیتی کربنات‌های اولیه و کم‌بودن شدت دگرسانی، به احتمال زیاد، سبب افزایش مقدار استرانسیم در دولومیت‌های خیلی‌ریزتا ریزبلور منطقه شده است.

بحث

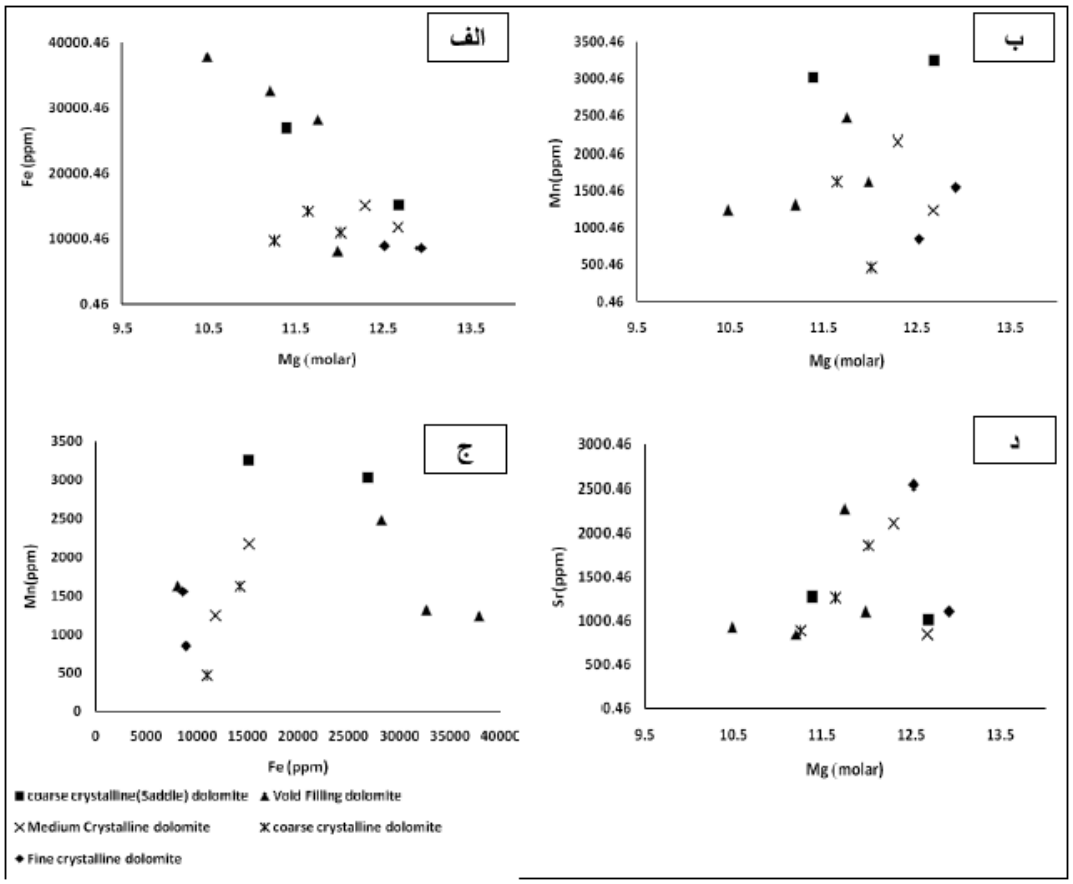
دولومیت‌های ریزبلور: موزاییك‌های متراکم از دولومیت‌های ریزبلور(۵ تا ۶۰ میکرون) و نیمه شکل‌دار صفحه‌ای، در محیط‌های شور تا فوق شور نزدیك به سطح[3] و در دمای کم تشکیل می‌شوند [۹]، [۲۹]. این دولومیت‌ها معمولاً تقلیدی هستند و ویژگی‌های بافتی سازنده‌های کربناته خود و همچنین فابریك‌های رسوبی اولیه را نیز حفظ می‌کنند [۲۲]. با توجه به ریز بودن بلورها و حفظ فابریك‌های رسوبی اولیه، دولومیت‌های این گروه در مراحل اولیهٔ دیاژنز و در محیط های نزدیك به سطح تشکیل شده‌اند.

-Jacobson and Usdowski [1] -Semi closed [1] -Under nearsurface

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

اندازهٔ 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، محدودهٔ زیادی را برای هسته‌زایی فراهم کرده و درنتیجه 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 (مرحلهٔ انتقال)، تشکیل دولومیت با افزایش اندازهٔ بلور (کاهش منطقهٔ سطحی)، افزایش می‌یابد [۳۲].

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



شکل۸. 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 پرکنندهٔ حفره‌ها و شکستگی‌ها، بیش‌ترین مقادیر آهن را دارند، ب) روند تغییرات مقدار Mn در مقابل مول Mg، دولومیت‌های ریزبلور مقدار منگنز کم‌تردارند درحالی 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.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

۱. وجود اینتراکلاست، االیت، بایوکلاست، بقایای استروماتولیتی و ذرات آواری کوارتز، ۲. اندازهٔ میکرایتی بلورهای دولومیت، ۳. عدم وجود تبخیری‌ها و اشکال کاذب آن‌ها، ۴. وجود فابریک های روزنه‌ای (چشم پرنده‌ای)، ۵. وجود آثاری از آشفتگی زیستی و همچنین لامینشن. موارد یاد شده، همراه با تمرکز زیادی از استرانسیم و منیزیم، و تمرکز پایینی از آهن و منگنز دراین 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 ودولومیت‌های 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، به‌طورکلی 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 دولومیتی کننده 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 منعکس کننده 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 مذکورعلاوه بر عناصر فرعی، ادخال‌های فراوانی را بدون هیچ محدودیتی درخود 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 سایبلی و گرگ [۹]، گرگ وشلتون [۲۹] و مازولو [۲]، در شرایط دمای کم، سطوح بلوری مسطح شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار تشکیل می‌شوند. لیکن در محدودهٔ دمایی بالاتر(۶۰ تا ۱۰۰درجهٔ سانتی‌گراد)، سطوح بلوری غیرمسطح است و بلورهای بی شکل تشکیل می‌شوند [۱۵]. براساس مدل جکسون [۳۶]، رشد بلورها در دمای کم، با افزایش لایه به لایه اتم‌ها برروی سطوح بلوری صورت می‌گیرد که نتیجه آن گسترش سطوح بلوری خوش‌تراش و موزاییك‌های 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. فابریك یاد شده، به‌واسطه نفوذ سیال‌های

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

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 سنگ‌آهك اولیه و یا تبلور مجدد دولومیت‌های تشکیل شدهٔ قبلی باشد [۱۹]. این جانشینی و یا تبلورمجدد در زیر دمای بحرانی(دمای کمتر از ۶۰-۸۰ درجهٔ سانتی‌گراد) و در شرایط تدفین کم عمق انجام می شود [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 فابریك 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 ریزتا 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

دراین دولومیت‌ها هیچ شاهدی 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 رومبوئدری اشاره کرد. این دولومیت‌های اسپاری پرکننده شکستگی‌ها و فضاهای خالی، در مراحل پایانی دیاژنز و در شرایط تدفین کم عمق تا متوسط، به‌وسیلهٔ 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 دراین نوع دولومیت‌ها.

دولومیت‌های خیلی درشت‌بلور(دولومیت‌های زین اسبی) پرکنندهٔ 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 زین اسبی در دمای زیر ۶۰ تا ۸۰ درجهٔ سانتی‌گراد گزارش نشده است [۴۰]. بنا بر این، دولومیت‌های یادشده، محصول آخرین فرایند دیاژنز هستند [۴۱]. آن‌ها در محدودهٔ دمایی۶۰ تا ۱۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد [۲]، [۲۹]، در خلال فرآیند دیاژنز تأخیری و شرایط

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

تدفینی عمیق تشکیل شده‌اند [۴۲]. این ویژگی‌ها می‌توانند تأکیدی بر این مدعا باشند: ۱. وجود فابریك 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 گرمابی در تشکیل این دولومیت‌ها است (بر خلاف بسیاری از دولومیت‌های زین‌اسبی، برای مثال: دولومیت‌های کرتاسه شهمیرزاد [۴۳]).

به‌طورکلی برخلاف دولومیت‌های خیلی ریز تا ریزبلور، سایر انواع دولومیت در شرایط تدفین کم عمق تا عمیق و در دماهای افزاینده تشکیل شده‌اند. این امر موجب افزایش اندازه بلورها و تشکیل دولومیت‌های درشت‌تر و تغییر در مقادیرعناصرفرعی شده است [۴۴]. با توجه به موارد ذکر شده، توالی پاراژنزی دولومیت‌های منطقهٔ بررسی شده ترسیم شده است (شکل۹).

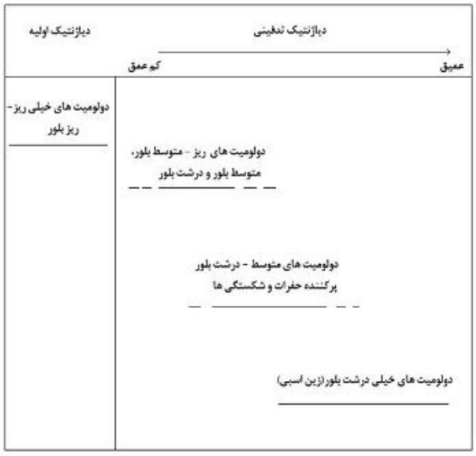
علاوه بر دولومیت‌های یاد شده، گروهی دیگر از دولومیت‌ها نیز در سنگ‌های آواری برش‌های بررسی شده مشاهده شده‌اند که سیمان این سنگ‌ها را تشکیل داده‌اند. این دولومیت‌ها، گستره وسیعی از دولومیت‌های ریزبلور و بی‌شکل قهوه‌ای رنگ، متوسط بلور شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، شکل‌دار با سطوح بلوری مستقیم و دارای منطقه‌بندی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

منشأ منیزیم

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

شورآبه‌های 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 منطقهٔ بررسی شده از طریق این مکانیسم تشکیل شده‌اند. انحلال فشاری آهك‌ها، منبع دیگری برای منیزیم در نظر گرفته شده است [۴۹]. باتوجه به تشکیل اندك 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 ژوراسیك واقع شده‌اند، شیل‌ها را باید منشأ دیگری برای تامین منیزیم، برای دولومیت‌های کرتاسه زیرین و سیمان‌های دولومیتی ماسه‌سنگ‌های بارمین محسوب کرد (برای مثال [۱۵]، [۴۳]).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]



شکل۹. توالی پاراژنزی دولومیت‌های منطقه

نتیجه‌گیری

پژوهش‌های سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی صورت گرفته درمنطقهٔ بررسی شده منجر به این نتایج شده است:

- در منطقهٔ 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 پرکنندهٔ حفره‌ها و شکستگی‌ها، دولومیت‌های خیلی درشت بلور(دولومیت‌های زین‌اسبی) پرکنندهٔ شکستگی‌ها.
- دولومیت‌های خیلی‌ریز تا ریزبلور درشرایط نزدیك به سطح زمین و در مراحل اولیهٔ دیاژنز، در پهنه‌های جزر و مدی تا کولاب تشکیل شده‌اند. وجود فابریك‌های پهنه جزرومدی، شواهد ژئوشیمیایی مبنی بر استوکیومتریك بودن این دولومیت‌ها، مقادیر زیاد Sr و مقادیر کم Fe و Mn، دلیلی بر تشکیل این نوع دولومیت در شرایط نزدیك 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 (۱۰۹۹تا ۲۵۳۷ پی‌پی‌ام) می‌تواند مرتبط با کانی‌شناسی آراگونیتی کربنات‌های اولیه باشد.
- دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور با توجه به افزایش اندازهٔ بلورها و داشتن Fe و Mn بیش‌تر و Sr کم‌تر نسبت به دولومیت‌های خیلی ریزتا ریزبلور، در مراحل اولیهٔ دیاژنز تدفینی کم‌عمق و با جانشینی کربنات‌ها و یا از تبلور دوبارهٔ 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

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

(افزایش شرایط احیایی) تشکیل شده‌اند. وجود این دولومیت‌ها در زمینهٔ دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور و همچنین وجود مراکز کدر با میزان Sr، Fe و Mn نزدیك به دولومیت‌های یاد شده، تأییدی بر تشکیل این دولومیت‌ها از دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور درنتیجهٔ فرآیند تبلوردوبارهٔ است.

- افزایش اندازهٔ بلورها و همچنین مقادیر کم Sr و مقادیر زیاد Fe و Mn در دولومیت‌های پرکنندهٔ حفره‌ها و شکستگی‌ها، می‌تواند دلیلی بر تشکیل آن‌ها درنتیجهٔ فرآیندهای دیاژنز تأخیری باشد. در این دولومیت‌ها، از حاشیه به‌سمت مرکز، اندازهٔ بلورها و مقادیر Fe و Mn افزایش می‌یابد که این خود دلیلی بر افزایش شرایط احیایی درطی تشکیل این دولومیت‌ها است.
- دولومیت‌های زین‌اسبی یا بی‌تناسب با سطوح بلوری خمیده، تنها دریکی از برش‌ها (برش نجف‌آباد) مشاهده شده‌اند. از آن‌جاکه سنگ‌های این برش به‌شدت تکتونیزه‌اند، بنا بر این، این دولومیت‌ها در نتیجهٔ 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.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

10. W. A. Deer, R. A. Howie, J. Zussman, "An Introduction to the Rock-Forming Minerals", Addison- Wesly 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/ پریود کرتاسه*، جزوهٔ درسی برای دانشجویان دانشکدهٔ علوم‌زمین 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", Geoscince 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، آرین‌زمین(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 Scince 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).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

25. R. Kretz, "A model for the distribution of trace elements between calcite and dolomite", Geochimia.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), Southestern 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, "Petrograpic and geochemical critera for recognition of unaltered cold water and diaganetically 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 Mealst. Cleveland, Ohio (1958) 174-186.

37. H. G. Machel, "Recrystallization versus neomorphism, and theconcept 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).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

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، *پتروژنز و ترکیب دولومیت کرتاسه شهمیرزاد*، البرز مرکزی، مجلهٔ علوم دانشگاه تهران، ۳۴، ۱(۱۳۸۷) ۲۳-۶۰.

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.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]