



Petrography and Geochemistry of Dolomite in the Shotori Formation, Kazemabad Mine, Northwest Kerman

Roya Mozafarinia¹, Hamed Zand-Moghadam^{2*}, Hoda Bavi³ and Rahim Nasiri⁴

1- M.Sc. Student. Dept. of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

2- Assoc. Prof., Dept. of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

3- Visiting Lecturer., Dept. of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

4- Head of Exploration, Mamradco Lime and Dolomite Calcination Plant, Kerman, Iran

ARTICLE INFO	ABSTRACT
Article type: Original Research	The Kazem-Abad dolomite mine (Nw Kerman) is one of the important dolomite mines in the region. The dolomitic rocks of this mine comprise carbonate deposits of the Middle Triassic Shotori Formation. Petrographic and geochemical investigations of the studied dolomites reveal considerable variations in texture, crystal size, and chemical composition. Based on petrographic studies, three main dolomite types were identified, including fine-crystalline, medium-crystalline, and coarse-crystalline dolomites. The coarse-crystalline dolomites exhibit greater textural diversity and occur extensively as pervasive, pore-filling, and vein-filling dolomite. The fine-crystalline dolomites preserve part of the original depositional fabrics and are likely indicative of the early stages of dolomitization, whereas the medium-crystalline and particularly the coarse-crystalline dolomites are characterized by destruction of the primary fabrics, crystal growth, and extensive recrystallization, suggesting more advanced stages of diagenesis. Geochemical relationships among major, minor, and trace elements indicate that the fine-crystalline dolomites were predominantly formed under the influence of early marine and brine fluids, whereas the medium-crystalline dolomites show stronger evidence for the influx and influence of basinal diagenetic fluids. The coarse-crystalline dolomites exhibit the strongest geochemical evidence for advanced recrystallization and the influence of metal-rich fluids. The depletion of elements indicative of early fluids, such as Sr, Na, and Ba, together with the relative enrichment of metallic elements, including Fe, Cu, Zn, Ni, and Pb, indicates substantial modification of the original chemical composition during recrystallization in the late stages of diagenesis.
Article history: Received: 2026 August 14 Accepted: 2026 October 25	
Keywords: Dolomite Shotori Formation Petrography Geochemistry NW Kerman	

DOI: 10.22084/psj.2026.33255.1506

Corresponding author: Hamed Zand-Moghadam, **E-mail:** zand1883@uk.ac.ir

Cite this article: Roya Mozafarinia, Hamed Zand-Moghadam, Hoda Bavi and Rahim Nasiri (2026). Petrography and Geochemistry of Dolomite in the Shotori Formation, Kazemabad Mine, Northwest Kerman, Applied Sedimentology, Vol. 14, No. 27, pp: 250-274.



Journal of Applied Sedimentology by Bu-Ali Sina University Press is licensed under CC BY-NC 4.0

Web Site: <https://psj.basu.ac.ir> **E-mail:** nfag@basu.ac.ir

Extended Abstract Introduction

The Shotori Formation is the classic dolomitic unit of the Middle Triassic (and locally earliest Late Triassic) of Central Iran, exposed in the Tabas, Kalmard and northern Kerman regions (Aghanabati, 1988). In the Kalmard reference section near Tabas it reaches about 820 m of mostly medium- to thick-bedded dolomite (Rahimi et al., 2016). Previous work in the studied area was limited to geological mapping and mining exploration reports, and no systematic petrographic–geochemical study of the Shotori dolomites existed for the Kazemabad area. The Kazemabad dolomite mine lies about 37 km northwest of Kerman within the Zarand 1:100,000 geological map sheet (Vaheti Daneshmand et al., 1974). The measured section here is 140 m thick and strongly tectonized. The lower contact is concealed under Quaternary alluvium, while the upper contact is faulted against grey to green sandstones and shales tentatively assigned to the Late Triassic Nayband Formation. The lithology is dominantly thin- to thick-bedded dolomite with minor thin argillaceous interbeds; intense dissolution features and skins suggest substantial fluid flow through fault zones. A thin (up to 10 m) unfossiliferous white micritic limestone at the top, laterally attenuated by faulting, is tentatively correlated with the Espahak limestone. The aim of this study is a petrographic and geochemical analysis of these dolomites to constrain the factors controlling their formation.

Materials and Methods

A total of 45 samples were collected at approximately regular intervals from the 143 m measured carbonate succession. All samples were prepared as thin sections and examined by polarizing microscopy at Shahid Bahonar University of Kerman. To distinguish dolomite from calcite and to identify ferroan varieties, thin sections were stained with Alizarin Red S and Alizarin Red S–potassium ferricyanide following Dickson

(1965). Textural classification followed Sibley and Gregg (1987) and Mazzullo (1992). Selected samples were studied by cathodoluminescence at Ferdowsi University of Mashhad, based on the principles of Boggs and Krinsley. Thirty-eight samples were analyzed by XRF and ICP-MS at the Zarazma laboratory (Kerman) for major, minor and trace elements (Ca, Mg, Fe, Mn, Na, Sr, Ba, Cu, Zn, Pb, Ni, Co, plus Ce and Eu as rare earth representatives), and six representative samples were examined by XRD to identify major and minor mineral phases and to integrate mineralogical and geochemical data.

Discussion and Results

Petrography, Mineralogy and Geochemistry

Dolomite types. Three principal dolomite groups occur: fine-, medium- and coarse-crystalline; the coarse-crystalline group is the most diverse, comprising pervasive, vug-filling, vein-filling and saddle dolomites. Fine-crystalline dolomites (about 50% of the studied sections) have 10–40 μm crystals (average 20 μm) with a unimodal planar-s mosaic fabric (Mazzullo, 1992) and locally idiotopic-to-hypidiotopic fabrics (Sibley and Gregg, 1987). Ghost textures of intraclasts and peloids indicate partial to complete preservation of the primary fabric. CL is uniformly dull to very dull; dolomite-lined voids show dull rims with clearer cores. A network of microfractures and stylolites is filled by iron oxides, organic matter, and several vein generations (iron-oxide, siliceous, ferroan dolomite and late calcite veins). Porosity is mainly intercrystalline plus small dissolution vugs partly filled by blocky cement. XRD shows mostly dolomite with minor residual calcite in sample D2 (incomplete dolomitization) and essentially pure dolomite plus trace quartz in sample D3. Medium-crystalline dolomites show planar mosaics of tightly interlocked, subhedral-to-euhedral crystals with progressive loss of primary fabrics, dull-to-dead CL with

selective bright zones along crystal boundaries and microfractures, and decreasing Na contents, consistent with recrystallization under shallow-to-moderate burial.

Coarse-crystalline dolomites display three subtypes: (a) matrix dolomite with irregular xenotopic, non-planar-a fabrics and patchy inhomogeneous CL; (b) vein-filling dolomite, mostly xenotopic, cross-cutting the rock with exclusively bright red CL confined to veins; and (c) vug-filling dolomite with geodic fabrics showing an ordered sequence of euhedral idiotopic rims, hypidiotopic mid-zones, xenotopic cores and terminal siliceous cement, together with oscillatory zoning (bright rims, dull-to-dead cores). Dissolution vugs demonstrate that dolomitization was not exclusively a closed, volume-for-volume replacement process.

Geochemistry. In fine-crystalline dolomites ($n = 9$), Mg ranges 106,996–129,634 ppm and Ca 21,308–213,223 ppm; Fe (1,795–23,558 ppm) and Mn (3–19,870 ppm) dominate the trace suite; Na (199–575 ppm) and Sr (2.65–8.12 ppm) are comparatively high relative to later generations, and Ba, Zn, Pb, Cu, Ni, Co, Ce and Eu are low. The strongest correlations are negative Fe–Mn ($r = -0.859$), Eu–Ni ($r = -0.821$) and Na–Co ($r = -0.636$); notable positive correlations include Eu–Mn ($r = 0.672$), Mg–Sr ($r = 0.661$) and Ba–Sr ($r = 0.657$).

In medium-crystalline dolomites ($n = 6$), Mg is 58,986–129,191 ppm, Ca 21,493–213,082 ppm, Fe 2,229–14,814 ppm and Mn 3,462–17,738 ppm. Strong negative correlations include Cu–Mn ($r = -0.958$), Fe–Mn ($r = -0.956$), Ba–Sr ($r = -0.896$) and Sr–Eu ($r = -0.812$); strong positive ones include Fe–Cu ($r = 0.936$), Fe–Co ($r = 0.836$) and Sr–Ni ($r = 0.814$).

In coarse-crystalline dolomites ($n = 8$), Mg is 12,895–129,613 ppm, Ca 211,365–214,367 ppm, Fe 2,041–11,913 ppm and Mn 5,877–19,831 ppm. Strongest positive correlations are Fe–Cu ($r = 0.953$), Ba–Na ($r = 0.874$) and

Zn–Pb ($r = 0.785$); strongest negative ones are Mg–Ba ($r = -0.924$), Mg–Na ($r = -0.912$) and Ca–Sr ($r = -0.772$). Across all groups, negative Ca–Sr and Ca–Co correlations reflect progressive exclusion of these cations as the dolomite lattice became more stoichiometrically ordered, whereas Ca–Ba and Ca–Pb affinities in coarse types point to redistribution during advanced rock–fluid interaction.

Discussion and Proposed Dolomitization Model

The combined petrographic, CL, mineralogical and geochemical evidence indicates that the Shotori dolomites record a multistage history of early dolomitization, recrystallization and late diagenetic interaction rather than a single event. Fine-crystalline dolomites preserving primary fabrics represent early replacement of lime muds by seawater-derived fluids; lacking syndepositional evaporites, near-synchronous replacement is considered the most likely mechanism, with sabkha/evaporative-pump models only a possibility. Increasing crystal size and loss of earlier textures record recrystallization during burial; as Land (1985) emphasized, early poorly ordered dolomites progressively gain crystal size, stoichiometry and lattice order during thermodynamic stabilization. Coarse-crystalline types reflect late diagenesis: matrix dolomites record neomorphic recrystallization at higher temperatures (elemental correlations alone do not prove deep hydrothermal fluids); vein dolomites provide direct evidence of a late (possibly Mg-rich) fluid in tectonic fractures; and geodic vug cements record stage-wise growth with evolving Fe/Mn ratios. CL variations reflect changing Eh and Mn^{2+}/Fe^{2+} contents, though luminescence cannot be tied linearly to a single variable (Machel, 1985). Three vein generations indicate alternating fracturing and cementation, but not necessarily three distinct fluids; isotope and fluid-inclusion data would be needed to confirm independent sources. Authigenic

quartz in vug cores marks the final porosity-occluding event, explicable by local silica saturation during late burial without an external siliceous fluid system.

Proposed dolomitization model. Stage 1: fine-crystalline planar mosaic dolomite with preserved primary fabrics, dull red–orange CL and marine-type geochemistry (high Mg, Sr, Na) — early near-synchronous replacement by seawater-derived fluids. Stage 2: medium-crystalline interlocked subhedral-to-euhedral mosaics, dull-to-dead CL, declining Na — recrystallization during shallow-to-moderate burial under more reducing fluids. Stage 3: coarse-crystalline matrix, vein-filling and vug-filling dolomites with xenotopic fabrics, patchy to bright-red CL and strong elemental fractionation — late diagenetic–tectonic cementation and cavity filling during terminal burial.

Conclusions

The results derived from the petrographic, geochemical, and textural evaluations of the dolomites in the Shotori Formation within the Kazemabad mine area indicate that the dolomitization process of the Shotori Formation in the studied area was not a single event, but rather the result of a multistage diagenetic evolution ranging from shallow evaporative conditions to late burial and tectonic regimes. The diversity of crystal sizes

(fine-, medium-, and coarse-crystalline) reflects the evolutionary pathway from early dolomitization to successive recrystallizations and the thermodynamic stabilization of the dolomite lattice during burial stages. Cathodoluminescence behavior and zoning of vug-filling crystals indicate chemical fluctuations, particularly in the distribution of activating (manganese) and quenching (iron) elements, as well as Eh–pH conditions of pore fluids during crystal growth. Major and trace element geochemical relationships show that recrystallization and water-rock interaction have readjusted the initial geochemical compositions, and incompatible elements have been expelled from the dolomite lattice with increasing structural order. Multiple generations of veins indicate a history of intermittent fracturing caused by tectonic events; however, proving the different origins of their fluids requires complementary isotopic and fluid inclusion microthermometric evaluations. Furthermore, the presence of quartz in the core of vugs may indicate the final pore-clogging event following dolomitite cementation, reflecting changes in local physicochemical conditions during the final burial stages.



پتروگرافی و ژئوشیمی دولومیت‌های سازند شتری در معدن کاظم‌آباد، شمال غرب کرمان

رویا مظفری‌نیا^۱، حامد زندمقدم^{۲*}، هدا باوی^۳ و رحیم نصیری^۴

۱- دانشجوی کارشناسی‌ارشد زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

۳- استاد مدعو گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

۴- رئیس اکتشافات کارخانه پخت آهک و دولومیت مرادکو، کرمان، ایران

اطلاعات مقاله	چکیده
نوع مقاله: مقاله پژوهشی	معدن دولومیت کاظم‌آباد واقع در شمال غرب کرمان یکی از معادن مهم دولومیتی در منطقه به شمار می‌رود. سنگ‌های دولومیتی این معدن شامل نهشته‌های کربناته سازند شتری به سن تریاس میانی هستند که از کیفیت مناسب اما متفاوتی برای فراوری (پخت) برخوردار هستند. مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی دولومیت‌های مورد مطالعه، تنوع قابل توجهی در بافت، اندازه بلور و ترکیب شیمیایی را نشان می‌دهد. بر اساس مطالعات پتروگرافی، سه نوع اصلی دولومیت شامل ریزبلور، متوسط بلور و درشت بلور شناسایی شد که دولومیت‌های درشت بلور از تنوع بیشتری برخوردار بوده و به صورت فراگیر، حفره پرکن و رگه پرکن مشاهده می‌شوند. دولومیت‌های ریزبلور با حفظ بخشی از بافت‌های اولیه، احتمالاً نشان‌دهنده مراحل اولیه دولومیتی‌شدن هستند، درحالی‌که دولومیت‌های متوسط و به‌ویژه درشت بلور، با تخریب بافت اولیه، رشد بلورها و تبلور مجدد گسترده، بیانگر مراحل پیشرفته‌تر دیاژنز هستند. بررسی روابط ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب نشان می‌دهد که دولومیت‌های ریزبلور عمدتاً تحت تأثیر سیالات اولیه دریایی و شورابه‌ای تشکیل شده‌اند، درحالی‌که در دولومیت‌های متوسط بلور، شواهد بیشتری از ورود و تأثیر سیالات دیاژنزی حوضه‌ای مشاهده می‌شود. دولومیت‌های درشت بلور بیشترین شواهد ژئوشیمیایی از تبلور مجدد پیشرفته و تأثیر سیالات غنی از فلزات را نشان می‌دهند؛ به‌گونه‌ای که کاهش عناصر شاخص سیالات اولیه مانند Na، Sr و Ba و افزایش نسبی عناصر فلزی نظیر Fe، Cu، Zn و Ni و Pb، بیانگر تبلور مجدد قابل توجه ترکیب شیمیایی در مراحل پایانی دیاژنز است.
کلیدواژه‌ها:	
دولومیت	
سازند شتری	
پتروگرافی	
ژئوشیمی	
شمال غرب کرمان	

DOI: 10.22084/psj.2026.33255.1506

* نویسنده مسئول: حامد زندمقدم، E-mail: zand1883@uk.ac.ir

استناد: رویا مظفری‌نیا، حامد زندمقدم، هدا باوی و رحیم نصیری (۱۴۰۵). پتروگرافی و ژئوشیمی دولومیت‌های سازند شتری در معدن کاظم‌آباد،

شمال غرب کرمان، رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۱۴، شماره ۲۷، صفحه ۲۵۰ تا ۲۷۴.

این نشریه علمی رایگان است و حق مالکیت فکری خود را براساس لایسنس کرییتیو کامنز (CC BY-NC 4.0) به نویسندگان واگذار کرده است.

آدرس وبسایت نشریه: <https://psj.basu.ac.ir> ایمیل نشریه: nfag@basu.ac.ir

۱- پیشگفتار

سازند شتری در مناطق مختلف ایران مرکزی (مانند طبس و کلمرد) و شمال استان کرمان رخمون دارد و در فرهنگ چینه‌شناسی ایران به عنوان یک واحد دولومیتی شناخته می‌شود. این سازند بر اساس داده‌های چینه‌شناسی به سن تریاس میانی و بعضاً تا اوایل تریاس پسین نسبت داده می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۸). تاکنون پژوهش‌های انجام‌شده در این ناحیه مورد مطالعه محدود به نقشه‌برداری زمین‌شناسی و گزارش‌های اکتشافی معدن بوده و بررسی پتروگرافی و ژئوشیمیایی دولومیت‌های سازند شتری در این منطقه به طور نظام‌مند صورت نگرفته است. اما با توجه به مطالعات انجام شده در مجموع پنج گروه دولومیتی شامل دولومیت‌های ریزبلور، دولومیت‌های متوسط بلور، دولومیت‌های درشت بلور، دولومیت‌های درشت بلور رگه پرکن و درشت بلور حفره پرکن شناسایی شدند، از آنجا که مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی دولومیت‌ها ابزار مهمی برای تفکیک و تفسیر شرایط دولومیتی‌شدن و فرآیندهای دیاژنتیکی است (لی و همکاران، ۲۰۲۳؛ لی و همکاران، ۲۰۲۲)، لذا هدف از پژوهش حاضر، تحلیل ژئوشیمیایی و پتروگرافی دولومیت‌های محدوده معدن کاظم‌آباد جهت ارائه تفسیر دقیق از عوامل موثر بر تشکیل آن‌هاست.

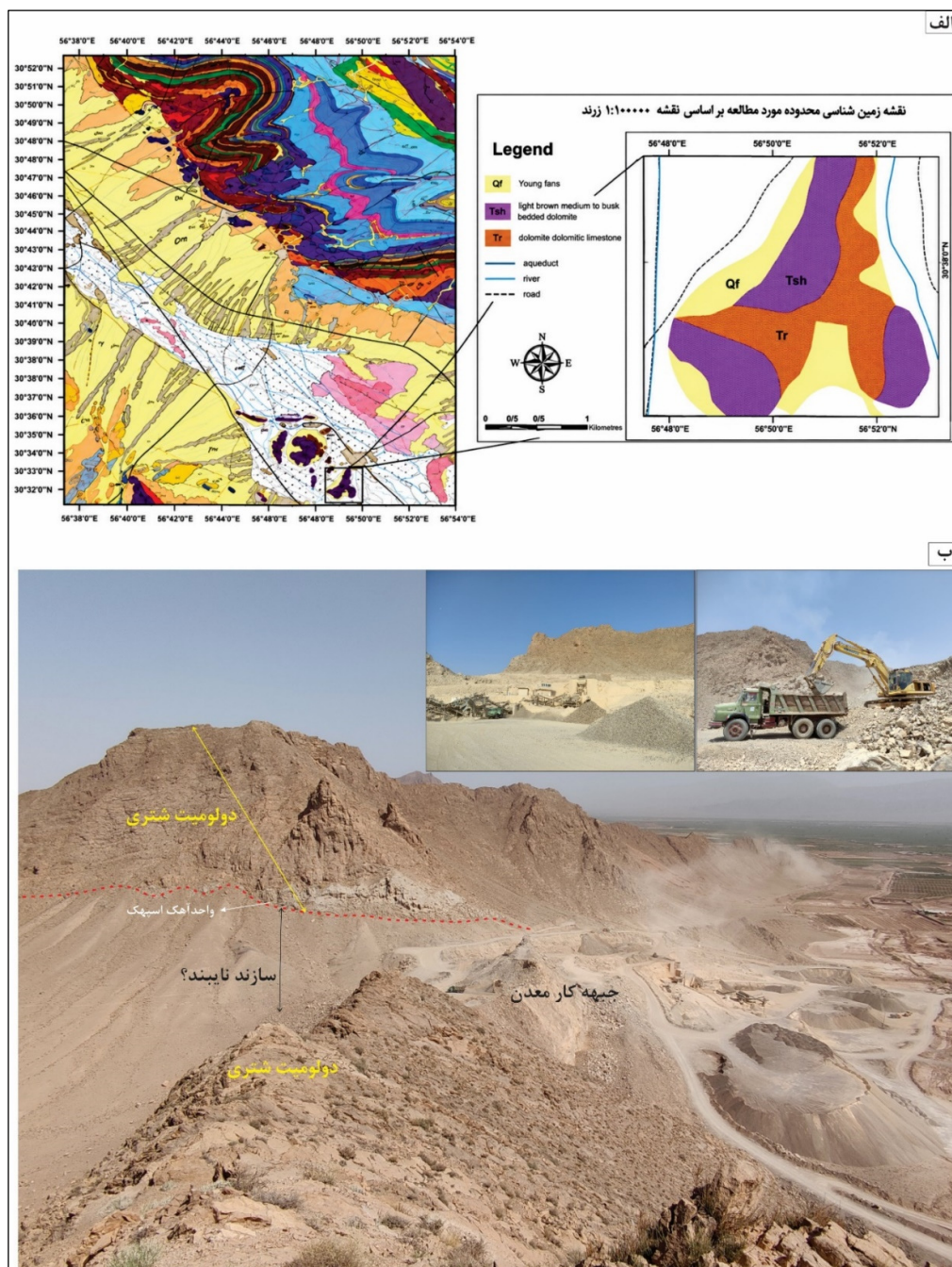
۲- مواد و روش‌ها

به منظور دستیابی به اهداف پژوهش و بررسی ویژگی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی دولومیت‌های سازند شتری در محدوده معدن کاظم‌آباد، ابتدا توالی مورد نظر در معدن مورد پیمایش و نمونه‌برداری قرار گرفت. در راستای مطالعات صحرایی، از ضخامت ۱۴۳ متر اندازه‌گیری شده تعداد ۴۵ نمونه از توالی کربناته مورد مطالعه با فواصل تقریباً یکسانی برداشت شد. در مرحله آزمایشگاهی، از تمامی نمونه‌های برداشته شده، مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه گردید و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان در دانشگاه شهید باهنر کرمان مورد مطالعه پتروگرافی قرار گرفتند. جهت تفکیک دقیق دولومیت از کلسیت و همچنین شناسایی و تمایز دولومیت‌های آهن‌دار و بدون آهن، مقاطع نازک با استفاده از محلول آلیزارین قرمز و مخلوط آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به روش دیکسون (۱۹۶۵) رنگ‌آمیزی شدند. در توصیف بافتی و تفکیک انواع دولومیت‌ها، شاخص‌های اصلی طبقه‌بندی بافتی سیبلی و

گرگ (۱۹۸۷) و مازالو (۱۹۹۲) مبنای کار قرار گرفت. به منظور بررسی‌های دقیق‌تر مطالعات پتروگرافی و فرایند های دیاژنتیکی، مطالعات کاتدولومینسانس بر اساس اصول ارائه شده توسط باگز و کرینسل (۱۳۸۹) روی نمونه‌های منتخب در دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد. به‌منظور تعیین ترکیب شیمیایی نمونه‌ها، تعداد ۳۸ نمونه به روش XRF و ICP-MS در آزمایشگاه زرآما کرمان آنالیز شد. در این مرحله، عناصر اصلی و فرعی مورد نیاز برای تفسیر ژئوشیمیایی دولومیت‌ها اندازه‌گیری و داده‌های حاصل برای بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی و ارزیابی ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌ها به کار گرفته شد. همچنین، تعداد ۶ نمونه منتخب برای بررسی کانی‌شناسی توسط دستگاه پراش اشعه ایکس (XRD) در آزمایشگاه زرآما کرمان مورد بررسی قرار گرفت. این آنالیز با هدف شناسایی فازهای کانی‌شناسی اصلی و فرعی، تعیین حضور دولومیت و کلسیت و بررسی ناخالصی‌های احتمالی جهت ارتباط هر چه بهتر داده‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی انجام شد.

۳- چینه‌سنگی برش مورد مطالعه

بر اساس نقشه زمین‌شناسی منطقه زرنند با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (وحدتی دانشمند و همکاران، ۱۳۷۴)، رخمون‌های سنگی در ناحیه زرنند از نظر سنی، گستره وسیعی را از دوران پرکامبرین تا رسوبات کواترنر شامل می‌شوند. از دیدگاه چینه‌شناسی، این واحدها به ۲۱ سازند مختلف تقسیم‌بندی شده‌اند. در این میان، توالی‌های کربناته سازند شتری با سن تریاس میانی، به عنوان یکی از واحدهای اصلی و گسترده در منطقه مورد مطالعه (معدن کاظم‌آباد) شناسایی شده است. معدن دولومیت کاظم‌آباد واقع در ۳۷ کیلومتری شمال‌غرب کرمان از گسترش چشمگیری برخوردار است و جهت بهره‌برداری استخراج می‌شود (شکل ۱). سازند شتری یکی از شاخص‌ترین واحدهای کربناته در پهنه تریاس میانی ایران مرکزی است. در برش الگوی این سازند (کمر زرک)، ضخامت این واحد حدود ۸۲۰ متر گزارش شده است که عمدتاً از لایه‌های ضخیم و گسترده دولومیت تشکیل شده است. به منظور بررسی دقیق‌تر، برش چینه‌شناسی در محدوده معدن کاظم‌آباد که به شدت تکتونیزه نیز شده است، به ضخامت ۱۴۰ متر برداشت و نمونه‌برداری از واحدهای چینه سنگی آن انجام گرفت.



شکل ۱. الف) جایگاه زمین‌شناسی معدن دولومیت کاظم‌آباد در نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ زرند (وحدتی دانشمند و همکاران، ۱۳۷۴) و ب) نمای صحرایی از قسمت‌های مختلف معدن دولومیت کاظم‌آباد و واحدهای سنگی اطراف آن. توجه شود که واحد دولومیتی به علت سیستم گسلی منطقه تکرار شده‌اند.

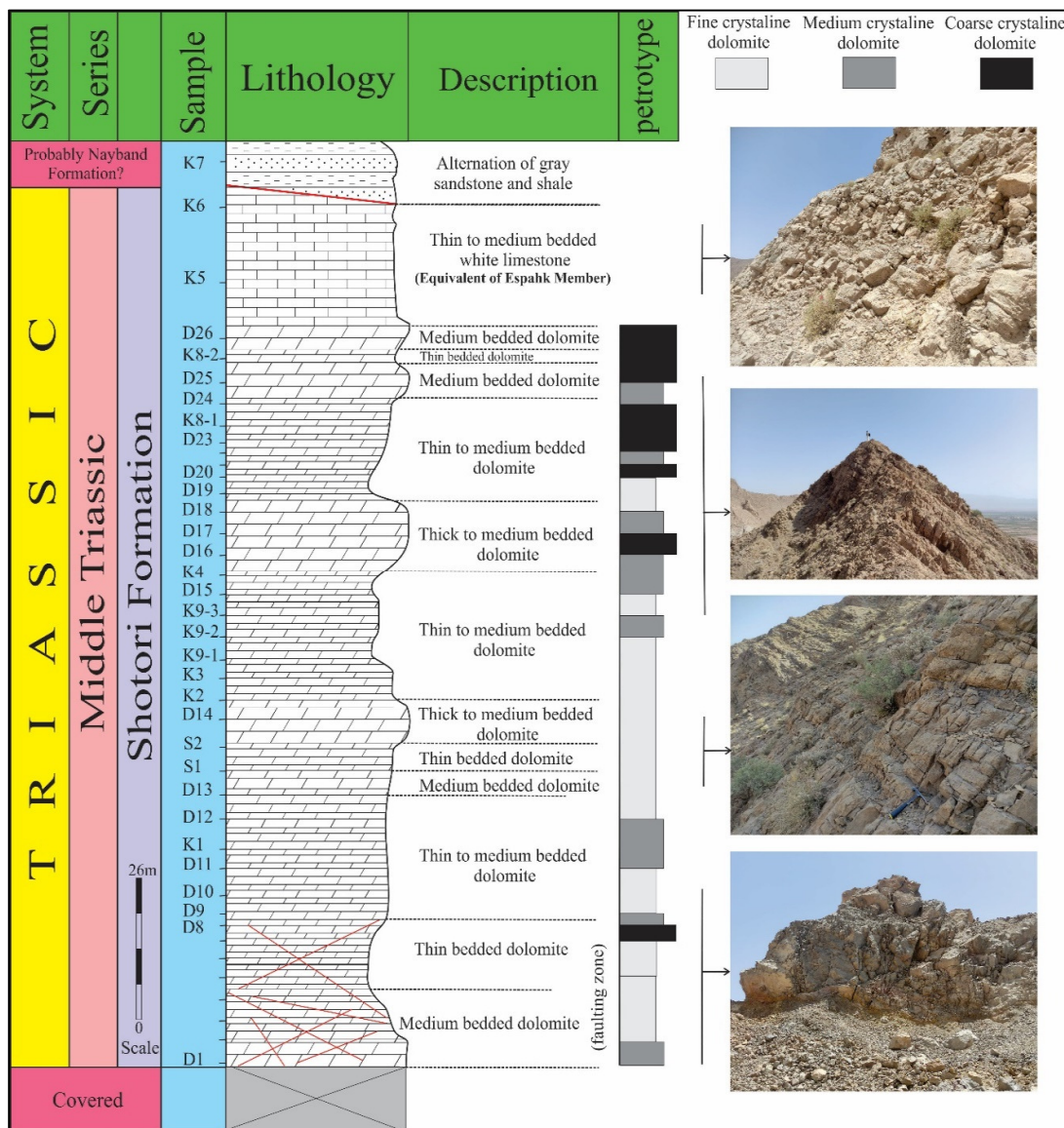
Fig. 1. (A) Geological setting of the Kazemabad dolomite mine based on the 1:100,000 Zarand geological map (Vahdati-Daneshmand et al., 1995). (B) Field view of the Kazemabad dolomite mine and surrounding lithological units. Note the repetition of the dolomite unit caused by the regional faulting system.

قرار گرفته است. لازم به ذکر است که تناوب ماسه‌سنگ و شیل به طور اندک رخمون دارند و در اغلب قسمت‌ها توسط رسوبات واریزه‌ای پوشیده شده است. لیتولوژی غالب این سازند در منطقه مورد مطالعه (کاظم‌آباد) دولومیتی با لایه‌بندی‌های نازک تا ضخیم است که بعضاً در بین آن‌ها

سازند شتری در ناحیه مورد مطالعه دارای مرز زیرین نامشخص (پوشیده شده با نهشته‌های آبرفتی عهد حاضر) و مرز بالایی آن نیز به صورت گسله بوده که به طور مشخص و ناگهانی در زیر ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های خاکستری تا سبز رنگ احتمالاً مربوط به سازند نابیند به سن تریاس بالایی

فسیلی مشاهده می‌شود که حداکثر ضخامت آن ۱۰ متر اندازه‌گیری شده است که می‌تواند معادل آهک اسپهک در نظر گرفته شود. این واحد سنگی به طور جانبی تحت تأثیر سیستم گسله منطقه قرار گرفته و به طور جانبی از ضخامت آن کاسته می‌شود و در برخی نقاط کاملاً حذف شده است (شکل‌های ۱ و ۲).

میان لایه‌های نازک گل‌سنگی مشاهده می‌شود. در بخش‌های زیادی از توالی، دولومیت‌ها دارای آثار انحلال شدید و فرسایش‌های پوست فسیلی بوده که منعکس کننده تأثیر جریان سیالات در شکاف‌ها و خلل و فرج‌های این زون گسله است. در قسمت‌های انتهایی سازند شتری، توالی نازک تا متوسط لایه آهک میکریتی سفید رنگ و فاقد



شکل ۲. ستون چینه‌شناسی همراه با تصاویر صحرایی و انواع دولومیت‌های شناسایی شده در برش مورد مطالعه
 Fig. 2. Stratigraphic column accompanied by field photographs and identified dolomite types in the studied section

و گسترش بیشتری برخوردار هستند به طوری که دولومیت‌های درشت‌بلور خود به صورت فراگیر، حفره پرکن، رگه پرکن و زین‌اسبی (سدل) مشاهده می‌شوند. در ادامه هر یک از گروه دولومیتی توصیف می‌شود.

۴- پتروگرافی دولومیت‌ها

مطالعات پتروگرافی نشان‌دهنده سه نوع اصلی دولومیت ریزبلور، متوسط‌بلور، درشت‌بلور در نهشته‌های مورد مطالعه است که از این میان آن‌ها دولومیت‌های درشت‌بلور از تنوع

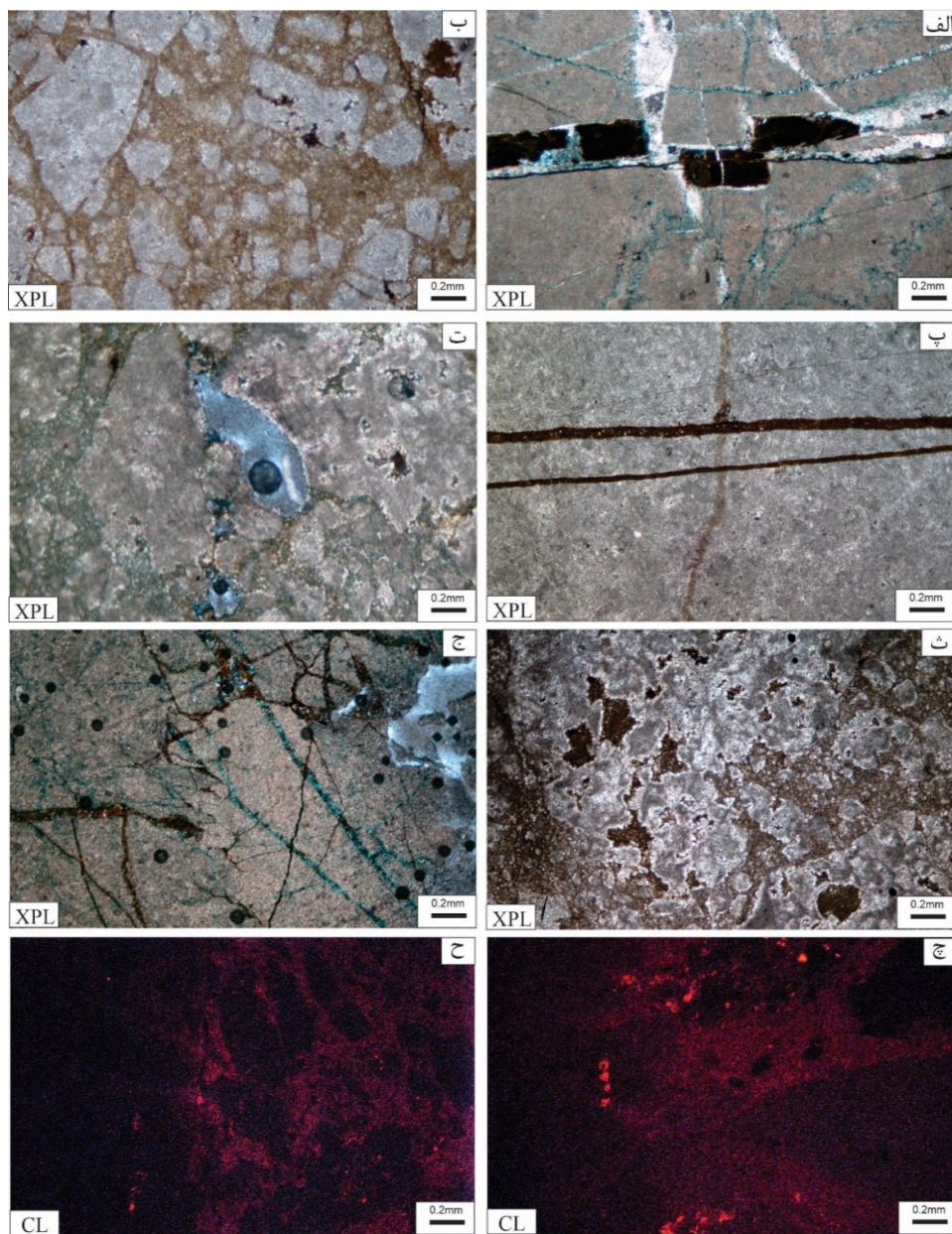
۴-۱- دولومیت‌های ریزبلور

توصیف: دارای اندازه بلور ۱۰ تا ۴۰ میکرومتر (میانگین ۲۰ میکرومتر) و بافت موزاییکی تک‌اندازه از نوع مسطح-نیمه‌خودشکل که این نوع بافت معادل بافت (Planar-s) مازالو (۱۹۹۲) با مرزهای بلوری صاف و مسطح هستند. در برخی مقاطع توزیع اندازه از نوع چنداندازه با رشد پیچیده و جانشینی نامنظم ماتریکس مشاهده می‌شود که معادل بافت ایدئوتوپیک تا هایپیدئوتوپیک سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) است (شکل ۳، تصویر ب و ث). این دولومیت‌ها عمدتاً متراکم و یکنواخت‌اند، اما در مواردی بافت‌های شبح‌وار^۱ از آلوم‌هایی مانند اینتراکلاست و پلوئید در زمینه دولومیتی قابل تشخیص است که بیانگر حفظ کامل تا جزئی بافت اولیه است (شکل ۳، تصاویر ت و ث ج). در بررسی با میکروسکوپ کاتدولومینسانس، دو نوع لومینسانس ضعیف و خیلی ضعیف (مات تا تیره) ثبت شد (شکل ۳، تصاویر ج و ح). در حفرات دولومیتی، بلورها حاشیه مات (ابری) و هسته‌های نسبتاً شفاف‌تر به سمت مرکز حفره نشان می‌دهند (شکل ۳، تصویر ت). مقاطع مورد مطالعه توسط شبکه‌ای از ریزشکستگی‌ها و درزه‌های فشردگی متقاطع پرشده از اکسیدهای آهن و مواد آلی قطع شده و چند نسل رگچه شامل رگه‌های پرشده از اکسید آهن (شکل ۳، تصاویر الف و پ و ج)، رگچه‌های سیلیسی، رگچه‌های دولومیت آهن‌دار و رگچه‌های کلسیتی تاخیری (شکل ۳، تصویر الف) قطع شده‌اند. تخلخل مشاهده شده عمدتاً از نوع بین‌بلوری^۲ و حفرات انحلالی کوچک پرشده یا نیمه‌پرشده با سیمان بلوری است (شکل ۳، تصویر ت). فراوانی نسبی این نوع دولومیت در مقاطع حدود ۵۰ درصد تخمین زده می‌شود که در ستون چینه سنگی قابل مشاهده است (شکل ۲). در ارتباط با کانی‌شناسی این دولومیت‌ها دو نمونه XRD انجام شد که نتایج پراش پرتوایکس نشان می‌دهد فاز اصلی نمونه D2 دولومیت با فرمول $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ است. در کنار دولومیت، مقدار کمی کلسیت و فازهای فرعی شامل موسکویت، کوارتز و کانی‌های رسی نیز شناسایی شد. حضور کلسیت باقی‌مانده بیانگر آن است که فرآیند دولومیتی‌شدن در این نمونه کامل نبوده و بخشی از کلسیت اولیه حفظ شده است. همچنین وجود کوارتز و موسکویت می‌تواند به ورود مواد آواری و سیلیکاته در طی فرآیند دیاژنز یا تشکیل این دولومیت‌ها مربوط باشد.

بنابراین، نمونه D2 از نظر کانی‌شناسی، یک دولومیت نسبتاً ناخالص با مقدار محدودی فازهای آواری و رسی است. همچنین در نمونه D3 نیز عمدتاً از دولومیت تشکیل شده و فاز اصلی آن با دولومیت استاندارد مطابقت دارد. در این نمونه، کلسیت به‌عنوان فاز فرعی مشاهده نشد و تنها کوارتز به‌صورت فاز جزئی شناسایی گردید؛ بنابراین، برخلاف نمونه D2، تقریباً تمام کلسیت اولیه در فرآیند دولومیتی‌شدن جایگزین شده است. نبود کانی‌های رسی و سیلیکاته فرعی، خلوص کانی‌شناسی بیشتر این نمونه را نشان می‌دهد. نتایج XRD با مشاهدات پتروگرافی دولومیت‌های ریزبلور مطابقت دارد. در نمونه D2، اگرچه دولومیت فاز اصلی است، حضور کلسیت، کوارتز، موسکویت و کانی‌های رسی نشان‌دهنده ناخالصی کانی‌شناسی و کامل نبودن فرآیند دولومیتی‌شدن است. در مقابل، نمونه D3 از خلوص بیشتری برخوردار بوده و عمدتاً از دولومیت به همراه مقدار کمی کوارتز تشکیل شده است (شکل ۸).

تفسیر: بافت موزاییکی planar-s ریزبلور تک‌اندازه همراه با حفظ شبح‌وار آلوم‌ها، نشان‌دهنده دولومیتی‌شدن زوددیاژنزی از سیالات با فوق‌اشباعیت بالا و نرخ هسته‌زایی زیاد در دمای پایین است (برای مثال ماچل و همکاران، ۲۰۰۰). هسته ابری و حاشیه روشن‌تر بلورها و لومینسانس مات تا تیره (کمبرود منیزیم و حضور آهن) از تغییرات ترکیب سیال دیاژنزی حکایت دارد. غالب بودن لومینسانس کدر ناشی از تبلور در مراحل اولیه دیاژنز و ورود یون‌های فرونشاننده آهن است، در حالی که پرشدگی ریزشکستگی‌ها توسط اکسیدهای آهن و درخشش روشن‌تر در امتداد آن‌ها، نشان‌دهنده جریان ثانویه سیالات تدفینی غنی از منگنز و رخداد فازهای متأخر اکسیداسیون و شکستگی است. تفاوت خلوص نمونه‌های D2 و D3 در XRD (حضور کلسیت باقی‌مانده در D2 در برابر نبود آن در D3) با ناهمگنی و کلسیت‌های باقی‌مانده قابل مشاهده در تصویر (ث) همخوانی دارد و نشان می‌دهد دولومیتی‌شدن در مقیاس میزبان ناهمگن و ناکامل بوده است. قطع شدن زمینه دولومیتی توسط رگچه‌های اکسید آهن، سیلیس، دولومیت آهن‌دار و کلسیت (تصاویر الف و پ) احتمالاً گویای چند رویداد دیاژنزی متأخر (تکتونیکی و تدفینی) پس از دولومیتی‌شدن اولیه است.

^۲ Intercrystalline^۱ Ghost textures



شکل ۳. الف) روابط قطع‌کنندگی رگچه‌های متقدم اکسید آهن (تیره) که توسط رگچه‌های کربناته و کلسیتی شفاف تاخیری و شبکه شکستگی‌های موین قطع و جابه‌جا شده‌اند (همه عکس‌ها در بزرگمایی 4X). ب) موزاییک متراکم تک‌اندازه (Unimodal) با مرزهای بلوری مسطح و نیمه‌خودشکل (Planar-s mosaic) در زمینه ماتریکس می‌باشد. پ) زمینه یکنواخت دولومیت ریزبلور که توسط دو رگه موازی حاوی اکسید آهن و رس در امتداد لایه‌بندی و یک شکستگی تاخیری متقاطع قطع شده است. ت) حفره انحلالی ثانویه پر شده با سیمان بلوری شفاف به همراه ادخال تیره‌رنگ باقی‌مانده در مرکز و تخلخل‌های بین‌بلوری موضعی است. ث) بافت موزاییکی چنداندازه و لکه‌ای به همراه بقایای شب‌وار آلوم‌های اولیه و تمرکز مواد تیره آلی که نشان‌دهنده حفظ نسبی بافت اولیه است. ج) زمینه متراکم دولومیکریتی متأثر از ریزشکستگی‌های متقاطع و درزهای فشردگی پر شده با اکسیدهای آهن و مواد کدراست. چ) تصویر کاتدولومینسانس همان مقطع نمایشگر درخشندگی زمینه قرمز-نارنجی کدر تا متوسط همراه با نقاط روشن‌تر در امتداد ریزشکستگی‌ها می‌باشد. ح) تصویر کاتدولومینسانس تابش ضعیف و کدر تا تقریباً خاموش قرمز مایل به قهوه‌ای به صورت یکنواخت و فاقد زون‌بندی است.

Fig. 3. (A) Cross-cutting relationships showing early dark Fe-oxide veins cut and offset by late clear carbonate-calcite veinlets and a microfracture network. (B) Dense, unimodal planar-s (subhedral) dolomite mosaic with straight crystal boundaries within a micritic-clayey matrix. (C) Uniform microcrystalline dolomite matrix intersected by parallel bedding-parallel Fe-oxide-stylolitic seams cut by a cross-cutting vertical fracture. (D) Secondary dissolution vug filled with clear blocky cement, retaining a central spherical relic grain-inclusion, surrounded by intercrystalline pore spaces. (E) Patchy polymodal replacement mosaic showing organic-Fe-rich mottling and faint relic allochem ghost textures, indicating partially fabric-preserving dolomitization. (F) Dense dolomitic matrix intersected by cross-cutting microfractures and pressure-solution seams filled with iron oxides and opaque matter. (G) Corresponding CL photomicrograph showing dull to moderate red-orange luminescence with localized brighter spots along microfractures (CL). (H) showing dull to non-luminescent (faint reddish-brown) and homogeneous (un-zoned) luminescence (CL).

۴-۲- دولومیت‌های متوسط بلور

توصیف: دامنه تغییرات اندازه دولومیت‌های متوسط بلور بین ۲۰ تا ۱۰۰ میکرومتر (میانگین ۸۰ میکرومتر) متغیر بوده و از رومبوند‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار که معادل بافت (planar-e تا planar-s) مازالو (۱۹۹۲) می‌باشد و به صورت درهم‌قفل شده^۲ که معادل بافت موزائیکی هم‌بعد^۴ سیبیلی و گرگ (۱۹۸۷) مشاهده می‌شوند. در بسیاری از بلورهای این نوع دولومیت، مرزهای مشترک بین بلوری مستقیم و مسطح به خوبی حفظ شده و دارای فابریک ایدیوتاپیک تا هیپیدیوتاپیک می‌باشند (شکل ۴، تصویر ب). در برخی از بلورهای خودشکل، زون‌بندی رشدی با الگوی هسته کدر و غنی از ادخال همراه با حاشیه بلوری شفاف و فاقد ادخال دیده می‌شود (شکل ۴، تصویر ت). فرایند جانشینی در بخش‌هایی از مقاطع به صورت لکه‌ای^۵ و ناهمگن رخ داده است، به طوری که بقایای تیره و شبح‌وار بافت اولیه در متن زمینه یا درون بلورها حفظ شده‌اند (شکل ۴، تصویر پ). همچنین در این نوع دولومیت، حفرات انحلالی ثانویه و فضاهای بین‌بلوری توسعه یافته‌اند که بخش‌هایی از آن‌ها با سیمان‌های دولومیتی مسدود و پر شده‌اند (شکل ۴، تصویر پ). علاوه بر این، رگچه‌ها و شکستگی‌های ممتد تیره‌رنگ حاوی اکسید آهن دیده می‌شوند که موزاییک بلورهای متقدم دولومیتی را به صورت مورب قطع کرده‌اند (شکل ۴، تصویر الف). در تصویر کاندولومینسانس، زمینه بلوری درخشندگی قرمز-نارنجی کم تا متوسط داشته و درخشش روشن به طور منتخب در امتداد یک شکستگی قطعی و در حاشیه و مرز بین‌بلوری برخی بلورها گسترش یافته است (شکل ۴، تصویر ج). فراوانی نسبی این نوع دولومیت در مقاطع حدود ۲۰ درصد تخمین زده می‌شود که در ستون چینه سنگی قابل مشاهده است (شکل ۲).

تفسیر: بدین ترتیب فابریک ایدیوتاپیک تا هیپیدیوتاپیک و غلبه بلورهای شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار با سطوح بلوری مسطح در دولومیت‌های متوسط بلور، نشان‌دهنده تبلور در شرایط دمایی نسبتاً پایین‌تر از دمای بحرانی بلورینگی، حدود ۵۰ تا ۶۰ درجه سانتی‌گراد و در محیط‌های تدفینی کم‌عمق تا متوسط با نرخ اشباع‌شدگی پایدار سیال است که با گزارش‌های دولومیت‌های مشابه در سایر حوضه‌ها

همخوانی دارد (برای مثال رحیمی و همکاران، ۲۰۱۶). وسعه زون‌بندی هسته کدر و حاشیه شفاف بیانگر رشد بلورهاست، به طوری که هسته در فاز ابتدایی با سرعت بیشتر و به دام افتادن ادخال‌های سیال یا ماده آلی شکل گرفته و حاشیه شفاف طی یک فاز دیاژنزی آرام‌تر و با سیالی رقیق‌تر و تمیزتر ته‌نشین شده است. حضور بافت‌های شبح‌وار حاکی از آن است که جانشینی گل آهکی اولیه به طور کامل ساختار رسوبی اولیه را محو نکرده است. گسترش حفرات انحلالی و به دنبال آن ته‌نشینی سیمان‌های دولومیتی در حفرات و رگچه‌ها، بیانگر گذر سنگ از فاز انحلال اسیدی تدفینی به فاز سیمان‌شدگی متأخر است. همچنین روابط قطع‌کنندگی رگچه‌های غنی از اکسید آهن، تحمیل تنش‌های تکتونیکی و فعالیت سیالات دیاژنزی متأخر پس از سیمان‌شدگی کامل موزاییک را تایید می‌کند. درخشندگی روشن محدود به شکستگی‌ها و مرزهای بلوری، سیالات متأخر غنی از منگنز در مراحل پایانی دیاژنز دارد (برای مثال، لی و همکاران، ۲۰۲۵)؛ در حالی که درخشندگی کدر تا متوسط زمینه، نشانه جانشینی اولیه با سیالات حاوی آهن بوده و حذف این یون در سیالات تاخیری، موجب درخشندگی حاشیه بلورها شده است.

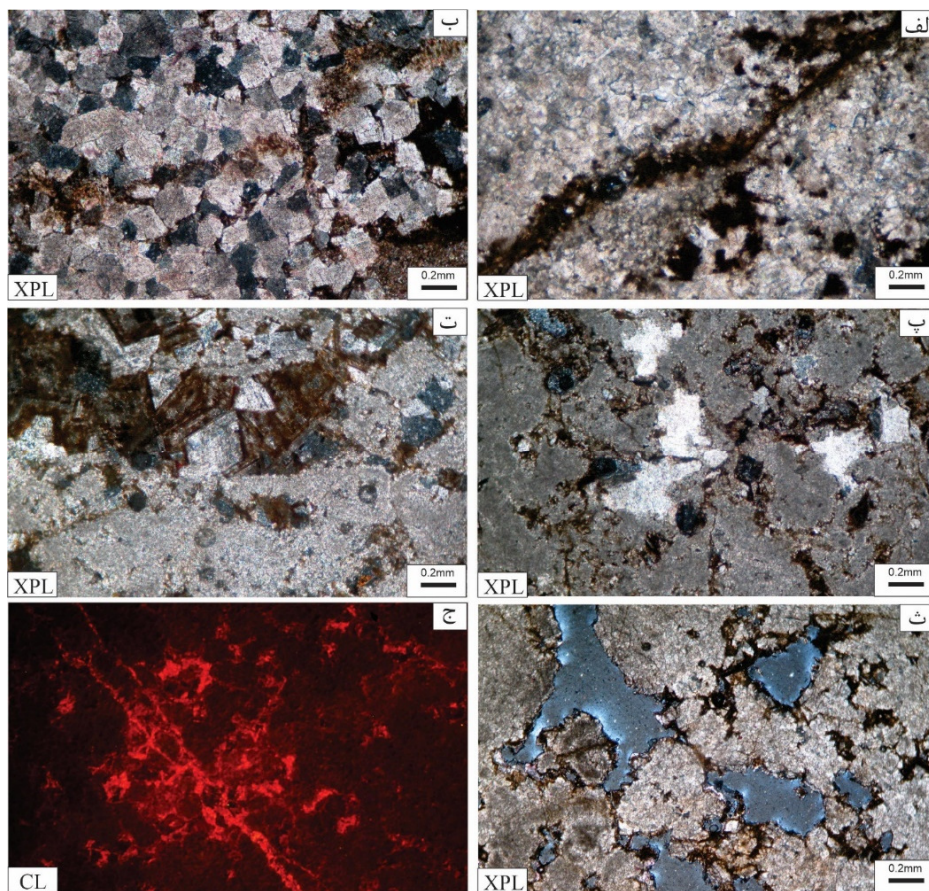
۴-۳- دولومیت‌های درشت بلور

توصیف: دامنه تغییرات اندازه دولومیت‌های درشت بلور بین ۱۰۰ تا ۴۰۰ میکرومتر (میانگین ۲۰۰ میکرومتر) متغیر است. این دولومیت‌ها به صورت فراگیر، با بلورهای متراکم و فشرده و اغلب با مرزهای غیرمسطح، مضرس و بی‌شکل که معادل بافت (Non-planar-a یا Xenotopic) (مازالو ۱۹۹۲؛ سیبیلی و گرگ ۱۹۸۷) تشکیل شده‌اند مشاهده می‌شوند (شکل ۵، تصویر الف). در این نوع دولومیت، ساختارها و آلوکم‌های سنگ اولیه به طور کامل محو شده و بافت اولیه قابل تشخیص نیست (شکل ۵، تصویر ث). بلورهای دولومیت اغلب ظاهری کدر و مه‌آلود ناشی از تراکم بالای ادخال‌ها نشان می‌دهند (شکل ۵، تصویر پ). در میان بلورها و در مرزهای تماسی، لکه‌ها و رسوبات تیره غنی از ماده آلی یا اکسیدهای آهن متمرکز شده‌اند (شکل ۵، تصویر ب). همچنین این دولومیت‌ها شامل حفرات انحلالی و فضاهای خالی برجا و بین‌بلوری هستند که در

^۵ patchy replacement^۲ interlocking Mosaics^۴ unimodal

فرمول CaCO_3 شناسایی شد. همچنین، موسکویت و ایلیت به‌عنوان یک فاز فرعی در الگوی پراش مشاهده گردید. غالب بودن فازهای دولومیت و کلسیت نشان می‌دهد که نمونه از ترکیبات کربناته تشکیل شده است؛ با این حال، حضور موسکویت و ایلیت بیانگر مقدار محدودی ناخالصی رسی و آواری است. بنابراین، K8-1 را می‌توان یک سنگ کربناته نسبتاً خالص، اما همراه با مقدار جزئی فاز رسی، در نظر گرفت. در نمونه K8-2، الگوی پراش پرتو ایکس تنها حضور دولومیت و کلسیت را نشان می‌دهد و هیچ‌گونه فاز سیلیکاته، آواری یا رسی مانند موسکویت، ایلیت و کوارتز شناسایی نشده است. این ویژگی نشان‌دهنده خلوص کانی‌شناسی بالاتر نمونه و غلبه ترکیبات کربناته است.

نمونه دستی نیز مشاهده می‌شوند و در حاشیه این حفرات، بلورهای رومبیک شکل‌دار با زون‌بندی مشخص رشد کرده‌اند (شکل ۵، تصویر ت). در مطالعات میکروسکوپ کاتدولومینسانس، دولومیت‌های درشت‌بلور لومینسانس نسبتاً قوی به رنگ قرمز تا نارنجی نشان می‌دهند (شکل ۵، تصویر ج). فراوانی نسبی این نوع دولومیت در مقاطع حدود ۳۰ درصد تخمین زده می‌شود که در ستون چینه سنگی قابل مشاهده است (شکل ۲). در ارتباط با کانی‌شناسی دولومیت‌های درشت‌بلور نیز در بخش کانی‌شناسی دو نمونه منتخب داریم که نتایج XRD نشان می‌دهد که نمونه K8-1 عمدتاً از دولومیت و کلسیت تشکیل شده است. دولومیت، به‌عنوان فاز اصلی، با ترکیب $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ و کلسیت با

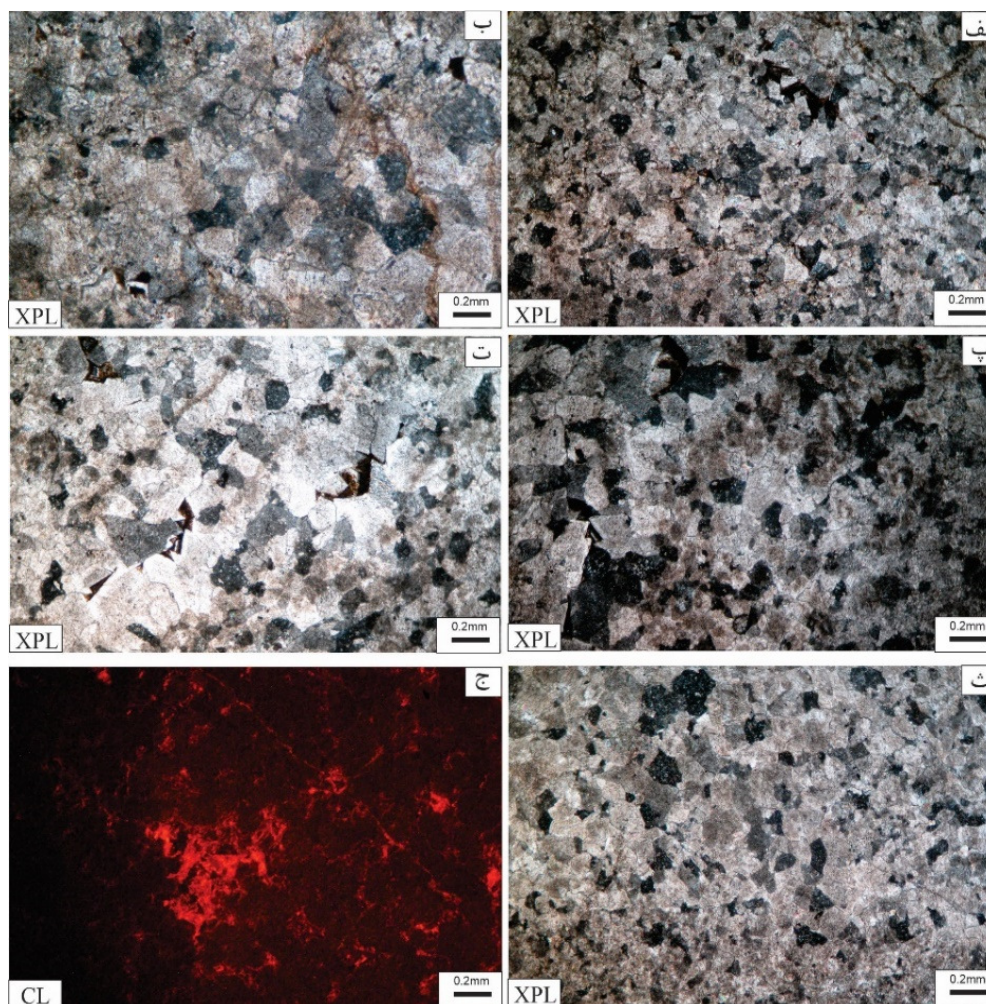


شکل ۴. الف) رگچه ممتد تیره و غنی از اکسید آهن که موزاییک درهم‌قفل‌شده دولومیت‌های متقدم را به صورت مورب قطع کرده است. ب) موزاییک متراکم و هم‌اندازه (Unimodal) متشکل از بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دولومیت با مرزهای مسطح و مستقیم است. پ) جانشینی ناهمگن و لکه‌ای همراه با حفظ بقایای کدر و محو بافت اولیه سنگ (Ghost textures) در زمینه می‌باشد. ت) زون‌بندی رشدی بلورها رومبوندراهای خودشکل دولومیت با ساختار زون‌بندی مشخص شامل هسته کدر و اداخل‌دار و حاشیه شفاف است. ث) حفرات انحلالی ثانویه و فضاهای متخلخل به همراه پرشدگی و سیمان‌شدگی جزئی توسط دولومیت می‌باشد. ج) درخشندگی قرمز و نارنجی کدر تا متوسط زمینه با درخشش روشن منتخب در امتداد شکستگی قطری و مرزهای بین‌بلوری می‌باشد.

Fig. 4. (A) Continuous dark, Fe-oxide-rich veinlet diagonally cross-cutting the pre-existing interlocking dolomite mosaic. (B) Dense, unimodal mosaic composed of planar-e (euhedral) to planar-s (subhedral) dolomite crystals with planar intercrystalline boundaries. (C) Heterogeneous patchy replacement preserving faint, dark relic ghost textures of precursor components. (D) Euhedral dolomite rhombs exhibiting distinct optical zoning characterized by inclusion-rich cloudy cores and limpid clear rims. (E) Secondary dissolution vugs and pore networks partially occluded by late dolomite cements. (F) dull to moderate red-orange luminescence of the matrix with selective bright CL along a diagonal fracture and intercrystalline boundaries (CL).

نمونه‌های K8-1 و K8-2 نشان می‌دهد که هر دو نمونه عمدتاً از دولومیت و کلسیت تشکیل شده‌اند. در نمونه K8-1 مقدار کمی موسکویت-ایلیت نیز شناسایی شد، درحالی‌که K8-2 فاقد فازهای رسی و سیلیکاته است و خلوص کانی‌شناسی بیشتری دارد. حضور کلسیت در هر دو نمونه نشان‌دهنده کامل نبودن فرآیند دولومیتی‌شدن است (شکل ۸).

حضور هم‌زمان دولومیت و کلسیت می‌تواند نشان‌دهنده یک سیستم کربناته با پیشرفت قابل‌توجه فرآیند دولومیتی‌شدن باشد؛ به‌گونه‌ای که بخش عمده سنگ به دولومیت تبدیل شده، اما مقداری کلسیت همچنان حفظ شده است. در مقایسه با نمونه‌های دارای ناخالصی‌های رسی و سیلیکاته، K8-2 از پتانسیل بیشتری برای استفاده در فرآیندهای صنعتی برخوردار است. نتایج XRD



شکل ۵. (الف) موزاییک فشرده دولومیت‌های درشت‌بلور با فابریک زئوتوپیک و مرزهای نامنظم و مضرس است. (ب) تمرکز ماده آلی و اکسیدهای آهن تیره در امتداد سطوح تماس و فضاهای بین‌بلوری دولومیت‌ها می‌باشد. (پ) بافت موزاییکی درشت‌بلور با ظاهر کدر ناشی از به دام افتادن اذخال‌های سیال حین تبلور مجدد است. (ت) حفرات انحلالی ثانویه و تخلخل بین‌بلوری به همراه رشد بلورهای رومبیک شکل‌دار دولومیت در دیواره حفرات می‌باشد. (ث) محو کامل اجزای رسوبی اولیه و تشکیل موزاییک یکنواخت است. (ج) همان میدان در نور کاتدولومینسانس؛ درخشندگی قرمز-نارنجی تکه‌ای در بخش‌هایی از بلورها و ترک‌های درون‌بلوری با زمینه کدر تا خاموش است.

Fig. 5. (A) Closely packed coarse-crystalline dolomite mosaic displaying xenotopic fabric with irregular and serrated non-planar-a boundaries. (B) Concentration of dark organic matter-Fe-oxides and inclusions along crystal contacts and intercrystalline spaces. (C) Coarse-crystalline mosaic exhibiting turbid appearance due to abundant fluid inclusions trapped during recrystallization. (D) Secondary dissolution and intercrystalline pores lined by planar euhedral dolomite rhombs. (E) Complete destruction of precursor rock fabric and development of a pervasive neomorphic dolomite mosaic. (F) red-orange luminescence within parts of crystals and intracrystalline microcracks, set in a dull to non-luminescent matrix (CL).

با بلورهای متراکم و مرزهای نامنظم در رگه‌های بسته هستند که در بخش‌های با اتساع بیشتر به بافت ایدئوتوپیک تغییر می‌یابند (شکل ۶، تصاویر الف و پ). در این گروه، ساختارهای رگه‌ای مختلفی شناسایی شد؛ در برخی موارد رگه‌های عریض توسط سیمان‌های دولومیتی شفاف و درشت‌بلور به صورت بافت بلوکی پر شده و حاشیه آن‌ها توسط لایه‌های تیره غنی از اکسید آهن احاطه گردیده است (شکل ۶، تصویر ب). در مقاطع دیگر، شکستگی‌ها توسط رسوبات تیره و متراکم اکسید آهن مسدود شده و توسط شکستگی‌های برشی تاخیری دچار قطع‌شدگی و جابه‌جایی موضعی شده‌اند (شکل ۶، تصویر الف). همچنین رگه‌های خطی ممتد و نازک‌تر ناشی از تغییرشکل تاخیری مشاهده می‌شوند که زمینه و درزه‌های موبین قبلی را قطع کرده‌اند (شکل ۶، تصویر پ). بررسی روابط تقاطعی نشان‌دهنده حضور دست‌کم سه نسل متوالی شکستگی و رگه‌زایی در سنگ است. در بررسی‌های کاتدولومینسانس، دولومیت‌های رگه‌ای رفتار نوری شامل لومینسانس ضعیف و لومینسانس قوی با زون‌بندی‌های رشدی نوسانی را ثبت کرده‌اند. در کاتدولومینسانس دولومیت‌های رگه‌پرکن، درخشندگی قرمز روشن قوی در امتداد یک رگه را دارد در حالی که زمینه دولومیتی اطراف رگه فاقد درخشندگی قابل‌ملاحظه (خاموش تا بسیار کدر) است (شکل ۶، تصویر ت).

تفسیر: تشکیل دولومیت‌های رگه‌ای و سیمان‌های بلوکی درشت‌بلور با خاموشی موجی، بازتاب‌دهنده فعالیت‌های دیاژنز تاخیری در محیط تدفینی عمیق و تحت تأثیر تنش‌های تکتونیکی حوضه است. بافت هایپیدئوتوپیک تا زئوتوپیک و در بخش‌های با اتساع بیشتر به بافت ایدئوتوپیک تغییر می‌یابند که بیانگر رشد در فضای محدود تکتونیکی تا تبلور آزاد در حفرات حاصل از بازشدگی رگه‌ها می‌باشند (برای مثال، یانگ و همکاران، ۲۰۱۵). غلبه این رگه‌ها در دولومیت‌های ریزبلور به دلیل بافت متراکم و غیرقابل نفوذ آن‌هاست که رفتاری شکننده در برابر افزایش فشار منفذی سیال و شکستگی هیدرولیکی از خود نشان داده‌اند. وجود جابه‌جایی‌های ریزمقیاس در رگه‌های اکسیدی و تقاطع رگه‌های باریک متأخر با رگه‌های اصلی، گویای رخداد چندین فاز شکستگی تکتونیکی و ورود متناوب سیالات دیاژنزی در زمان‌های مختلف است.

تفسیر: غلبه فابریک زئوتوپیک^۶ با مرزهای غیرمسطح و دنداندار در دولومیت‌های درشت‌بلور، حاکی از تشکیل یا تبلور مجدد^۷ در شرایط دمایی بالاتر از دمای بحرانی بلورینگی، (حدود ۵۰ تا ۶۰ درجه سانتی‌گراد) در محیط تدفینی عمیق است که با گزارش‌های دولومیت‌های درشت‌بلور تدفینی در سایر حوضه‌ها مطابقت دارد (برای مثال، یائو و همکاران، ۲۰۲۴). تخریب کامل بافت اولیه و ناپدید شدن آلوکم‌ها، نشان‌دهنده فرایند دولومیتی‌شدن فراگیر و تبلور مجدد پیشرفته نئومورفیک در حضور سیالات داغ‌تر حوضه‌ای است. کدر بودن و وجود ادخال‌های فراوان در هسته بلورها بیانگر سرعت رشد اولیه بلورها و به دام افتادن سیالات دیاژنزی است. توسعه حفرات انحلالی نشان‌دهنده عبور سیالات مهاجم و خورنده در فاز تدفین عمیق و سپس ته‌نشینی سیمان‌های دولومیتی خودشکل در فضای حفرات است. همچنین لومینسانس قوس نشان می‌دهد که مقدار منگنز نسبت به آهن بیشتر است در سیال ته‌نشین‌کننده و فعال‌شدن تابش لومینسانس در شرایط احیایی تدفین است. همچنین بر اساس نتایج کانی‌شناسی XRD، حضور کلسیت در هر دو نمونه K8-1 و K8-2 بازتاب‌دهنده کامل نشدن فرایند دولومیتی‌شدن و حفظ جزئی سنگ مادر کربناته اولیه است. حضور موسکویت و ایلیت در K8-1 نشان‌دهنده ورود ناخالصی‌های آواری حوضه رسوب‌گذاری بوده، در حالی که خلوص بالای نمونه K8-2 پیشرفت دولومیتی‌شدن در یک بستر کربناته خالص و را تایید می‌کند.

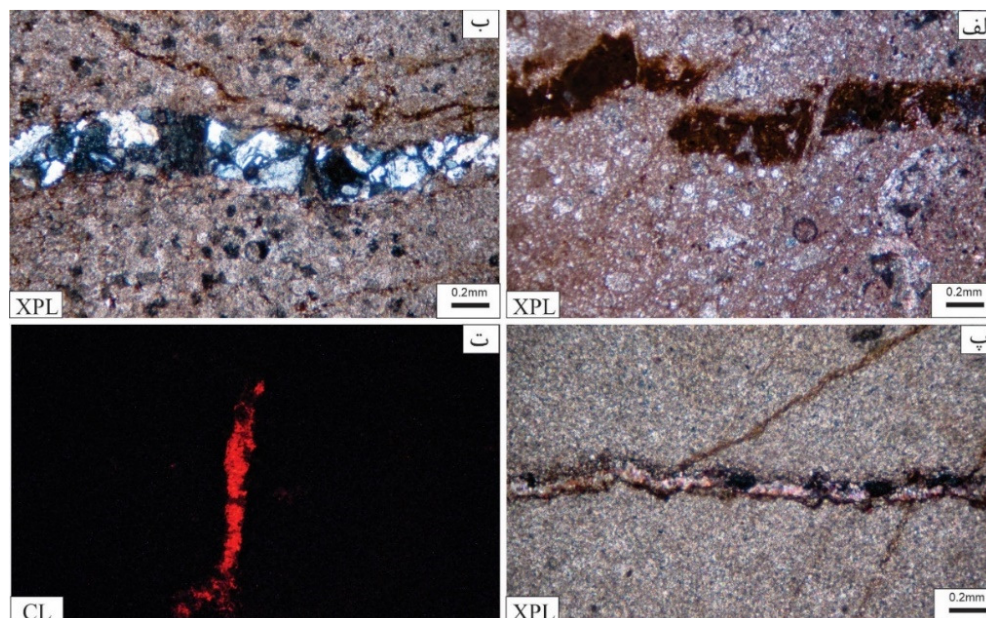
۴-۳-۱- دولومیت‌های رگه‌ای درشت‌بلور

توصیف: دولومیت‌های رگه‌ای به صورت سیمان‌های پرکننده درون شکستگی‌ها، درزه‌ها و رگه‌های ساختاری سنگ میزبان توسعه یافته‌اند. گرچه این رگه‌ها در هر سه نوع دولومیت مشاهده می‌شوند، اما بیشترین فراوانی و تراکم آن‌ها در زمینه دولومیت‌های ریزبلور به چشم می‌خورد. بلورهای درون رگه‌ها در اندازه‌های متوسط تا درشت (عمدتاً بین ۱۰۰ تا ۵۰۰ میکرومتر) با فابریک شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار که معادل بافت (planar-e تا planar-s) مازالو (۱۹۹۲) می‌باشد متبلور شده‌اند و دارای مرزهای مسطح تا منحنی و خاموشی موجی هستند، که معادل بافت هایپیدئوتوپیک تا زئوتوپیک سیلی و گرگ (۱۹۸۷) هستند

^۷ recrystallization^۶ xenotopic

مهاجم و نسبت منیریم به آهن را طی مراحل چندگانه بازشدگی شکستگی‌ها و تبلور سیمان‌های رگه‌ای تایید می‌کند.

(یعقوبی، ۱۴۰۱) زون‌بندی‌های لومینسانسی و تغییرات شدت تابش از ضعیف به قوی، نوسانات پتانسیل اکسیداسیون و احیا (Eh)، تغییرات شیمیایی سیالات



شکل ۶ الف) شکستگی‌های ضخیم پرشده با اکسید آهن تیره و مواد کدر که دچار قطع‌شدگی و جابه‌جایی شده‌اند. ب) رگه ساختاری عریض پرشده با سیمان‌های بلوری شفاف دولومیت و بافت بلوکی همراه با حاشیه اکسید آهنی می‌باشد. پ) رگچه ممتد خطی ثانویه که زمینه دولومیتی متقدم و درزه‌های موبین را قطع کرده است. ت) درخشندگی قرمز روشن محدود به امتداد رگه قطری با زمینه بسیار کدر است.

Fig. 6. (A) Thick fractures filled with opaque Fe-oxides showing offset and shearing along a secondary micro-fault. (B) Wide structural vein occupied by limpid, coarse-crystalline blocky dolomite cements lined with Fe-oxide selvages. (C) Continuous planar micro-fracture cross-cutting the precursor dolomitic host rock and capillary fissures. (D) bright red luminescence confined to a diagonal vein, with a non-luminescent to very dull matrix (CL).

۴-۳-۲- دولومیت‌های درشت‌بلور حفره‌پرکن

توصیف: این دولومیت‌ها به صورت فازهای سیمانی پرکننده در داخل حفرات انحلالی، و فضا‌های خالی سنگ میزبان مشاهده می‌شوند. اندازه حفرات حاوی این سیمان‌ها بین ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر متغیر بوده و در سه وضعیت کاملاً خالی، نیمه‌پر شده (دارای تخلخل اولیه یا باقیمانده) و کاملاً پر شده دیده می‌شوند. بلورهای پرکننده حفرات عمدتاً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار که معادل بافت (Planar-e تا Planar-s) مازالو (۱۹۹۲) با مرزهای بلوری مسطح هستند و از حاشیه حفره به سمت مرکز افزایش اندازه نشان می‌دهند (شکل ۷، تصاویر الف و ت). همچنین بافت منظمی را از بلورهای شکل‌دار که معادل بافت ایدیوتوپیک سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) هستند که در حاشیه حفرات به بافت هایپیدیتوپیک و نهایتاً زوتوپیک در مرکز نشان می‌دهند (شکل ۷، تصاویر الف و ت). از ویژگی‌های بارز این بلورها، توسعه زون‌بندی‌های رشدی متناوب و هم‌مرکز در امتداد

سطوح تبلور رمبوه‌درال و حضور نوارهای تیره اکسید آهنی و قهوه‌ای‌رنگ (دولومیت‌های آهن‌دار) است (شکل ۷، تصاویر ب و پ). در برخی مقاطع، مرکز حفرات و فضا‌های باقیمانده در فاز نهایی توسط سیمان‌های درشت‌بلور سیلیس و مگاوارتر با رنگ‌های تداخل نوری خاکستری تا سفید و خاموشی مستقیم پر شده‌اند (شکل ۷، تصویر ت). لومینسانس دولومیت‌های حفره‌پرکن درشت‌بلور، درخشندگی قرمز روشن به صورت نوارهای سیمانی حاشیه‌ای و منطقه‌ای در حفره‌ها گسترش یافته است؛ در حالی که بخش داخلی بلورها و زمینه اطراف حفره، کدر است یک رگه با درخشندگی قرمز روشن نیز بلورها را قطع می‌کند (شکل ۷، تصویر ج).

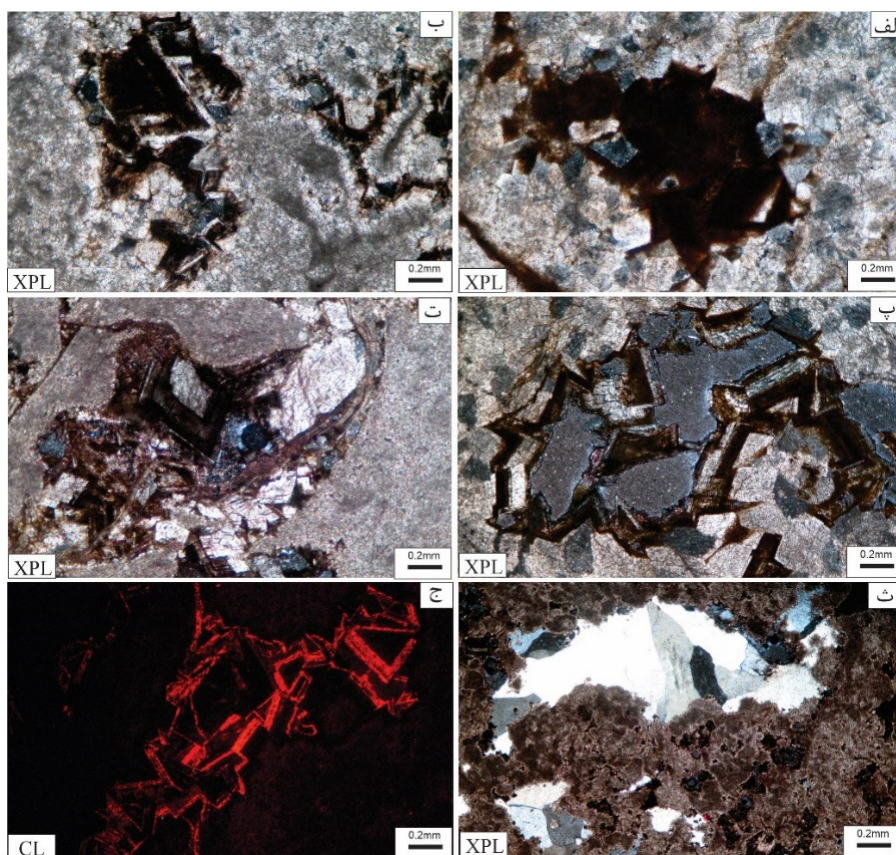
تفسیر: سیمان‌شدگی درون حفرات و حضور زون‌بندی‌های متعدد در بلورهای دولومیت پرکننده نشان‌دهنده ورود چندمرحله‌ای سیالات دیاژنزی در یک سیستم باز و متغیر طی دیاژنز تدفینی است (زمانی، ۱۳۸۹). بافت شکل‌دار

pH سیالات منفذی پس از پایان تشکیل دولومیت‌های درشت‌بلور است.

۵- ژئوشیمی دولومیت‌ها

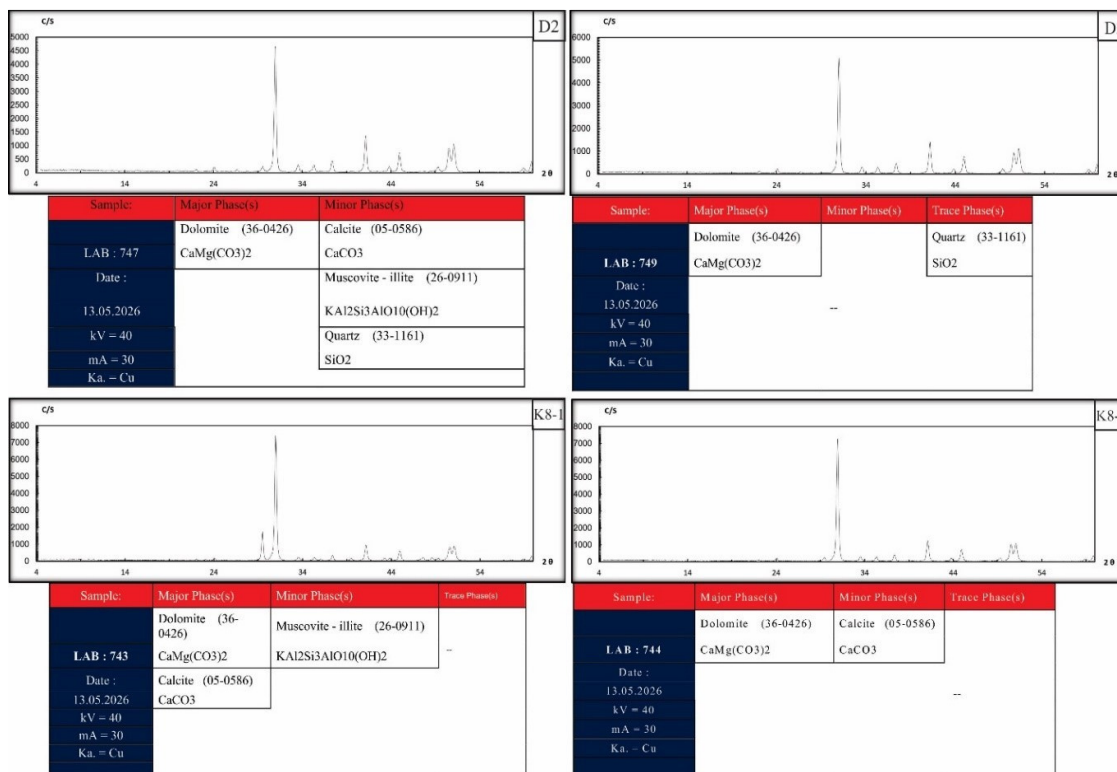
ارزیابی روابط متقابل عناصر از طریق محاسبه ماتریکس همبستگی پیرسون در سه گروه دولومیتی سازند شتری، تغییرات ساختاری و تکاملی سیالات دیاژنی را از مراحل اولیه رسوب‌گذاری تا دیاژنز پیشرفته به روشنی نشان می‌دهد. این تحلیل شامل طیف وسیعی از عناصر اصلی (کلسیم و منیزیم)، عناصر فرعی و فلزات واسطه (آهن، منگنز، سدیم، استرانسیم، باریوم، مس، روی، سرب و نیکل) و همچنین عناصر نادر خاکی (یوروپیم و سریوم) است.

ایدیوتوپیک در حاشیه حفرات به بافت هایپیدیتوپیک و نهایتاً زئوتاپیک در مرکز نشان می‌دهند که مستقیماً حاصل رشد به سمت فضای آزاد و کاهش فضای تبلور در مراحل پایانی پرشدگی است. افزایش اندازه بلورها از دیواره حفرات به سمت بخش مرکزی حاصل کاهش هسته‌زایی و افزایش نرخ رشد بلورها در فضای باز درون حفرات انحلالی است. نوارهای تیره‌رنگ و زون‌بندی‌های اکسیدی و آهن‌دار در لایه‌های رشدی بلور، نشان‌دهنده نوسانات پتانسیل اکسیداسیون- احیا غنی‌شدگی متناوب سیالات دیاژنی از یون‌های آهن و منگنز طی فرآیند تبلور است (برای مثال نصیری، ۱۴۰۴). همچنین پرشدگی مرحله نهایی بخش مرکزی حفرات توسط سیمان‌های سیلیسی مگاکوارتز، گویای فاز دیاژنز سیلیسی تاخیری و افت



شکل ۷. الف) پرشدگی حفرات انحلالی توسط فازهای تیره اکسیدی و لایه‌های نازک سیمان است. ب) بلورهای شکل‌دار دولومیت با زون‌بندی متناوب رشدی و هسته تیره می‌باشد. پ) ژئود نیمه پر با رشد رو به داخل بلورهای زون‌دار و غنی از آهن در امتداد سطوح رمبوه‌درال می‌باشد. ت) بلور درشت‌بلور دولومیت با ساختار منطقه‌بندی بارز درون بافت نیمه شکل‌دار است. ث) پرشدگی فاز نهایی بخش مرکزی حفره توسط سیمان درشت‌بلور سیلیسی و مگاکوارتز می‌باشد. ج) درخشندگی قرمز روشن حاشیه بلورها دارای زونینگ، هسته کدر تا خاموش، و یک رگه روشن قطع‌کننده است.

Fig. 7. (A) Dissolution vein partially infilled by opaque Fe-oxide coatings and peripheral cements (XPL). (B) Euhedral planar dolomite crystals displaying distinct concentric growth zoning (XPL). (C) Semi-filled vein pore lined by inward-growing ferroan zoned dolomite rhombs (XPL). (D) Coarse-crystalline zoned dolomite cement embedded in a planar-s mosaic (XPL). (E) Late-stage pore occlusion by coarse-crystalline megaquartz silica cement in the center of the dissolution cavity (XPL). (F) bright red luminescent rims around pore-lining crystals, dull to non-luminescent cores, and a bright cross-cutting fracture (CL).



شکل ۸. نتایج کانی‌شناسی برخی نمونه‌های XRD انتخاب شده

Fig. 8. Mineralogical results of selected samples based on X-ray diffraction (XRD) analysis

۴ ppm تا ۷ (میانگین $1/5 \pm 1/7$ ppm) و کبالت بین ۰/۴۰ تا ۱/۴۰ (میانگین $1/4 \pm 3/8$ ppm) قرار دارند. در بین عناصر نادر خاکی، سزیم دامنه‌ای بین ۴ ppm تا ۱۰ (میانگین $1/7 \pm 8/1$ ppm) و یوروپیم بین ۰/۰۰۴ ppm تا ۰/۰۹۹ (میانگین $0/0 \pm 35/46$ ppm) را نشان می‌دهد.

ماتریکس همبستگی دولومیت‌های ریزبلور: ماتریس ضرایب همبستگی پیرسون برای نمونه‌های دولومیت ریزبلور ($n=9$) در (جدول ۵) ارائه شده است. در این ماتریکس: قوی‌ترین همبستگی منفی بین آهن و منگنز ($r=-0/859$) مشاهده می‌شود. همچنین همبستگی منفی قابل توجهی میان یوروپیم و نیکل ($r=-0/821$)، سدیم و کبالت ($r=-0/636$)، آهن و یوروپیم ($r=-0/615$)، کلسیم و سزیم ($r=-0/594$)، روی و منگنز ($r=-0/577$)، کلسیم و کبالت ($r=-0/566$) و منگنز و نیکل ($r=-0/553$) به ثبت رسیده است. در مقابل، همبستگی‌های مثبت نسبتاً قوی و متوسط بین یوروپیم و منگنز ($r=0/672$)، منیزیم و سزیم ($r=0/661$)، باریم و استرانسیم ($r=0/657$)، آهن و روی ($r=0/604$)، سرب و روی ($r=0/600$)، آهن و نیکل ($r=0/591$)، مس و سرب ($r=0/587$) و کلسیم و

۵-۱- ژئوشیمی آماری دولومیت‌های ریزبلور

نتایج آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در ۹ نمونه از دولومیت‌های ریزبلور در (جدول ۲) خلاصه شده است. غلظت منیزیم در محدوده ۱۰۶۹۹۶ ppm تا ۱۲۹۶۳۴ (با میانگین 1213 ± 26150 ppm) و غلظت کلسیم بین ۲۱۳۰۸ ppm تا ۲۱۳۲۲۳ (با میانگین 213624 ± 190953 ppm) تغییر می‌کند. در میان عناصر فرعی و فلزی، آهن و منگنز مقادیر بالاتری نشان می‌دهند؛ غلظت آهن از ۱۷۹۵ ppm تا ۲۳۵۵۸ (میانگین 6604 ± 7390 ppm) و غلظت منگنز از ۳ ppm تا ۱۹۸۷۰ (میانگین 6697 ± 13855 ppm) متغیر است. غلظت سدیم دامنه‌ای بین ۱۹۹ ppm تا ۵۷۵ (میانگین 112 ± 350 ppm)، استرانسیم بین ۶۵/۲ تا ۱۲۳/۸ ppm (میانگین $16/3 \pm 88/4$ ppm) و باریم بین ۷۰ ppm تا ۱۹۴ (میانگین $60/54 \pm 4/72$ ppm) دارد. سایر عناصر فلزی و کمیاب در غلظت‌های پایین‌تری ثبت شده‌اند؛ روی بین ۴۲ ppm تا ۱۴۵ (میانگین $33/75 \pm 4/7$ ppm)، سرب بین ۸ ppm تا ۱۲۳ (میانگین $38/45 \pm 6/8$ ppm)، مس بین ۶ ppm تا ۴۲ (میانگین $12/14 \pm 7/8$ ppm)، نیکل بین

و مس ($r=0/936$)، آهن و کبالت ($r=0/836$)، استرانسیم و نیکل ($r=0/814$)، آهن و سرب ($r=0/759$)، باریم و یوروپیم ($r=0/740$)، کبالت و مس ($r=0/683$)، استرانسیم و روی ($r=0/673$) و مس و سرب ($r=0/640$) دیده می‌شود. همبستگی‌های مثبت متوسطی نیز بین نیکل و روی ($r=0/561$)، کلسیم و نیکل ($r=0/523$)، نیکل و سزیم ($r=0/512$)، سرب و سزیم ($r=0/501$)، کلسیم و روی ($r=0/490$)، سدیم و سرب ($r=0/485$)، منگنز و استرانسیم ($r=0/481$) و کلسیم و استرانسیم ($r=0/478$) وجود دارد. منیزیم با اکثر عناصر همبستگی ضعیفی نشان می‌دهد و بیشترین همبستگی مثبت آن با یوروپیم ($r=0/422$) و سرب ($r=0/393$) است.

۵-۳- ژئوشیمی آماری دولومیت‌های درشت بلور
مقادیر آماری توصیفی غلظت عناصر در ۸ نمونه دولومیت درشت‌بلور ($n=8$) در (جدول ۴) خلاصه شده است. در میان عناصر اصلی تشکیل‌دهنده، غلظت منیزیم دامنه‌ای بین ppm ۱۲۸۹۵ تا ppm ۱۲۹۶۱۳ (میانگین ppm ۲۱۱۳۶۵ تا ppm ۲۱۴۳۶۷ (میانگین ppm ۲۱۳۱۸۷ ± ۱۱۱۵) دارد. دامنه غلظت عناصر فرعی مثل آهن از ppm ۲۰۴۱ تا ppm ۱۱۹۱۳ (میانگین ppm ۴۹۹۷ ± ۳۲۱۲)، منگنز از ppm ۵۸۷۷ تا ppm ۱۹۸۳۱ (میانگین ppm ۴۷۱۹ ± ۱۳۱۷۲)، سدیم از ppm ۱۸۰ تا ppm ۴۷۹ (میانگین ppm ۷۵ ± ۲۶۶)، استرانسیم از ppm ۷۰/۷ تا ppm ۲۳۶/۵ (میانگین ppm ۱۱۱/۴۳ ± ۵۵/۱۰) و باریم از ppm ۰/۴۰۰ تا ppm ۲۶۲ (میانگین ppm ۵۴/۹۳ ± ۹۰/۵۶) است. همچنین عناصر کمیاب و فلزات پایه شامل روی از ppm ۳۲ تا ppm ۱۱۹ (میانگین ppm ۵۵ ± ۳۱/۴۳)، سرب از ppm ۳ تا ppm ۷۱ (میانگین ppm ۲۹/۸۸ ± ۲۹/۰۲)، مس از ppm ۶ تا ppm ۱۲ (میانگین ppm ۸/۲۵ ± ۱/۹۸)، نیکل از ppm ۴ تا ppm ۸ (میانگین ppm ۶ ± ۱/۵۱)، کبالت از ppm ۰/۲۰۰ تا ppm ۱/۴۰۰ (میانگین ppm ۰/۷۴ ± ۰/۴۲)، سزیم از ppm ۳ تا ppm ۱۲ (میانگین ppm ۶/۷۵ ± ۰/۴۱) و یوروپیم از ppm ۰/۰۰۲ تا ppm ۰/۹۶۴ (میانگین ppm ۰/۳۶ ± ۰/۳۶) متغیر است.

ماتریکس همبستگی دولومیت‌های درشت‌بلور: بررسی
ماتریس همبستگی خطی پیرسون بین عناصر در ۸ نمونه دولومیت درشت بلور ($n=8$) نشان‌دهنده درجات متفاوتی از همبستگی‌های مثبت و منفی میان عناصر است که در (جدول ۷) ارائه شده است. بیشترین همبستگی مثبت میان آهن و مس ($r=0/953$) مشاهده می‌شود. همچنین

سدیم ($r=0/514$) دیده می‌شود. سایر جفت‌عناصر همبستگی‌های ضعیف تا بسیار ضعیف ($|r|<0/4$) را نشان می‌دهند.

۵-۲- ژئوشیمی آماری دولومیت‌های متوسط بلور
نتایج تجزیه ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در ۶ نمونه از دولومیت‌های متوسط‌بلور ($n=6$) در (جدول ۳) آورده شده است. غلظت منیزیم در دامنه ppm ۵۸۹۸۶ تا ppm ۱۲۹۱۹۱ (با میانگین ppm ۱۱۶۶۳۷ ± ۲۸۲۵۰) و غلظت کلسیم بین ppm ۲۱۴۹۳۹ تا ppm ۲۱۳۰۸ (با میانگین ppm ۱۸۰۰۳۷ ± ۷۷۸۱۲) متغیر است. در میان عناصر فرعی، غلظت آهن از ppm ۲۲۲۹ تا ppm ۱۴۸۱۴ (میانگین ppm ۶۴۷۹ ± ۴۳۳۷) و منگنز از ppm ۳۴۶۲ تا ppm ۱۷۷۳۸ (میانگین ppm ۱۴۱۷۴ ± ۵۴۵۰) ثبت شد. غلظت سدیم بین ppm ۱۸۰ تا ppm ۵۶۵ (میانگین ppm ۳۶۵ ± ۱۵۳/۴۰)، استرانسیم بین ppm ۸۶/۱۳ تا ppm ۱۰۹/۳۰ (میانگین ppm ۱۸/۴۳ ± ۱۰/۱۰) و باریم بین ppm ۶۲ تا ppm ۲۴/۶۴ (میانگین ppm ۳۱۷/۱۲ ± ۲۴/۶۴) تغییر می‌کند. دامنه غلظت سایر عناصر فلزی شامل روی با ppm ۴۰ تا ppm ۷۵ (میانگین ppm ۸۳/۵۴ ± ۱۴/۲۲)، سرب با ppm ۹ تا ppm ۳۷ (میانگین ppm ۶۷/۲۳ ± ۱۰/۴۲)، مس با ppm ۵ تا ppm ۳۰ (میانگین ppm ۴۱/۹ ± ۳۳/۵) و نیکل با ppm ۴ تا ppm ۷ (میانگین ppm ۲۱/۱ ± ۱/۵۰) و کبالت با ppm ۰/۱۰ تا ppm ۱/۵۰ (میانگین ppm ۵۳/۰ ± ۰/۶۱) است. همچنین غلظت عناصر نادر خاکی سزیم بین ppm ۱ تا ppm ۱۰ (میانگین ppm ۳۳/۶ ± ۳/۰۱) و یوروپیم بین ppm ۰/۰۰۱ تا ppm ۰/۹۹ (میانگین ppm ۴۳/۰ ± ۰/۳۸) اندازه‌گیری شد.

ماتریکس همبستگی دولومیت‌های متوسط بلور: ماتریس
ضرایب همبستگی پیرسون برای دولومیت‌های متوسط‌بلور ($n=6$) در (جدول ۶) ارائه شده است. قوی‌ترین همبستگی‌های منفی میان مس و منگنز ($r=-0/958$)، آهن و منگنز ($r=-0/956$)، باریم و سزیم ($r=-0/896$)، سزیم و یوروپیم ($r=-0/812$)، کبالت و منگنز ($r=-0/802$) و استرانسیم و کبالت ($r=-0/803$) به ثبت رسیده است. همچنین همبستگی‌های منفی متوسط تا قوی دیگری بین باریم و سرب ($r=-0/643$)، نیکل و یوروپیم ($r=-0/636$)، باریم و نیکل ($r=-0/632$)، منگنز و سرب ($r=-0/552$)، منیزیم و روی ($r=-0/536$)، کلسیم و سدیم ($r=-0/533$) و کلسیم و کبالت ($r=-0/451$) مشاهده می‌شود. در مقابل، قوی‌ترین همبستگی‌های مثبت بین آهن

همبستگی‌های منفی در این گروه میان منیزیم با باریم ($r = -0.924$) و سدیم ($r = -0.912$) و همچنین میان کلسیم و استرانسیم ($r = -0.772$) به دست آمده است. کلسیم با باریم ($r = -0.568$)، سرب ($r = -0.523$)، کبالت ($r = -0.454$)، سدیم ($r = -0.414$) و روی ($r = -0.407$) همبستگی منفی نشان می‌دهد. همچنین سدیم با نیکل ($r = -0.634$)، یوروپیم ($r = -0.535$)، مس ($r = -0.437$) و آهن ($r = -0.422$) و باریم با نیکل ($r = -0.413$) همبستگی منفی دارند.

همبستگی‌های مثبت بسیار قوی دیگری میان باریم و سدیم ($r = 0.874$)، روی و سرب ($r = 0.785$)، نیکل و یوروپیم ($r = 0.743$) و مس و روی ($r = 0.716$) وجود دارد. آهن با روی ($r = 0.691$)، سزیم ($r = 0.680$) و نیکل ($r = 0.659$) همبستگی مثبت قوی نشان می‌دهد. روی با نیکل ($r = 0.664$) و یوروپیم ($r = 0.531$)، مس با سرب ($r = 0.577$) و نیکل ($r = 0.572$)، و سرب با نیکل ($r = 0.648$) نیز همبستگی مثبت دارند. علاوه بر این، منیزیم با نیکل ($r = 0.537$)، یوروپیم ($r = 0.460$) و مس ($r = 0.447$) همبستگی مثبت متوسط نشان می‌دهد. قوی‌ترین

جدول ۱. مقادیر عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی در دولومیت‌های برش مورد مطالعه در معدن کاظم‌آباد

Element	Ba	Ca	Ce	Co	Cu	Eu	Fe	Mg	Mn	Na	Ni	Pb	Sr	Zn
DL	1	100	0.5	1	1	0.1	100	100	5	100	1	1	1	1
Unit	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Method	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01
Code														
D1	0.11	20557.5	10	1.5	30	0.001	14814	123945	3462	262	5	28	66.3	50
D2	0.66	208791	12	0.75	12	0.004	11913	125814	8821	220	8	43	87.3	81
D4	0.14	21015	7	1.1	42	0.008	5117	126659	17909	313	5	123	90.7	83
D7	64	211651	6	1.4	10	0.081	3901	127624	19870	301	7	27	98.4	52
D8	91	214295	7	0.22	10	0.063	7504	129131	15354	236	7	66	80.4	119
D10	194	213009	8	0.42	7	0.041	4599	128407	18285	462	4	22	123.8	61
D11	46	213438	5	0.13	9	0.099	3791	128709	19402	575	5	42	65.2	49
D12	10	212651	6	1.1	5	0.034	6308	128166	15527	527	4	31	67.3	40
D14	25	212508	8	0.05	9	0.023	9527	128106	10279	281	6	98	76.6	145
D15	0.34	211079	4	0.36	11	0.018	1795	127261	>2%	348	5	22	88.2	42
D16	0.79	211007	7	0.69	9	0.095	4464	127201	17684	284	6	15	90.9	70
D17	18	212937	7	1.5	8	0.086	7464	128347	13531	400	7	24	96.6	78
D18	0.14	212937	6	0.98	10	0.092	6093	128407	13853	369	6	37	109.3	75
D20	66	212937	5	1.4	8	0.052	3541	128166	>2%	252	7	71	236.5	65
D21	12	21308	10	1.4	6	0.029	4523	128528	18555	199	5	8	88.1	54
D23	3	213223	4	0.31	6	0.047	3057	128528	>2%	217	7	3	105.9	38
D24	0.02	213223	9	1.1	8	0.044	4002	128588	19831	229	6	41	86.9	39
D25	62	213223	1	0.52	6	0.069	2229	106996	>2%	180	4	9	78.6	45
D26	0.87	172265	3	0.09	8	0.012	4385	2055	18283	180	5	3	70.7	33
K5	106	206576	8	8.1	11	0.36	31083	124487	4	315	26	10	113.3	35
Average	35.0035	181431.53	6.65	1.156	11.25	0.0629	7005.5	120256.25	14415.625	307.5	6.75	36.15	96.05	62.7

جدول ۲. آماری مربوط به ۹ نمونه دولومیت ریز بلور در منطقه مورد مطالعه

Table 2. Table Descriptive statistics for 9 fine-crystalline dolomite samples in the studied area

	عناصر بر حسب (ppm)													
	Mg	Ca	Fe	Mn	Na	Sr	Ba	Zn	Cu	Pb	Ni	Co	Ce	Eu
میانگین	126150	190953	7390	13855	350	88.4	54.72	75.7	14.8	45.8	5.7	0.8	7.1	0.46
میانه	128528	211682	4599	17909	313	88.1	46	61	9	30	5	0.7	8	0.52
مد	106996	212937	1795	3	199	65.2	0.7	42	9	22	5	0.5	8	0.004
انحراف معیار	7213	63624	6604	6697	112	16.3	60.4	33.4	12.7	38.6	1.1	0.38	1.8	0.35
واریانس	52034356	4047985649	43611809	44852658	12456	265.3	3650.7	1118	161.4	1487.2	1.3	0.15	3.4	0.12
مینیم	106996	21308	1795	3	199	65.2	0.70	42	6	8	4	0.40	4	0.004
ماکسیم	129634	213223	23558	19870	575	123.8	194	145	42	123	7	1.40	10	0.99

جدول ۳. آماری مربوط به ۶ نمونه دولومیت متوسط بلور در منطقه مورد مطالعه

Table 3. Table Descriptive statistics for 6 medium-crystalline dolomite samples in the studied area

	عناصر بر حسب (ppm)													
	Mg	Ca	Fe	Mn	Na	Sr	Ba	Zn	Cu	Pb	Ni	Co	Ce	Eu
میانگین	116637	180037	6479	14174	365	86.13	12.317	54.83	11.17	23.67	5.33	0.53	6.33	0.43
میانه	127836	212087	5530	16155	327	84.75	0.80	49.50	8	25	5.50	0.20	6.50	0.37
مد	58986	21308	2229	3462	180	66.3	0.1	40	5	9	4	0.1	6	0.001
انحراف معیار	28250	77812	4337	5450	153.40	18.43	24.64	14.22	9.41	10.42	1.21	0.61	3.01	0.38
واریانس	798073125	6054743071	18812471	29700891	23531	339.58	607	202.17	88.57	108.67	1.47	0.37	9.07	0.15
مینیم	58986	21308	2229	3462	180	66.30	0.10	40	5	9	4	0.10	1	0.001
ماکسیم	129191	214939	14814	17738	565	109.30	62	75	30	37	7	1.50	10	0.99

جدول ۴. آماری مربوط به ۸ نمونه دولومیت درشت بلور در منطقه مورد مطالعه

Table 4. Table Descriptive statistics for 8 coarse-crystalline dolomite samples in the studied area

عناصر بر حسب (ppm)														
	Mg	Ca	Fe	Mn	Na	Sr	Ba	Zn	Cu	Pb	Ni	Co	Ce	Eu
میانگین	113976	213187	4997.25	13172	266.75	111.43	54.93	55	8.25	29.88	6	0.74	6.75	0.41
میانه	128468	213366	3771.50	13414	232.50	87.10	9.50	38.50	8	25	6.50	0.80	6	0.33
مد	12895	211365	2041	5877	180	70.7	0.500	33	8	3	7	0.2	5	0.002
انحراف معیار	40855	1115.19	3212.47	4719.33	94.69	55.10	90.56	31.43	1.98	29.02	1.51	0.42	3.06	0.36
واریانس	1669111255	1243641	10319941	22272102	8967	3036	8201.80	987.71	3.93	842.13	2.29	0.180	9.36	0.128
مینیم	12895	211365	2041	5877	180	70.7	0.400	32	6	3	4	0.200	3	0.002
ماکسیمم	129613	214367	11913	19831	479	236.5	262	119	12	71	8	1.400	12	0.964

جدول ۵. ماتریکس همبستگی عناصر برای دولومیت‌های ریز بلور مورد مطالعه

Table 5. Correlation matrix of geochemical elements for the studied fine-crystalline dolomites

ماتریکس همبستگی عناصر														
	Mg	Ca	Fe	Mn	Na	Sr	Ba	Zn	Cu	Pb	Ni	Co	Ce	Eu
Mg	1													
Ca	-0.158	1												
Fe	0.344	0.157	1											
Mn	0.106	-0.261	-0.859	1										
Na	0	0.514	-0.253	0.256	1									
Sr	-0.022	0.006	-0.262	0.315	-0.039	1								
Ba	0.337	0.266	0.199	-0.011	0.409	0.657	1							
Zn	0.386	0.242	0.604	-0.577	-0.308	-0.278	-0.046	1						
Cu	0.056	0.250	0.414	-0.277	-0.217	-0.103	-0.216	0.238	1					
Pb	0.177	0.366	0.027	0.008	-0.074	-0.240	-0.366	0.600	0.587	1				
Ni	0.265	0.215	0.591	-0.553	-0.334	-0.353	-0.128	0.415	0.100	-0.014	1			
Co	0.009	-0.566	-0.285	0.434	-0.636	0.357	-0.236	-0.407	0.136	-0.164	0	1		
Ce	0.661	-0.594	0.379	-0.132	-0.508	0.199	0.217	0.431	-0.015	-0.016	0.081	0.209	1	
Eu	-0.117	-0.438	-0.615	0.672	-0.036	0.174	-0.285	-0.343	0.172	0.281	-0.821	0.385	0.046	1

جدول ۶. ماتریکس همبستگی عناصر برای دولومیت‌های متوسط بلور مورد مطالعه

Table 6. Correlation matrix of geochemical elements for the studied medium-crystalline dolomites

	Mg	Ca	Fe	Mn	Na	Sr	Ba	Zn	Cu	Pb	Ni	Co	Ce	Eu
Mg	1													
Ca	-0.214	1												
Fe	0.221	0.015	1											
Mn	-0.313	-0.119	-0.956	1										
Na	0.246	-0.533	-0.072	0.303	1									
Sr	-0.142	0.478	-0.441	0.481	0.265	1								
Ba	0.262	0.066	-0.496	0.262	-0.513	-0.275	1							
Zn	-0.536	0.490	-0.083	0.083	-0.220	0.673	-0.424	1						
Cu	0.109	0.322	0.936	-0.958	-0.367	-0.383	-0.330	0.029	1					
Pb	0.393	-0.375	0.496	-0.406	0.485	0.129	-0.643	0.218	0.249	1				
Ni	-0.289	0.523	-0.038	0.193	0.374	0.814	-0.632	0.561	-0.006	0.137	1			
Co	0.352	-0.451	0.836	-0.809	0.002	-0.803	-0.206	-0.475	0.683	0.418	-0.506	1		
Ce	-0.124	0.044	0.759	-0.552	0.361	-0.001	-0.896	0.156	0.640	0.501	0.512	0.462	1	
Eu	0.422	-0.078	-0.326	0.068	-0.454	-0.105	0.740	-0.051	-0.251	-0.038	-0.636	-0.092	-0.812	1

جدول ۷. ماتریکس همبستگی عناصر برای دولومیت‌های درشت بلور مورد مطالعه

Table 7. Correlation matrix of geochemical elements for the studied coarse-crystalline dolomites

ماتریکس همبستگی عناصر														
	Mg	Ca	Fe	Mn	Na	Sr	Ba	Zn	Cu	Pb	Ni	Co	Ce	Eu
Mg	1													
Ca	0.383	1												
Fe	0.362	-0.163	1											
Mn	0.246	0.362	-0.119	1										
Na	-0.912	-0.414	-0.422	-0.237	1									
Sr	-0.219	-0.772	-0.333	-0.242	0.268	1								
Ba	-0.924	-0.568	-0.328	-0.187	0.874	0.367	1							
Zn	0.291	-0.407	0.691	-0.024	-0.290	-0.002	0.003	1						
Cu	0.447	-0.190	0.953	0.109	-0.437	-0.272	-0.363	0.716	1					
Pb	0.374	-0.523	0.443	0.209	-0.308	0.400	-0.079	0.785	0.577	1				
Ni	0.537	-0.236	0.659	-0.305	-0.634	0.136	-0.413	0.664	0.572	0.648	1			
Co	-0.146	-0.454	-0.080	0.071	0.021	0.674	0.105	-0.176	-0.047	0.328	0.223	1		
Ce	0.217	-0.051	0.680	0.008	-0.049	-0.305	-0.269	0.325	0.719	0.331	0.278	-0.036	1	
Eu	0.460	0.003	0.160	-0.307	-0.535	0.103	-0.263	0.531	0.057	0.408	0.743	-0.136	-0.225	1
				رابطه	<-0.4	>-0.4	0	1	0.6 تا <0.7	<0.4	0.4 >			

راهنما: <-0.4 >-0.4 0 1 0.6_0.7< 0.6_0.4 0.4>

۶- بحث

مجموعه شواهد پتروگرافی، کاتدولومینسانس، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی دولومیت‌های سازند شتری در محدوده معدن کاظم‌آباد نشان می‌دهد که تشکیل و تکامل این دولومیت‌ها را نمی‌توان به یک رویداد منفرد دولومیتی شدن نسبت داد، بلکه این سنگ‌ها حاصل یک تاریخچه چندمرحله‌ای از دولومیتی شدن اولیه، تبلور مجدد و برهم‌کنش‌های دیاژنزی تاخیری هستند. دولومیت می‌تواند در گستره وسیعی از محیط‌های دیاژنزی، از پهنه‌های کم‌عمق دریایی و تبخیری تا رژیم‌های تدفینی و زیرسطحی تشکیل یا تبلور مجدد یابد؛ جایی که هیدرولوژی سیال، منبع پیوسته Mg^{+2} و نرخ نفوذپذیری سنگ میزبان، متغیرهای کنترلی اصلی به‌شمار می‌روند (جیا و همکاران، ۲۰۲۴). از دیدگاه پتروگرافی، شناسایی دولومیت‌های ریزبلور، متوسط‌بلور و درشت‌بلور بیانگر چندنسلی بودن فازهای دولومیتی و تکامل تدریجی فرآیندهای دیاژنزی است. دولومیت‌های ریزبلور که بخشی از ویژگی‌ها و بافت‌های رسوبی اولیه را حفظ کرده‌اند، بازتاب مراحل ابتدایی دولومیتی شدن هستند (لی و همکاران، ۲۰۲۳). در مقابل، افزایش اندازه بلورها، محو شدن آثار بافت پیشین و توسعه اشکال شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در نسل‌های بعدی، با تبلور مجدد در شرایط تدفینی سازگار است. همان‌طور که لند (۱۹۸۵) مطرح کرده است، دولومیت‌های اولیه غالباً به‌صورت فازهای شبه‌پایدار با بی‌نظمی بلورشناسی شکل می‌گیرند و در ادامه با پیشرفت تدفین، در اثر پایدارشدن ترمودینامیکی و تبلور مجدد، دچار افزایش اندازه بلور، استوکیومتری بهتر و پالایش شبکه بلوری می‌شوند. این روند تدریجی از فازهای ریزبلور به سمت درشت‌بلور، نشان‌دهنده تغییر شرایط از سامانه‌های کم‌عمق دریایی/شبه‌همزمان با رسوب‌گذاری به سامانه‌های دیاژنزی تدفینی بسته تا نیمه‌بسته است (ژائو و همکاران، ۲۰۲۳). داده‌های کاتدولومینسانس (CL) نیز شواهد مستحکمی از پویایی سامانه‌های سیال و چندمرحله‌ای بودن رشد بلورها ارائه می‌دهند. تغییرات شدت و طیف لومینسانس در نسل‌های مختلف دولومیت، بازتابی از تحولات شیمیایی سیال به‌ویژه شرایط اکسایش و کاهش (Eh) و غلظت عناصر فعال‌کننده (Mn^{+2}) و خاموش‌کننده (Fe^{+2}) است. با این وجود، همبستگی مستقیم شدت یا رنگ لومینسانس با یک متغیر منفرد فیزیکوشیمیایی باید با احتیاط تفسیر شود؛ چرا که نرخ رشد بلور، پارتیشن‌بندی

هم‌زمان چندین عنصر و درجه تفکیک دیاژنزی، رفتار کاتدولومینسانس را به‌طور غیرخطی تحت تأثیر قرار می‌دهند (برای مثال، یانگ و همکاران، ۲۰۱۲). از منظر ژئوشیمیایی، ناهمگونی در توزیع عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در میان نسل‌های دولومیتی، تاییدی بر پدیده بازتنظیم دیاژنزی است. در فازهای ریزبلور اولیه، برخی شاخص‌های ژئوشیمیایی مانند میزان سدیم و برخی عناصر تبخیری، با فرآیندهای بازتابش یا چرخش آب‌های شور تبخیری همخوانی دارند؛ سازوکاری که در مدل‌های کلاسیک دولومیتی‌شدن برای تأمین مداوم منیزیم از سیالات شور پیشنهاد شده است (برای مثال ژانگ و همکاران، ۲۰۲۴). با این حال، استفاده از عناصر فرعی و کمیاب به‌عنوان شاخص قطعی خاستگاه اولیه سنگ در دولومیت‌های قدیمی مستلزم احتیاط است؛ زیرا تبلور مجدد در مراحل تدفینی موجب تبادل یونی با سیالات زیرسطحی و دگرگونی امضاهای ژئوشیمیایی اولیه می‌شود. در نمونه‌های مورد مطالعه، همبستگی منفی کلسیم با سزیم و کبالت نشان‌دهنده کاهش پذیرش این کاتیون‌ها در شبکه منظم‌تر دولومیت هم‌زمان با ارتقای استوکیومتری است. از آنجا که ساختار منظم دولومیت جانشینی کاتیون‌های با شعاع یا بار متفاوت را محدود می‌کند، این عناصر ممکن است به فازهای فرعی بین‌بلوری رانده شده باشند (برای مثال جین و همکاران، ۲۰۱۴). در مقابل، همبستگی مثبت کلسیم با عناصری نظیر باریوم و سرب، حاکی از توزیع مجدد آن‌ها طی برهم‌کنش سنگ و سیال در فازهای دیاژنزی پیشرفته است (برای مثال، مایستر و همکاران، ۲۰۲۳). توسعه تخلخل‌های انحلالی و حفرات نامنظم، بیانگر آن است که دولومیتی‌شدن تنها یک فرآیند جانشینی هم‌حجم و بسته نبوده، بلکه دوره‌هایی از عدم اشباع موضعی سیالات و انحلال کربنات‌های میزبان را پشت سر گذاشته است (برای مثال، اولانیپکون و همکاران، ۲۰۱۷). رشد بلورهای لوزی‌شکل با زون‌بندی واضح کاتدولومینسانس (طیف قرمز تا نارنجی) از دیواره حفرات به سمت مرکز، حضور سیمان‌های دولومیتی حفره‌پرکن را آشکار می‌سازد. زون‌بندی بلورها، نشان‌دهنده تغییرات نوسانی در شیمی سیال، غلظت عناصر کمیاب یا شرایط در حین رشد بلور است (دری و همکاران، ۱۹۹۴). بررسی شکستگی‌ها و رگه‌ها نیز نشان‌دهنده حضور دست‌کم سه نسل ساختاری و بافتی از رگه‌های کربناتی است. حضور این سه نسل بیانگر

ترکیبی و پالایش شبکه بلوری دولومیت، یک روند دیاژنزی عمومی در تکامل این سازند به شمار می‌رود؛ با این حال، شدت تظاهر فازهای تاخیری و سیمان‌شدگی‌های حفره‌ای به شدت تحت کنترل هیدرولوژی محلی، نرخ نفوذپذیری سنگ میزبان و شدت خردشدگی‌های تکتونیکی منطقه‌ای خواهد بود.

۷- تحلیل شرایط تشکیل دولومیت‌ها

در مرحله اول حضور بلورهای ریز، بافت موزاییکی متراکم و پلانار با فابریک‌های خودشکل تا نیمه‌خودشکل و حفظ نسبی بافت‌های اولیه. شواهد لومینسانس زمینه کدر قرمز- نارنجی ناشی از حضور مقادیر متوسط آهن همراه با نقاط درخشان محلی محدود به شکستگی‌های ثانویه می‌باشد. شواهد ژئوشیمیایی غلظت بالای منیزیم، حضور عناصر دریایی نظیر استرانسیم و سدیم و غلظت متغیر آهن و منگنز که در نتیجه این ویژگی‌ها نشان می‌دهند که دولومیت‌های ریزبلور حاصل جانشینی زودهنگام گل‌های آهکی در مراحل اولیه دیاژنز در مجاورت سیالات مشتق از آب دریا با نسبت کلسیم و منیزیم بالا بوده است. به دلیل نبود شواهد مستقیم کانی‌های تبخیری هم‌زمان، انتساب این مرحله به مدل‌های خاص مانند پمپ تبخیری یا محیط سبخایی تنها به عنوان یکی از احتمالات مطرح است و مدل جانشینی هم‌زمان با رسوب‌گذاری محتمل‌ترین سازوکار به شمار می‌رود. در مرحله بعد افزایش اندازه بلورها، بافت موزاییکی پلانار متراکم و قفل‌شده با فابریک‌های نیمه‌خودشکل تا خودشکل و کاهش نسبی فابریک‌های رسوبی اولیه همچنین شواهد لومینسانس زمینه کدر تا خاموش با درخشندگی انتخابی در مرز بلورها و در راستای شکستگی‌های ریز هستند. شواهد ژئوشیمیایی کاهش نسبی غلظت سدیم و بازآرایی عناصر، همراه با شروع روندهای تفریق عنصری است. این گروه احتمالاً حاصل تبلور مجدد دولومیت‌های ریزبلور اولیه و یا جانشینی دیاژنزی بعدی تحت تأثیر سیالات با پتانسیل احیایی بالاتر است. مرزهای مشخص و بافت موزاییکی نشان‌دهنده تثبیت بلوری در طی دیاژنز کم‌عمق تا متوسط است (برای مثال، حیاتی، ۱۳۹۵). در مرحله بعد گروه دولومیت‌های درشت‌بلور بر اساس روابط بافتی و نحوه قرارگیری، سه بخش زیر را شامل می‌شوند که تکامل دیاژنزی تاخیری

فعال‌شدن چندباره رژیم‌های تنشی و دوره‌های متناوب شکستگی و سیمان‌شدن (سازوکار باز و بسته شدن شکستگی‌ها) است. با این حال، حضور این نسل‌های ساختاری الزاماً به معنای شارژ سه سیال با خاستگاه‌های کاملاً متفاوت نیست؛ چرا که همان سیال دیاژنزی نیز می‌تواند طی رخدادهای تنشی متوالی سیمان‌های متفاوتی بر جای بگذارد. برای اثبات دخالت سیالات مستقل با خاستگاه‌های مشخص، تلفیق داده‌های تکمیلی ایزوتوپی، دمای همگن‌شدن سیالات درگیر و تحلیل تفصیلی لومینسانس رگه‌ها ضروری است (ماچل و همکاران، ۱۹۸۵). همچنین، حضور کوارتزهای اتوژن در هسته برخی حفرات، نشان می‌دهد که ته‌نشینی فاز سیلیسی پس از اتمام رشد دولومیت‌های حفره‌پرکن صورت گرفته است. این رخداد بیانگر آخرین مرحله کاهش تخلخل است، اما لزوماً به معنای شارژ یک سامانه سیال جدید و خارجی حاوی سیلیس نیست؛ بلکه می‌تواند ناشی از اشباع موضعی سیلیس منفذی به دلیل تغییرات فیزیکوشیمیایی موضعی (نظیر تغییرات pH) و بازتوزیع سیلیس ناشی از انحلال فازهای پیشین در مراحل تدفین متأخر باشد (برای مثال امیدپور، ۱۴۰۳). مقایسه نتایج پتروگرافی و ژئوشیمیایی دولومیت‌های سازند شتری در معدن کاظم‌آباد با سایر مطالعات انجام‌شده بر روی این سازند در مناطق مختلف ایران مرکزی (از جمله بلوک طبس و نواحی پیرامونی کوهبنان) نشان می‌دهد که الگوی تکامل دیاژنزی این سنگ‌ها از اشتراکات چشمگیری برخوردار است (برای مثال کریم‌زاده و آدابی، ۱۳۸۷). در بیشتر نواحی حوضه رسوبی تریاس میانی در ایران مرکزی، دولومیتی‌شدن اولیه ناشی از برهم‌کنش سیالات شور دریایی با رسوبات کربناته پیشین بوده که با بافت‌های ریزبلور و حفظ نسبی ساختارهای اولیه مشخص می‌شود. از سوی دیگر، شواهد مربوط به تبلور مجدد تدفینی، توسعه بافت‌های درشت‌بلور دگرشکل^۸ و تشکیل سامانه‌های رگه‌ای و حفره‌پرکن چندمرحله‌ای، پدیده‌ای فراگیر در بخش‌های گوناگون سازند شتری است که تحت تأثیر رژیم‌های تدفینی و فعالیت‌های تکتونیکی متأخر رخ داده است. تطبیق روندهای ژئوشیمیایی و تخلیه عناصر موبایل در طول تبلور مجدد با سایر پژوهش‌های کربناته در ایران مرکزی حاکی از آن است که بازتنظیم

^۸ Xenotopic

سنگ را بازتاب می‌دهند: الف) دولومیت درشت‌بلور زمینه‌ای: شواهد بافتی و CL: بلورهای درشت با مرزهای نامنظم و فابریک دگرشکل (Non-planar, Xenotopic) a)، همراه با الگوی لومینسانس ناهمگن و تکه‌ای همراه با شواهد ژئوشیمیایی همبستگی‌های قوی نظیر مس و آهن، سدیم و باریم و همبستگی منفی قوی منیزیم و باریم و سدیم و منیزیم که تفسیر محتمل حاصل تبلور مجدد نئومورفیک در دماهای بالاتر یا برهم‌کنش با سیالات دیاژنزی اصلاح‌شده؛ که همبستگی‌های عنصری به تنهایی اثبات‌کننده قطعی ورود سیالات با منشأ گرمایی عمیق نبوده و صرفاً روند تغییرات را نشان می‌دهند (برای مثال هوانگ و همکاران، ۲۰۱۱). ب) دولومیت درشت‌بلور رگه‌ای (رگه‌پرکن): بلورهای درشت بی‌شکل تا نیمه‌خودشکل (عمدتاً Xenotopic) که شکستگی‌ها را پر کرده و زمینه سنگ را قطع نموده‌اند. لومینسانس قرمز درخشان منحصراً در محدوده رگه‌ها تمرکز دارد. که احتمالاً روابط متقاطع پتروگرافی به همراه الگوی CL مستقل، شواهد مستقیم و غیرقابل‌انکاری از تشکیل یک نسل سیال تاخیری (احتمالاً غنی از منیزیم) در فضاهای حاصل از شکستگی‌های تکتونیکی فراهم می‌کنند (برای مثال، کعبی‌زاده عرب، ۱۴۰۴). ج) دولومیت درشت‌بلور حفره‌پرکن: بافت ژئودی با توالی فابریکی منظم: بلورهای لوزی خودشکل^۹ در حاشیه حفرات، بلورهای نیمه‌خودشکل^{۱۰} در بخش میانی، بلورهای درشت دگرشکل^{۱۱} و سیمان سیلیسی در مرکز حفرات، زونینگ ترکیبی نوسانی (حاشیه‌های درخشان و هسته‌های کدر تا خاموش) را نشان می‌دهد. که احتمالاً رشد مرحله‌ای بلورها از دیواره حفرات به سمت مرکز و تکامل تدریجی ترکیب سیال حفره (تغییر نسبت آهن به منگنز) در مراحل پایانی دیاژنز است (برای مثال طالع‌فاضل، ۱۳۹۷).

۸- نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از ارزیابی پتروگرافی، ژئوشیمیایی و بافتی دولومیت‌های سازند شتری در محدوده معدن کاظم‌آباد

شامل، فرآیند دولومیتی‌شدن سازند شتری در منطقه مورد مطالعه یک رویداد منفرد نبوده، بلکه حاصل یک تحول چندمرحله‌ای دیاژنزی از شرایط کم‌عمق تبخیری تا رژیم‌های تدفینی و تکتونیکی تاخیری است. تنوع اندازه‌های بلوری (ریزبلور، متوسط‌بلور و درشت‌بلور) بازتابی از مسیر تکاملی دولومیتی‌شدن اولیه تا تبلورهای مجدد پی‌درپی و پایدارشدن ترمودینامیکی شبکه دولومیت در مراحل تدفین است. رفتار کاتدولومینسانس و زون‌بندی بلورهای حفره‌پرکن نشان‌دهنده نوسانات شیمیایی، به‌ویژه در توزیع عناصر فعال‌کننده (منگنز) و خاموش‌کننده (آهن) و شرایط pH-Eh سیالات منفذی طی رشد بلورهاست. روابط ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نشان می‌دهد که تبلور مجدد و برهم‌کنش سنگ و سیال موجب بازتنظیم ترکیبات ژئوشیمیایی اولیه شده و عناصر ناسازگار با افزایش نظم ساختاری از شبکه دولومیت رانده شده‌اند. نسل‌های چندگانه رگه‌ها نشان‌دهنده تاریخچه شکستگی‌های متناوب ناشی از رویدادهای ساختاری هستند؛ هرچند اثبات منشأ سیالات متفاوت برای آن‌ها نیازمند ارزیابی‌های تکمیلی ایزوتوپی و ریزدماسنجی سیالات درگیر است ممکن است حضور کوارتز در هسته حفرات، نشان‌دهنده آخرین رویداد انسداد تخلخل پس از سیمان‌شدن دولومیتی است که بیانگر تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی موضعی در مراحل تدفین نهایی باشد.

۹- تشکر و قدردانی

این مقاله برگرفته از پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد نویسنده اول می‌باشد که در دانشگاه شهید باهنر کرمان در حال انجام است. بدین وسیله از حمایت‌های مادی و معنوی معاونت پژوهشی دانشگاه و دانشکده علوم و گروه زمین‌شناسی تشکر می‌نمایم. همچنین بر خود لازم می‌دانیم که از شرکت گسترش و نوسازی معادن خاورمیانه (ممرادکو) از زیر مجموعه‌های هولدینگ میدکو جهت حمایت مالی از این پایان‌نامه بالاخص مدیر عامل محترم ممرادکو و مدیر معدن دولومیت کاظم‌آباد کمال تشکر را داشته باشیم.

^{۱۱} Xenotopic

^۹ Idiotopic

^{۱۰} Hypidiotopic

References

- Aghanabati, S. A. (2009) Stratigraphic Lexicon of Iran (Triassic). Vol. 3, Geological Survey of Iran, Tehran, 727 p. (in Persian).
- Boggs, Jr., S., and Krinsley, D. (2006) Application of Cathodoluminescence Imaging to the Study of Sedimentary Rocks. Cambridge University Press, Cambridge, 165 p.
- Derry, L. A., Brasier, M. D., Corfield, R. M., Rozanov, A. Yu., Zhuravlev, A. Yu. (1994) Sr and C isotopes in Lower Cambrian carbonates from the Siberian Craton: A paleoenvironmental record during the 'Cambrian explosion'. *Earth and Planetary Science Letters*, 128 (3–4): 678–681.
- Dickson, J. A. D. (1965) A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205 (4971): 587p.
- Gregg, J. M., Bish, D. L., Kaczmarek, S. E., Machel, H. G. (2015) Mineralogy, nucleation and growth of dolomite in the laboratory and sedimentary environment: A review. *Sedimentology*, 62 (6): 1749–1769.
- Gregg, J. M., and Sibley, D. F. (1984) Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. *Journal of Sedimentary Research*, 54 (3): 908–931.
- Hayati, S., Maanijou, M., Tale Fazel, E., Mohseni, H. (2016) Relationship between dolomitization alteration and mineralization in Ahangaran epigenetic deposit (southeast of Malayer): mineralogy, geochemistry and mineral chemistry evidences. *Applied Sedimentology*, 4(7): 43–57. (in Persian).
- He, X. Y., Shou, J. F., Shen, A. J., Wu, X. N., Wang, Y. S., Hu, Y. Y., Zhu, Y., Wei, D. X. (2014) Geochemical characteristics and origin of the dolomite: A case study from the middle assemblage of Majiagou Formation Member 5 of the West of Jingbian gas field, Ordos Basin, North China. *Petroleum Exploration and Development*, 41 (3): 375–384.
- Huang, F. X., Chen, H. D., Hou, M. C., Zhong, Y. J., Li, J. (2011) Filling process and evolutionary model of sedimentary sequence of Middle–Upper Yangtze Craton in Caledonian (Cambrian–Silurian). *Acta Petrologica Sinica*, 27 (8): 2299–2317.
- Jia, X., Alsuwaidi, M., Morad, D., Martín-Martín, J. D., Wang, X., Al Tameemi, K., Al Muhairi, B. (2024) Linking dolomitization to sequence stratigraphy: Insights from the Upper Jurassic Arab Formation, offshore oilfield, UAE. *Sedimentary Geology*, 474: 106772.
- Jin, M. D., Zeng, W., Tan, X. C., Li, L., Li, Z. Y., Luo, B., Zhang, J. L., Liu, J. W. (2014) Characteristics and controlling factors of beach-controlled karst reservoirs in Cambrian Longwangmiao Formation, Moxi–Gaoshiti area, Sichuan Basin, NW China. *Petroleum Exploration and Development*, 41 (6): 650–660.
- Kaabizadeh Arab, L., Allameh, M., Mokfi, R. (2025) Petrographic and elemental geochemical studies for investigating diagenetic sequences and the dolomitization model of the Asmari Formation, Qawar Anticline, Southern Lorestan. *Applied Sedimentology*, 13(26): 186–211. (in Persian).
- Karimzadeh, A., and Adabi, M. H. (2008) Description of dolomite types in the Shotori Formation (Kouhbanan area) based on petrographic and geochemical studies, with an approach to the role of Surkh Shale Formation in providing magnesium ions. *Geological Quarterly Journal (Geosciences)*, 18(69): 110–129. (in Persian)
- Kouchinsky, A., Bengtson, S., Gallet, Y., Korovnikov, I. V., Pavlov, V. E., Runnegar, B., Shields-Zhou, G. A., Veizer, J., Young, E. D., Ziegler, K. (2008) The SPICE carbon isotope excursion in Siberia: A combined study of the upper Middle Cambrian–lowermost Ordovician Kulyumbe River section, northwestern Siberian Platform. *Geological Magazine*, 145 (5): 609–622.
- Land, L. S. (1985) The origin of massive dolomite. *Journal of Geological Education*, 33 (2): 112–125.
- Li, F., Ma, X., Lai, X. (2022) Petrography, geochemistry and genesis of dolomites in the Upper Cambrian Sanshanzi Formation of the western Ordos Basin, northern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 223: 104980.
- Li, G., Naim, Z., Gibert, L., Stuut, J. B., Waajen, A. C., Jimenez-Moreno, G., Sánchez-Román, M. (2025) Microbial mediation and climatic control on dolomite precipitation in a hypersaline lake: Insights from Salinas Lake, southern Iberia. *The Depositional Record*, 12 (1): 70058.
- Li, X., Shi, Z., Han, L., Hu, X. (2023) Geochemical characteristics of hydrogen, oxygen, carbon isotopes and REE of Cenozoic dolomites in Well Xike 1, Xisha Islands, South China Sea and the significance for dolomitization in island-reef areas. *Frontiers in Earth Science*, 10: 1064808.
- Machel, H. G. (1985) Cathodoluminescence in calcite and dolomite and its chemical interpretation. *Geoscience Canada*, 12 (4): 139–147.
- Machel, H. G. (2000) Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis. In: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., & Ohnenstetter, D. (Eds.), *Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer, Berlin, Heidelberg, 271–301.
- Meister, P., Frisia, S., Dódon, I., Pekker, P., Molnár, Z., Neuhuber, S., Gier, S., Kovács, I., Demény, A., Pósfai, M. (2023) Nanoscale pathway of modern dolomite formation in a

- shallow, alkaline lake. *Crystal Growth and Design*, 23 (5): 3202–3212.
- Mazzullo, S. J. (1992) Geochemical and neomorphic alteration of dolomite-a review. *Carbonates and Evaporites*, 7: 21–37.
- Nasiri, Y., Taghdisi Nikbakht, S., Sedaghatnia, M., Mallah, M. (2025) Diagenesis processes, elemental geochemistry and dolomitization model of Paleocene Zagros deposits (Talehzang Formation, Lorestan sedimentary basin, North-East of Kohdasht). *Applied Sedimentology*, 13(25): 141–174 (in Persian).
- Olanipekun, B. J., Azmy, K. (2017) In situ characterization of dolomite crystals: Evaluation of dolomitization process and its effect on zoning. *Sedimentology*, 64 (6): 1708–1730.
- Omidpour, A., Fallah-Baghtash, R., Moussavi-Harami, S. R. (2024) Petrographic and geochemical characteristics of different dolomite types, and their textures and fabrics in Asmari reservoir, Shadegan Oil Field. *Applied Sedimentology*, 12(23), 132–149 (in Persian).
- Rahimi, A., Adabi, M. H., Aghanabati, A., Majidifard, M. R., Jamali, A. M. (2016) Dolomitization mechanism based on petrography and geochemistry in the Shotori Formation (Middle Triassic), Central Iran. *Open Journal of Geology*, 6 (9): 1149–1168.
- Sibley, D. F. and Gregg, J. M. (1987) Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57 (6): 967–975.
- Tale Fazel, E. (2018) Petrography and chemical composition of dolomites in Khan Sormeh Pb-Zn deposit and its relationship with sulfide mineralization occurrence in the west of Isfahan. *Applied Sedimentology*, 6(11): 65–81 (in Persian).
- Wang, Z., Jiang, C., Yang, C., Jiang, Y., Gu, Y. (2025) Hydrothermal activity and its influence on hydrocarbon accumulation in deep dolomite reservoirs of the Ediacaran Dengying Formation, Sichuan Basin. *Energy Geoscience*, 6: 100370.
- Yaghoubi, M., Najafzadeh, A., Zohdi, A., Mahari, R., Kholghi, F. (2022) Petrography and geochemistry of Elika Formation dolomites in the Zal section, Julfa, NW Iran. *Applied Sedimentology*, 10(19): 114–130 (in Persian).
- Yang, W., Xie, W. R., Wei, G. Q., Liu, M. C., Zeng, F. Y., Xie, Z. Y., Jin, H. (2012) Sequence lithofacies paleogeography, favorable reservoir distribution and exploration zones of the Cambrian and Ordovician in Sichuan Basin, China. *Acta Petrolei Sinica*, 33: 21–34.
- Yang, X. F., Wang, X. Z., Yang, Y. M., Li, X. Y., Jiang, N., Xie, J. R., Luo, W. J. (2015) Diagenesis of the dolomite reservoir in Lower Cambrian Longwangmiao Formation in central Sichuan Basin. *Geological Science and Technology Information*, 34 (1): 35–41.
- Yao, T., Zhu, H., Fu, B., Du, X., Wang, Q., Li, S., Yang, X., Sánchez-Román, M. (2024) Origin of Eocene lacustrine dolomite and evolution of multiple diagenetic fluids in the Huanghekou sag, Bohai Bay Basin, China. *AAPG Bulletin*, 108 (10): 1957–1984.
- Zamani, F., Moussavi-Harami, S. R., Zand-Moghadam, H., Mahboubi, A. (2010) Geochemistry of dolomites of the Shotori Formation in the Karvangan area, near Kuhbanan, northern Kerman Province. *Proceedings of the 14th Symposium of Geological Society of Iran, Urmia University, Iran* (in Persian).
- Zhang, K., Liu, Z., Xu, Z., Chang, Q., Fathy, D., Liu, R., Bai, E. (2024) Microbial and hydrothermal dolomite formation in Early Cretaceous lacustrine sediments in Yin'e Basin: Insights from petrology and geochemistry. *Sedimentary Geology*, 471:106739.
- Zhao, Y., Wei, X., Han, Z., Han, C., Gao, X., Meng, R., Wang, Q., Tucker, M. E., Li, M., Sánchez-Román, M. (2023) Lacustrine-evaporitic microbial dolomite from a Plio-Pleistocene succession recovered by the SG-1 borehole in the Qaidam Basin, NE Tibetan Plateau. *Chemical Geology*, 622: 121376.