



### پetrology و ژئوشیمی سنگ میزبان دولومیتی حاوی کانسنگ سرب و روی در معدن گوشفیل، ایرانکوه (جنوب غربی اصفهان)

مطهره سلیمی<sup>۱</sup>، علی خان نصر اصفهانی<sup>۲\*</sup>، عبدالحسین کنگازین<sup>۲</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب و سنگ رسوب دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان

۲- استادیار دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان

چکیده

معدن سرب و روی گوشفیل ایرانکوه در جنوب غربی اصفهان قرار دارد. سنگ میزبان کانسنگ سولفیدی، کربنات های دولومیتی است. واحدها ی دولومیتی مورد مطالعه بر اساس پتروگرافی حاوی پنج دسته دولومیت های خیلی ریز تا ریز بلور می شکل. دولومیت های ریز بلور تا متوسط بلور شکل دار. دولومیت های متوسط بلور ریزه شکل دار. دولومیت های متوسط تا درشت بلور می شکل (زی اسید) و دولومیت های درشت بلور پرکننده حفرات می باشد. مطالعه بر روی نحوه دولومیتی شدن فرایندی حاکی از آن است که نهشت دولومیت طی یک مرحله صورت ن گرفته و در زمان طولانی روی داده است. دولومیت های نوع ۱، ۲ و ۳ نشان دهنده جایگزینی دیاژنتیکی، دولومیت نوع ۴ جانشینی و سیمان دیاژنتیکی و نوع ۵ سیمان دیاژنتیکی هستند. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی (SEM و XRF) انجام شده روی دولومیت های گوشفیل تشکیل دولومیتها به طور عمده در محیط احيایی و طی افزایش تدریجی دما در مراحل مختلف تدفین رخ داده است. مجموع این مشاهدات می تواند بظنر آن باشد که بدین دلیلتز در برش مورد مطالعه به صورت گسترده ای عمل نموده است.

واژه های کلیدی: دولومیت، پترولوژی، ژئوشیمیایی، دلیلتز، گوشفیل، ایرانکوه.

### Petrology and Geochemical of Dolomite Host Rock of of Pb-Zn Ore in Gushfil Mine, Irankuh (South West of Isfahan)

#### Abstract

Pb-Zn Gushfil mine located in SW Isfahan. Main host rock of sulfide ore zone is dolomite carbonate rock. Dolomite units of study based on Petrography contains five groups very fine to finely crystalline anhedral dolomites, finely to medium crystalline euhedral dolomites, medium crystalline subhedral dolomites, medium to coarsely crystalline anhedral dolomites (saddle) and coarsely crystalline planar-C dolomites (cement dolomite). Studding on pervasive dolomitization express that dolomite sediment has been not happened in one stage but this phenomenon has been happened in long time. Dolomites of type 1, 2 and 3 shows digenetic replacement, type 4 shows digenetic replacement and cementation and type 5 shows digenetic cementation. On the base of geochemical studies (XRF and SEM) on Gushfil dolomites, formation of these dolomites occurred in a reducing environment and increasing temperature.

These observations can explain that digenesis in section of study has been act vastly.

Keywords: dolomite, petrology, geochemical, digenesis, Gushfil, Irankuh.

#### مقدمه

مقطع مورد مطالعه بخشی از دامنه شمالی ارتفاعات ایرانکوه است و در نزدیکی معدن گوشفیل قرار دارد. این منطقه در ۲۰ کیلومتری جنوب غربی اصفهان واقع شده است (شکل ۱). واحدهای کربناته به سن کرتاسه زیرین در ناحیه ملایر - اصفهان دارای کانسارهای فلزی پراهمیتی مانند سرب، روی و نقره از نوع تیپ دره می سی سی پی همچون معادن ملایر، انجیره، خانه سرمه و ایرانکوه است (نصر اصفهانی ۱۳۷۲). سنگ درونگیر ماده معدنی دولومیت و آهک های دولومیتی کرتاسه زیرین است. این کانسارها حاوی مقادیر عظیمی سرب و روی و مقادیر کمتری از باریت می باشد.

با توجه به اهمیت کانسارهای سرب و روی این منطقه مورد توجه بسیاری از محققین قرار گرفته است (به عنوان مثال مؤمن زاده ۱۳۵۵، راستاد ۱۹۸۱ و غضبان و قاسمی تودشکجویی ۱۳۷۴). غضبان و همکاران (۱۹۹۴) معتقدند که کانسارها در ناحیه گوشفیل در محل گسل اصلی ایرانکوه تشکیل شده و در اثر عوامل زمین شناسی بعد از دیاژنز سنگ های میزبان تشکیل شده و اساساً کانسارها از نوع اپی ژنتیک می باشد. راستاد (۱۹۸۰) به تعلق این نوع کانسارها به فرایند های همزادی و دیاژنز انتهایی معتقد است. در این مقاله تلاش شده توالی های دولومیتی میزبان کانه زایی سرب و روی از دیدگاه پتروگرافی و دیاژنتیکی و ژئوشیمیایی مورد مطالعه قرار گیرد.

\* عهده دار مکاتبات: nasr@khuisf.ac.ir



# اولین همایش ملی معدن و علوم وابسته

اسفند ۱۳۸۸



## زمین‌شناسی عمومی

ارتفاعات ایرانکوه در 20 کیلومتری جنوب غربی اصفهان قرار دارد. این منطقه از لحاظ زمین‌ساختی - رسوبی بخشی از ایران مرکزی محسوب می‌شود (شکل 2). کانسارهای دامنه شمالی ایرانکوه دارای سنگ میزبان کربناته (دولومیت و آهک های دولومیتی) هستند. این کانسارها حاوی مقادیر عظیمی روی و سرب و مقادیر کمتری باریت هستند. واحدهای کربناته این منطقه در هنگام دیازنز تحت تأثیر سیالات گرمایی حاصل از شیل‌ها دولومیتی شده‌اند. کانه زایی سرب وروی بصورت لایه کران در افق‌های خاص سنگ‌شناسی محدود شده است. از نظر سنی این افق‌های معدنی متعلق به کرتاسه زیرین می‌باشند که بر روی تشکیلات شیلی - ماسه سنگی ژوراسیک قرار دارند (شکل 3).

## روش مطالعه:

تعداد 300 نمونه دستی طی بازدیدهای صحرایی از بخش‌های دولومیتی منطقه گوسفیل برداشت شد. نمونه‌برداری به صورت رخساره‌ای سیستماتیک صورت گرفته است. از این تعداد 80 مقطع نازک تهیه شده است. پتروگرافی مقاطع نازک توسط میکروسکوپ پلاریزان مجهز به دوربین مورد مطالعه و عکسبرداری قرار گرفته‌اند. در مطالعات پتروگرافی جهت طب قه بندی دولومیت‌ها از روش سبیلی و گرگ (1984 و 1987)، مازولو (1992)، فریدمن (1965) و آدابی (1991) استفاده شده است. این طبقه‌بندی بر اندازه بلورها، شکل بلورها، ساخت درونی بلورها و نیز بر میزان تأثیر پدیده دولومیتی شدن بر سنگ کربناته اولیه استوار شده است. به منظور تشخیص دقیق‌تر پتروگرافی سنگ‌های کربناته و تشخیص دولومیت و کلسیت به وسیله آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم رنگ‌آمیزی شده‌اند (Scholle 2003). در این روش کلسیت نوع بدون آهن به رنگ صورتی و نوع آهن‌دار به رنگ بنفش یا قرمز ارغوانی در می‌آید. دولومیت بدون آهن بی‌رنگ و نوع آهن‌دار به رنگ آبی فیروزه ای خواهد شد. به منظور انجام مطالعات ژئوشیمیایی 6 نمونه دولومیتی انتخاب شده و توسط دستگاه XRF مورد بررسی قرار گرفتند. به منظور بررسی‌های دقیق خصوصیات ژئوشیمیایی کلنی دولومیت 14 نقطه از 4 نمونه دولومیتی توسط دستگاه میکروسکوپ الکترونی مورد آنالیز قرار گرفت.

## انواع دولومیتی شدن

معمولا دو نوع دولومیتی شدن در سنگ‌ها قابل مشاهده است.

**دولومیتی شدن بخشی یا انتخابی (partial or selective dolomitization):** این عبارت برای سنگهایی به کار می‌رود که دولومیتی شدن به صورت بخشی صورت گرفته است. که در بیشتر موارد از فابریک سنگ تبعیت نمی‌کند. این گونه دولومیتها اغلب به صورت زونه بوده و مرکز رمبوی‌دره‌های دولومیتی دارای اینکلوزیون و بی‌تره تر بوده ولی حاشیغ آنها شافتتر م ی باشد (مرادپور 1386). این حالت در دولومیت‌های مورد مطالعه به جز بخشهای عدسی شکل دولومیتی داخل سنگ آهکها دیده نشد.

**دولومیتی شدن کامل (complete dolomitization):** در اغلب سنگهای کربناته مقطع مورد مطالعه دولومیتی شدن به صورت کامل بوده است. به نحوی که هیچ بقایایی از سنگ آهک اواچ باقی نمانده است (شکل 4). در این نوع دولومیتها فابریک اصلی سنگ قابل مشاهده نیست.

## انواع دولومیت‌های موجود در منطقه گوسفیل:

بر اساس طبقه بندی دولومیت‌ها توسط سبیلی و گرگ (1987، 1984)، مازولو (1999) فریدمن (1965) و آدابی (1991) دولومیت‌های منطقه مورد مطالعه به 5 نوع تقسیم می‌شوند:

1- **دولومیت‌های خنثی ریختاری بلور بی‌شکل:** این نوع دولومیت از بلورهای بی‌شکل (anhedral) تشکیل شده است. اندازه بلورها 25 تا 60 میکرون می‌باشد. دولومیت‌های این گروه حالت متراکم دارند و بدون تخلخل هستند. دارای رنگ قهوه‌ای بی‌رنگ می‌باشند که ناشی از تمرکز اکسید آهن در این بخش‌ها است (شکل 5 الف و ب). این نوع دولومیت معادل گزوتوپیک A سبیلی و گرگ (1987) و بافت غنی مسطح A مازولو (1992) می‌باشد.

2- **دولومیت ریختاری متوسط بلور شکل‌دار:** از لوزی‌های خودشکل (euhedral) با مرزهای بلورین مسطح تشکیل شده است. اندازه بلورها 50 تا 250 میکرون می‌باشد. در این نوع به دلیل وجود اینکلوزیون‌های اکسید آهن حالت زون بندی دیده می‌شود (شکل 5 ج) و ظاهری قهوه‌ای رنگ ایجاد می‌کند. ممکن است این فابریک بر اثر ادامه رشد بلورها دولومیت به فابریک



## اولین همایش ملی معدن و علوم وابسته

اسفند ۱۳۸۸

هیدروکسی توتوبیک نیز توتوبیک تبدیل شود (فرچمن 1965). این دولومیت ها دارای رخ های متقاطع هستند. این دولومیت ها معادل نوع دو آدابی (1991)، فابریک ایدیتوبیک فرچمن (1965)، ایدیتوبیک p گرگ و سیلی (1984) و دولومیت مسطح مازولو (1992) می باشد.

3- دولومیت متوسط بلور زجه شکل دار: از بلورهای زجه شکل دار تا بی شکل (subhedral) تشکیل شده است. اندازه بلورها 75 تا 300 میکرون می باشد. دارای مرزهای سازشی خط مستقیم و تعداد زیادی سطوح تماس بین بلورهای مجاور است. تخلخل بین بلوری و نیماتریکس کمتر دیده می شود. در این دولومیت ها بافت رسوبی اولیه قابل تشخیص نیست. در این نوع نیز حالت زون بندی مشاهده می شود (شکل 5 د، ه). این نوع دولومیت مطابق با نوع هیدروکسی توتوبیک فرچمن (1965) ایدیتوبیک زجه شکل دار سیلی و گرگ (1984) و نوع سوم آدابی (1991) می باشد.

4- دولومیت متوسط تا درشت بلور بی شکل (زیر/سی): از بلورهای بی شکل (anhedral) تشکیل شده است. این دولومیت ها متراکم و بدون تخلخل هستند که به دو صورت جانشینی و ترکیبی تشکیل می شوند. اندازه بلورها 125 تا 500 میکرون می باشد. از مشخصات بلورشناسی دولومیت های زیر اسبی شبکه بلوری تابدار (distorted) می باشد که سبب انحنای در سطوح بلوری می گردد. سطوح رخ ها بین انحنای بوده و دارای خاموشی موجی (undulose extinction) در نور پلاریزه می باشند. به دلیل وجود ادخال های سیل و بقای کلسیت این نوع بلورها در میکروسکوپ ظاهر ابری و در نمونه دستی جلا می مرواری دارد (شکل 5 و). دولومیت های این بخش معادل گزوتوبیک فرچمن (1965)، گزوتوبیک C سیلی و گرگ (1984)، بافت غنی مسطح A مازولو (1992) و نوع چهار آدابی (1991) می باشد.

5- دولومیت های درشت بلور پرکننده حفرات (سپهان های دولومیتی): این نوع دولومیت از بلورهای شفاف، شیری رنگ و دانه درشت (500µm تا 1mm) تشکیل شده است. اندازه بلورها وابستگی به اندازه فضاهای موجود دارد، تشکیل شده است. بلورها اغلب شکل دار و زجه شکل دار بوده و دارای مرزهای مسطح می باشد که به صورت سپهان حفره پرکن فضاهای کوچک و بزرگ و شکستگی ها را پر نموده است (شکل 5 ز). اندازه بلورها از حاشیه به مرکز افزایش می یابد. این دولومیت معادل نوع پنج آماتور و فرچمن (1991) و نوع پنج آدابی (1991) است.

### پتروژنز

دولومیت های خیلی ریز تا ریزبلور بی شکل بر اساس فابریک و اندازه در شرایط دمایی کم و نزدیک به سطح تشکیل شده اند که احتمال دارد در نتیجه جانشینی همزمان یا اولیه نهشته های کربناته به وجود آمده باشی. لوزیهای خود شکل ریز تا متوسط بلور دارای هسته مه آلود و کدر cloudy core و حواشی شفاف clear rim هستند (شکل 4 ب). سیلی (1980) معتقد است که این مراکز و هسته های مه آلود زمانی که سیالات دولومیت ساز نسبت به کلسیت نزدیک به اشباع باشند تشکیل می شوند و اگر سیالات نسبت به کلسیت تحت اشباع باشند حاشیه های شفاف فاقد انکلوژون ایجاد می شود. همچنین کونینگلیو و همکاران (1988) بر این عقیده اند که تشکیل هسته های مه آلود به دلیل ترکیب کلسیم دار دولومیت های اولیه است که به سرعت تشکیل شده اند و لذا این دولومیت ها علاوه بر عناصر فرعی انکلوژون های فراوانی را بدون هیچ محدودیتی در شبکه خود جای داده اند. دولومیتی شدن انتخابی زمینه گلی ریز دانه، خرده های اسکلتی و پلویدها در طول دیازنز اولیه می تواند روی دهد. فابریک مسطح نیمه شکل دار در دولومیت های متوسط بلور در نتیجه رشد ذرات آهسته در شرایط نفوذ سیالات دولومیتی کننده در دمای پایین ایجاد می شود (Sibley & Greig 1987). لذا این بافت نشان دهنده جانشینی دیازنتیکی سنگ آهک اولیه و یا تبلور مجدد دولومیت های از قبل تشکیل شده است که در زیر دمای بحرانی کمتر از 60°C تشکیل شده اند. بر اساس مدل رشد بلوری جکسون (1958) در دمای پایین رشد بلورها با افزایش لایه به لایه آنها بر روی سطح کریستالی صورت می گیرد و لذا توسعه سطوح بلوری خوش تراش (Faceted Crystal Faces) است (آدابی 1383). این دولومیت نشان دهنده جانشینی دیازنتیکی سنگ آهک اولیه و یا تبلور مجدد دولومیت هایی که از قبل تشکیل شده بودند، می باشد. دولومیت های متوسط تا درشت بلور با بافت گزوتوبیک به صورت موزائیکی در هم فشرده هستند. بر اساس تئوری های رشد بلورها، در دماهای پایین بلورها حالت خود شکل با سطوح منظم دارند؛ اما در بالاتر از دمای بحرانی نامنظم کننده Critical Roughening Temperature (CRT) از نظر ترمودینامیکی تشکیل بلورهای با سطوح نامنظم امکان پذیرتر خواهد بود. بنابراین بلورهای تشکیل شده در





# اولین همایش ملی معدن و علوم وابسته

اسفند ۱۳۸۸



دانشگاه آزاد اسلامی  
واحد طبس

دماهای بالاتر از آستانه به صورت موزائیکی از بلورهای نامنظم و بی شکل خواهد بود و می توان گفت بافت گزوتوپیک در دماهای بالاتر از 50 تا 100°C است. البته تبلور مجدد دولومیت‌های اولیه هم در این دما به سهولت امکان پذیر است. این نوع دولومیت هم به صورت جانشینی و هم به صورت پرکننده حفرات (سیمان) می باشد. سیمان دولومیتی شکل دار و نیمه شکل دار (نوع پنجم) آخرین نسل دولومیت می باشد. عدم وجود بافت غیر مسطح نشان دهنده تشکیل دردمای کمتر از 100°C است.

## ژئوشیمی دولومیت ها

افزافه کردن داده های ژئوشیمیایی به اطلاعات پتروگرافی می تواند درک بهتری از منشا زمان تشکیل، ترکیب سیال دولومیت ساز، مدل دولومیتی شدن و روند دیانژن را فراهم کند. عمده عناصری که در این مطالعات مورد استفاده قرار می گیرند منیزیم، استرانسیم، سدیم، آهن و منگنز می باشند (Tucker & Wright 1990). داده های ژئوشیمیایی نمونه های دولومیت منطقه مورد مطالعه در جدول 1 آمده است، که به شرح زیر مورد بررسی قرار می گیرد. لازم به ذکر است که داده های ژئوشیمیایی معدود بوده و معمولاً پاسخ لازم را نمی دهد.

عناصر اصلی: کلسیم و منیزیم؛ مقادیر کلسیم و منیزیم به ترتیب دارای محدودهای بین 18/07 تا 23/65 و 9/01 تا 13/02 درصد می باشد. بالاترین مقدار منیزیم مربوط به دولومیت های زین اسیبی (13/02) می باشد. تمرکز Ca و Mg در دولومیت ها به نسبت Mg/Ca در سیالهای سازنده آنها بستگی دارد (Sass & Bein 1988). میانگین نسبت Mg/Ca در دولومیت های با شبکه بلوری منظم و ایده آل 0/62 است (Melezhik et al 2005). در نمونه های مورد مطالعه این نسبت بین 0/39 تا 0/60 می باشد. این تغییرات در دولومیت های معدن گوشفیل نشان دهنده حالت های غیر استوکیومتری و شبکه تقریباً نامنظم در دولومیت های ریز بلور و درشت بلور است. بی نظمی در این دولومیت ها می تواند به دلیل تدفین ژرف و حضور سیال های گرمایی باشد (Piehler & Humphrey 2001). کاهش تدریجی میزان Mg و افزایش نسبی Ca در دولومیت های نوع دوم تا چهارم معدن گوشفیل با افزایش اندازه بلور ها همراه است که می توان آن را به افزایش آهنگ دگرسانی در رابطه با ژرفای تدفین نسبت داد.

عناصر فرعی: استرانسیم و سدیم؛ دو عنصری هستند که در تشخیص نحوه تشکیل دولومیت ها کاربرد دارند (Tucker & Wright 1990). میزان Sr در دولومیت های این منطقه 60 تا 260 (میانگین 145 ppm) و Na بین 615 تا 1706 ppm می باشد. با توجه به اینکه Sr در دولومیت حدود 50 ppm است و همچنین Na در محیط های معمولی دریایی حدود 110 تا 160 ppm است، بالا بودن رطوبی میزان Sr و Na در این منطقه می تواند به دلیل تشکیل دولومیت ها در اثر جانشینی کربنات هایی با کانی شناسی اولیه آراگونیتی باشد. منگنز و آهن؛ مقادیر Fe و Mg به ترتیب دارای محدوده ای بین 1084 تا 21680 ppm و 5735 تا 53157 ppm می باشد. میزان بالای این دو عنصر در معدن گوشفیل می تواند ناشی از شرایط احیا کنندگی در خلال دگرسانی و تشکیل دولومیت دیانژنتیکی با افزایش عمق تدفین باشد.

## شیمی کانی دولومیت

با مطالعات انجام شده بر روی مقاطع نازک مشخص گردید که دولومیت های مورد مطالعه دارای دو نوع زونینگ هستند که منظور بررسی های دقیق ژئوشیمیایی توسط دستگاه میکروسکوپ الکترونی مورد آنالیز قرار گرفتند. داده های ژئوشیمیایی کانی دولومیت در جدول 2 بیان شده است. که به شرح زیر مورد بررسی قرار میگیرد:

- 1- زونینگ به رنگ قهوه ای تیره: به دلیل وجود انکلوژیونهای اکسید آهن حالت زونبندی و ظاهر قهوه ای رنگ (شکل 5 ج) ایجاد می شود.
- 2- زونینگ به رنگ آبی فیروزه ای: به دلیل تشکیل دولومیت ها در دو مرحله صورت گرفته است. در مرحله اول دولومیت های بدون آهن که دارای رنگ کرم هستند و در مرحله دوم از جانشینی دولومیت به جای کلسیت آهن دار و یا ورود سیالات حاوی آهن ایجاد شده است (شکل 5 د). زونینگ در نمونه 32 در شکل 6 الف و ب آورده شده است.

تغییرات میزان  $K_2O$  و  $Na_2O$  در دولومیت های دارای منطقه بندی نشانگر روند معکوس این دو اکسید در مقابل هم از حاشیه به مرکز می باشد. معمولاً در مرکز یک غنی شدگی از سدیم نسبت به پتاسیم قابل مشاهده است (شکل 7 الف). بین MgO و



CaO یک روند خطی معکوس در دولومیت وجود دارد (شکل 7 ب). در کانی های مورد مطالعه با افزایش کلسیم میزان منیزیم کاهش پیدا می کند، این حالت نشانگر فرایند های دولومیتی شدن در تشکیل کانی دولومیت می باشد. تغییرات میزان CaO و MgO از حاشیه به مرکز روند تقریباً موازی دارد بطور کلی مرکز از نظر ترکیب غنی از MgO و فقیر تر از CaO است (شکل 7 ج). نوسانات بین مقدار این دو اکسید از حاشیه به مرکز نشانگر منطقه بندی های ژئوشیمیایی در کانی دولومیت است. بررسی نسبت MgO/CaO نشانگر زون بندی شیمیایی از حاشیه به مرکز می باشد که از مرکز به حاشیه روند کاهشی را داراست (شکل 7 د).

### نتیجه گیری

- 1- بر اساس مطالعه ستون سنگ شناسی در مقطع مورد مطالعه فرایند دولومیتی شدن به خوبی قابل مشاهده می باشد. بر اساس مطالعات پتروگرافی پنج دسته دولومیت در این بخش شناسایی شد. دولومیت های خیلی ریز تا ریزبلور بی شکل، ریزبلور تا متوسط بلور شکل دار، متوسط بلور نیمه شکل دار، زین آسبی و دولومیت های درشت بلور پرکننده حفرات تقسیم می شود.
- 2- دولومیت های نوع 1 و 2 نشان دهنده جانشینی دیاژنتیکی، دولومیت های نوع 4 جانشینی و سیمان دیاژنتیکی و نوع 5 سیمان دیاژنتیکی هستند.
- 3- مطالعات پتروگرافی و دیاژنزی حاکی از آن است که دولومیتی شدن در جنوب غربی اصفهان به صورت تأخیری بوده است.
- 4- بخش عمده ای از دولومیت های درشت بلور منطقه مورد مطالعه از جمله دولومیت های زین آسبی در محیط تدفینی عمیق با گذشت زمان تشکیل شده اند.
- 5- میانگین نسبت Mg/Ca در دولومیت های گوشفیل نشان میدهد که این دولومیت ها دارای شبکه نامنظم و غیر استوکیومتری هستند که این حالت به دلیل تدفین ژرف و حضور سیال های گرمایی صورت گرفته است.
- 6- بالا بودن میزان Sr و Na در این منطقه می تواند به دلیل تشکیل دولومیت ها در اثر جانشینی کربنات هایی با کانی شناسی اولیه آراگونیتی باشد.
- 7- درصد بالای Mg و Fe ناشی از شرایط اجزایی در خلال دگرسانی و تشکیل دولومیت دیاژنتیکی و تدفین عمیق است.

### منابع

- ادابی م. ج. 1383: ژئوشیمی رسوبی. آرن زمین، تهران.  
مردادپور م. 1386: پتروگرافی و ژئوشیمی دولومیت ها در نهشته های کرناسه زیرین شرق اصفهان، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد سی و سوم، شماره 15-25.  
نصراصفهانی ع. 1372: بررسی زمین شناسی کانسارهای انجیره اصفهان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، 178 صفحه.  
Adabi M.H., Rao C.P. 1991: Petrographic and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran: Sed. Geol. 72:253-267.  
Adabi M.H., Rao C.P. 1996: Petrographic, elemental and isotopic criteria for the recognition of carbonate mineralogy and climates during the Jurassic (examples from Iran and England), 13<sup>th</sup> Geol. Conv. Australia. Pp: 6.  
Amthor J.E., Friedman G.M. 1991: Dolomite-rock textures and secondary porosity development in Ellenburger Group carbonates (Lower Ordovician), West Texas and southern New Mexico. Sediment. 38: 343-362.  
Gregg J.M., Shelton K.L. 1990: Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davis formation (Cambrian), southeastern Missouri. Jour. Sed. Petrology, v. 60, p. 549-562.  
Greeg J.M., Sibley D.F. 1984: Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. J. Sed. Petrol. 54: 908-931.  
Friedman G.M. 1965: Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks: J. Sed. Petrol. 35: 643-655.  
Jackson K.A. 1958: Mechanism of growth, in liquid metals and solidification. Amer. Soc. Met. Cleveland, Ohio. 174-186.  
Mazzulo S.J. 1992: Geochemical and neomorphic alteration of dolomite, a review. Carb. Evap. 7: 21-37.  
Melezhik V.A. 2005: Geochemical preservation potential of high-grade calcite marble versus dolomite marble: implication for isotope chemostratigraphy: Jour. Chem. Geology, v.216, p.203-224.  
Pichler T. & Humphrey, J. D., 2001-Formation of dolomite in recent island-arc sediments due to gas-seawater sediment interaction: Jour. Sed. Research, v. 71, p. 394-399.  
Rastad, E. 1981. Geological, Mineralogical, and Ore Facies Investigations on the Lower Cretaceous Strata bound Zn-Pb- (Ba - Cu) Deposits of the Iran Kuh Mountain Range, Estfahan, West Central Iran. Dissuniv, Heidelberg, P.332.  
Sass, E. & Bein, A., 1988. Dolomites and salinity: a comparative geochemical study: In Shukla, V., and Baker, P.A., (eds.), Sedimentology and Geochemistry of Dolostones. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., No.43, p. 223-235.  
Scholle P.A. 2003: A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grain, Textures, Porosity, Diagenesis By the American Association of Petroleum Geologists  
Tucker M.E. & Wright V.P. 1990: Carbonate Sedimentology, Blackwell Sci. Publ., London, 482 p.



### جدولها

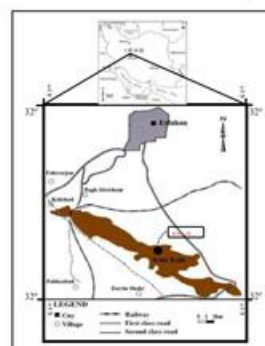
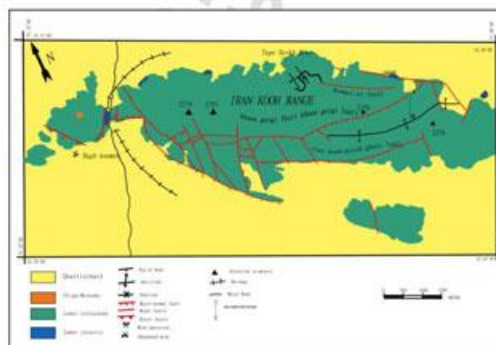
جدول ۱: نتایج حاصل از آزمون XRF نمونه‌های مورد مطالعه

sample	عناصر فرعی (ppm)				نسبت عناصر Mg/Ca	عناصر اصلی (%)	
	Fe	Mn	Na	Sr		Mg	Ca
2	53157	21680	882	210	0.49	9.01	18.07
25	7414	2860	615	60	0.60	13.02	21.36
32	12729	2632	667	260	0.39	9.34	23.65
64	5735	1084	630	60	0.59	12.06	20.22
73	10701	N	704	220	0.54	12.12	22.29
104	9652	2710	1706	60	0.60	12.84	21.22

جدول 2: نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای SEM نمونه‌های مورد مطالعه

Sample	32 <sub>p1</sub>	32 <sub>p2</sub>	32 <sub>p3</sub>	32 <sub>p4</sub>	39 <sub>p1</sub>	39 <sub>p2</sub>	39 <sub>p3</sub>	39 <sub>p4</sub>	57 <sub>p1</sub>	57 <sub>p2</sub>	74 <sub>p1</sub>	74 <sub>p2</sub>	74 <sub>p3</sub>	74 <sub>p4</sub>
Na <sub>2</sub> O	0.40	0.39	0	0.88	0	0	0	0	0	0	1.571	2.55	0.730	0.851
MgO	18.13	26.39	17.31	30.08	24.82	25.35	21.89	23.98	27.61	21.63	28.23	28.40	25.15	34.48 61.96
K <sub>2</sub> O	0.65	0.32	0.55	0.20	0	0	0	0	0	0	0.46	1.05	0.16	0.16
CaO	57.58	55.66	74.36	52.75	61.96	64.38	64.74	74.91	66.24	79.38	67.28	60.65	69.06	61.26
FeO	0	0	0	0	1.03	1.06	0.803	1.299	0.634	2.48	0	0	0	0
SiO <sub>2</sub>	0	0	0	0	1.273	0.404	0.806	0.939	0.361	1.34	0	0	0	0
ZnO	1.63	1.48	1.75	1.04	0	0	0	0	0	0	1.31	1.10	0.87	0.90
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0	0	0	0	5.33	8.03	7.30	9.37	9.403	5.33	0	0	0	0

### شکلها



استان یزد، شهرستان طبس، میدان دانشگاه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد طبس، دبیرخانه همایش  
 تلفن: ۰۳۲-۴۲۳۶۱۲۹ (۰۳۵۳) دورنگار: ۴۲۳۶۱۳۳ (۰۳۵۳)  
 وب سایت همایش: [www.hamayesh-tabas.ir](http://www.hamayesh-tabas.ir)

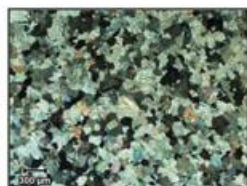




# اولین همایش ملی معدن و علوم وابسته

## اسفند ۱۳۸۸

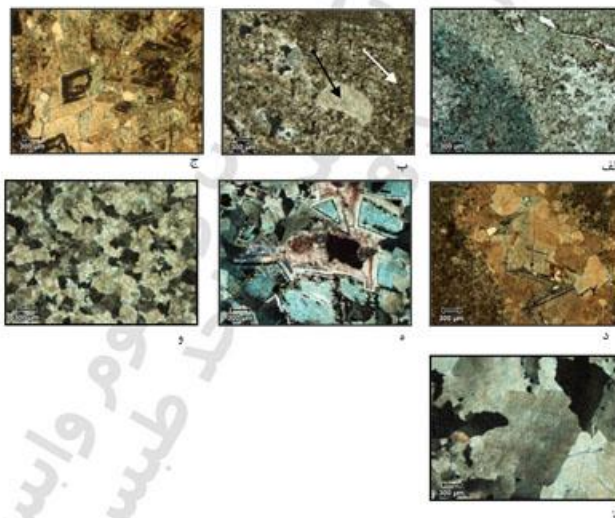
شکل ۱: راه‌های دسترسی و موقعیت کلی منطقه مورد مطالعه. شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه (اقتباس از راستاد ۱۹۸۰ با تغییرات).



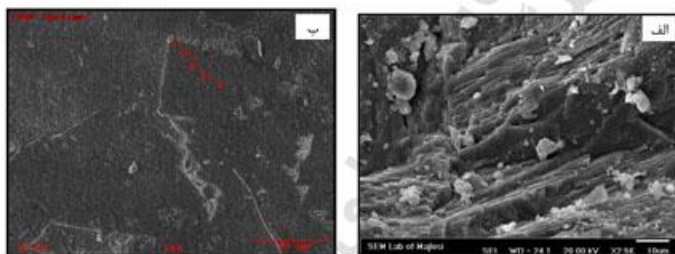
شکل ۴: دولومیتی شدن کامل باعث گردیده که رخساره اصلی سنگ به طور کامل محو شود.



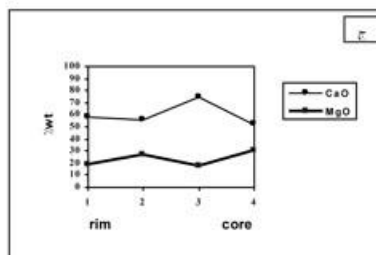
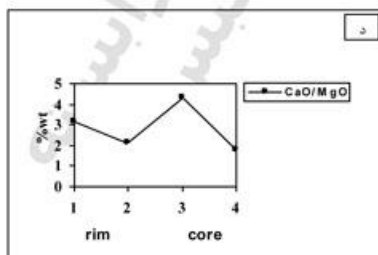
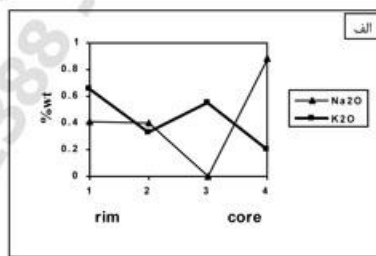
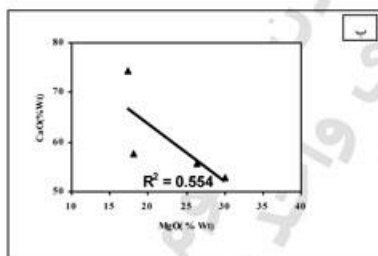
شکل ۳: تناوب دولومیت (D) و آهک (L) در برش مورد مطالعه بر روی شیل‌های زوراسیک (Sh) در دیواره معدن گوشیل.



شکل ۵: الف) بلورهای دولومیت نوع ۱ و نوع ۲ نور (PPL). ب) بلورهای خیلی ریز نوع ۱ (توک فلش سفید) و نیمه شکل‌دار نوع ۳ به همراه شیبی از خارپوست (فلش سیاه) مشاهده می‌شود. ج) در لوزی‌های خودشکل دولومیت نوع ۲، زون‌بندی و حالت مه‌آلود مشاهده می‌شود. نور (XPL). د) بلورهای نیمه شکل‌دار با رخ‌های متقاطع نور (PPL). ه) بلورهای دولومیت نیمه شکل‌دار نوع ۳ (رنگ آبی) و کلسیت (رنگ قرمز). نور (XPL). و) دولومیت‌های زین‌اسبی با حالت ابری و کدر. نور (XPL). ز) بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل دولومیت نوع ۵ که به شکل پرکننده حفره دیده می‌شود. نور (XPL).



شکل ۶: الف تصویر SEM سطح دولومیت نوع ۲، ب) تصویر SEM و نقاط آنالیز شده در دولومیت شکل دار.







# اولین همایش ملی معدن و علوم وابسته

## اسفند ۱۳۸۸



دانشگاه آزاد اسلامی  
واحد طبس

شکل 7: الف) نمودار تغییرات درصد وزنی  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  در نمونه 32 (نقاط 1 و 3 بین زونیکها و نقاط 2 و 4 روی زونیکها انتخاب شده است)، ب) تغییرات درصد وزنی  $\text{CaO}$  و  $\text{MgO}$  در نمونه 32، ج) تغییرات درصد وزنی  $\text{CaO}$  و  $\text{MgO}$  در نمونه 32، د) تغییرات درصد وزنی نسبت  $\text{CaO}$  به  $\text{MgO}$  در نمونه 32.

اولین همایش ملی معدن و علوم وابسته  
دانشگاه آزاد اسلامی واحد طبس  
اسفند 1388