

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد

گرایش زمین شیمی

عنوان:

مطالعات ژئوشیمیایی نهشته‌های کربناته توالی چینه‌ای پرکامبرین پسین در جنوب شرق

زنجان

نگارنده: جابر پیله‌کوهی

اساتید راهنما:

دکتر عزیزالله طاهری

دکتر مهدی جعفرزاده

استاد مشاور:

دکتر افشین زهدی

تابستان ۱۳۹۷

شماره: ۲۵-۲۳
تاریخ: ۱۱/۷/۹۷

بسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۳) صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد جابر بیله کوهی با شماره دانشجویی ۹۴۰۴۴۵۴ رشته زمین شناسی گرایش زمین شیمی تحت عنوان مطالعات ژئوشیمیایی نهشته های کربناته نوالی جنبه ای برکامبرین پسین در جنوب شرقی زینجان که در تاریخ ۹۷/۰۴/۲۷ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با درجه: ...): مردود
نوع تحقیق: نظری عملی

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر عزیزالله طاهری	استاد	
۲- استاد راهنمای دوم	دکتر مهدی جعفرزاده	استادیار	
۳- استاد مشاور	دکتر افشین زهدی	استادیار	
۴- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر مهدی رضایی گهخانی	استادیار	
۵- استاد ممتحن اول	دکتر مسعود علی پور اصل	استادیار	
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر معصومه کردی	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر پرویز امیدی

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:

تصوه: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).



تقدیرم به

خانواده

و

پدر و مادر مهربان و فداکارم

که همیشه دعای خیرشان همراهم

بوده

و

هست

تشکر و قدردانی

اولین تقدیر و سپاس خود را شاره مرگم که با نوشتن نامش بر روی قلب مادل آرام مرگید و نامیدن نامش بر زبان کلید گشایش هر کاری مرشد و تنها دوست که ما را در انجام امور لگ مرگند و حمد و ستایش مخصوص اوست که مراد انجام این سه شوش یاری نمود.

درد و سپاس قلب را در تقدیر به خانواده ام، علم مخصوص پدر و مادر عزیز و مهربان مرگم که در تمام سیر زندگی مادعی نیرشان نورانی بخش را به و بهترین مشوق تحصیل ام و همراه بخش نخبه یاب بودند.

تشکر و سپاس فراوان از اساتید گرام، آقایان دکتر عزیز الله طهری، دکتر مهدی جعفرزاده و دکتر اشنین زهدی که همواره از آغاز تا انتهای پژوهش با درایت کامل و بهترین همواره یاری نموده و حج مکر را از منسوخ نگه دارند.

و همچنین از تمام اساتید در دانشکده ی علوم زمین از آقای محمیان مسئول دانشکده تهری، مقطع نازک دانشکده صنعتی شهرد، آقای مهندس میر باقری مسئول دانشکده اپتیک دانشکده صنعتی شهرد، دست اندکاران شرکت زر آرای زنجان و از دوستان و همکارهای خوب که در بخش های مختلف این سه شوش بنده را یاری نموده اند تشکر و قدردانی مرگم.

در انتها از اساتید خوب که کمر و کاستن های سرزده از منسوخ طر انجام مراحل پژوهش را تحمل کرده و باعث رنجش خاطر آن باشند خذ خواهر مرگم.

تعهد نامه

اینجانب **جابر پيله کوهی** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده مطالعات ژئوشیمیایی نهشته‌های کربناته توالی چینه‌ای پرکامبرین پسین در جنوب شرق زنجان به راهنمایی جناب آقای دکتر **عزیزالله طاهری** و دکتر **مهدی جعفرزاده** متعهد می‌شوم؛

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش‌های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا «Shahrood University of Technology» به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

چکیده

برش چپقلو در فاصله‌ی حدود ۹۰ کیلومتری جنوب‌شرق شهر زنجان و در کوه‌های سلطانیه قرار دارد. این برش، از لحاظ تقسیمات رسوبی- ساختمانی ایران در زون البرز و از لحاظ زمین‌ساختی، در زمان پرکامبرین پسین- کامبرین پیشین (حدود ۹۰۰ تا ۵۵۰ میلیون سال قبل) در حاشیه‌ی شمال شرقی گندوانا و در حاشیه‌ی جنوبی اقیانوس پروتوتتیس قرار داشته است. سازند بایندور و بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه توالی‌های مورد مطالعه به سن پرکامبرین پسین در این برش هستند. سازند بایندور به ضخامت ۶۰۵ متر شامل میان‌لایه‌هایی از دولومیت همراه با نودول‌ها و نوارهای لایه‌لایه‌ی چرت و جلبک‌های سبز- آبی (استروماتولیت) می‌باشد. این سازند با سطح تماس هم‌شیب بر روی سازند کهر قرار گرفته و توسط سازند سلطانیه بصورت هم‌شیب پوشیده می‌شود. بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه به ضخامت ۱۰۰ متر بوده و متشکل از دولومیت‌های نازک تا ضخیم‌لایه و توده‌ای استروماتولیت‌دار حاوی نودول و نوارهای چرت است. در بررسی‌های صحرایی و همچنین مطالعات میکروسکوپی، براساس ویژگی‌های ماکروفابریکی و میکروفابریکی (لایه‌بندی، ساختار و ریخت‌شناسی)، پنج نوع استروماتولیت شامل انواع استروماتولیت‌های مسطح، نامنظم، کورک‌دار، ستونی و کروی شناسایی شده است. تنوع استروماتولیت‌ها در سازند بایندور از بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه بیشتر است و در قسمت‌های بالاتر بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه، از تنوع استروماتولیت‌ها کاسته می‌شود. بررسی انواع استروماتولیت‌ها در برش چپقلو نشان می‌دهد که آنها در یک محیط کم‌عمق و کم انرژی تشکیل شده‌اند.

مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی، منجر به شناسایی ۵ نوع دولومیت در این برش گردید که عبارتند از: (۱) دولومیت‌های خیلی ریزبلور (۲) دولومیت‌های ریزبلور (۳) دولومیت‌های متوسط‌بلور (۴) دولومیت‌های متوسط تا درشت‌بلور و (۵) سیمان دولومیتی. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که بیشترین انواع دولومیت‌ها در این برش، دولومیت‌های ریزبلور و متوسط‌بلور هستند. با توجه به شواهد پتروگرافی و سنگ‌شناختی در

دولومیت‌های خیلی ریزبلور، از جمله وجود لامیناسیون‌های استروماتولیتی و حضور شواهد تبخیری مانند وجود قطعات برش و همچنین شواهد ژئوشیمیایی مانند مقادیر بالای Na و مقادیر بالاتر Sr در دولومیت‌های خیلی ریزبلور نسبت به دولومیت‌های درشت‌بلورتر، مدل دولومیتی‌شدن برای دولومیت‌های خیلی ریزبلور از نوع مدل سبخایی می‌باشد. با توجه به حضور شواهدی نظیر پلوئیدها در دولومیت‌های ریزبلور و قطع شدن آنها توسط استیلولیت‌ها، مکانیسم تشکیل دولومیت‌های ریزبلور در برش چپقلو مدل تدفینی کم‌عمق می‌باشد. این نوع دولومیت‌ها از تبلور مجدد دولومیت‌های نوع اول بوجود آمده‌اند. مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهد در این دولومیت‌ها مقادیر Na و Sr کمتر از دولومیت‌های خیلی ریزبلور می‌باشد. مقادیر Sr کمتر این نوع دولومیت‌ها بعثت اثرات سیالات می‌باشد و مقادیر بالای Fe و Mn در این دولومیت‌ها شرایط احیایی حاکم بر تشکیل این دولومیت‌ها را نشان می‌دهد. با توجه به افزایش عمق تدفین و اندازه‌ی بلورهای درشت‌تر دولومیت‌های نوع ۳ تا ۵ نسبت به دولومیت‌های قبلی، مکانیسم دولومیتی‌شدن در این نوع دولومیت‌ها، مدل دولومیتی‌شدن تدفینی عمیق می‌باشد. این مدل با شواهد ژئوشیمیایی از قبیل مقدار پایین استرانسیم در دولومیت‌های درشت‌بلور این برش، نسبت به آب دریا و دولومیت‌های عهد حاضر و حتی نسبت به دولومیت‌های خیلی ریزبلور و افزایش مقدار Mg حاکی از درشت‌بلور شدن و عمق تدفین بیشتر این دولومیت‌ها قابل توجیه است.

واژه‌های کلیدی: پرکامبرین پسین، ژئوشیمی، دولومیتی‌شدن، چپقلو، زنجان.

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

- پتروگرافی دولومیت‌های پرکامبرین پسین (سازند بایندور و قاعده‌ی سلطانیه) در برش چپقلو، جنوب شرق زنجان؛ ۱۳۹۶، بیست و پنجمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه یزد.
- پتروگرافی، ژئوشیمی و مکانیسم دولومیتی‌شدن توالی‌های پرکامبرین پسین در برش چپقلو، جنوب شرق زنجان؛ ۱۳۹۷، مجله‌ی پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، دانشگاه اصفهان، پذیرفته شده.

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات	۱
۱-۱- مقدمه	۲
۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه	۳
۳-۱- مروری بر تاریخچه‌ی مطالعات پیشین	۵
۱-۳-۱- سازند بایندور	۵
۲-۳-۱- سازند سلطانیه	۶
۴-۱- اهمیت و کاربرد نتایج تحقیق	۸
۵-۱- مطالعات کاربردی و آزمایشگاهی	۹
۱-۵-۱- گردآوری اطلاعات	۹
۲-۵-۱- مطالعات صحرایی	۱۰
۳-۵-۱- مطالعات آزمایشگاهی و دفتری	۱۰
فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی و ناحیه‌ای منطقه	۱۳
۱-۲- مقدمه	۱۴
۲-۲- پرکامبرین در ایران	۱۶
۳-۲- زمین‌شناسی و چینه‌شناسی البرز در پرکامبرین پسین و کامبرین پیشین	۱۶
۴-۲- چینه‌شناسی و شرح واحدهای سنگی پرکامبرین پسین	۱۸
۱-۴-۲- سازند کهر	۱۹
۲-۴-۲- سازند بایندور	۲۱
۳-۴-۲- سازند سلطانیه	۲۶
فصل سوم: پتروگرافی	۲۹
۱-۳- مقدمه	۳۰
۲-۳- انواع دولومیت‌ها در برش چیقلو	۳۱

۳۲.....	۲-۳-۱- دولومیت‌های خیلی ریزبلور (Dolomicrite)
۳۴.....	۲-۳-۲- دولومیت‌های ریزبلور (Dolomicrosparite)
۳۶.....	۲-۳-۳- دولومیت‌های متوسط‌بلور (Dolosparite)
۳۸.....	۲-۳-۴- دولومیت‌های متوسط تا درشت‌بلور (Medium to Coarse crystalline dolomite)
۳۹.....	۲-۳-۵- سیمان دولومیتی (Dolomite cement)
۴۲.....	۳-۳- استروماتولیت‌های برش چپقلو
۴۲.....	۳-۳-۱- استروماتولیت‌های مسطح (Stratiform stromatolites)
۴۵.....	۳-۳-۲- استروماتولیت‌های نامنظم (Crinkly stromatolites)
۴۶.....	۳-۳-۳- استروماتولیت‌های کورک‌دار (Pustular stromatolites)
۴۷.....	۳-۳-۴- استروماتولیت‌های ستونی (Columnar stromatolites)
۴۹.....	۳-۳-۵- استروماتولیت‌های کروی (Oncoid stromatolites)
۵۱.....	فصل چهارم: مطالعات ژئوشیمی
۵۲.....	۴-۱- مقدمه
۵۲.....	۴-۲- تجزیه پراش پرتو ایکس (XRD)
۵۴.....	۴-۳- مطالعات ژئوشیمیایی
۵۴.....	۴-۳-۱- عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌ها
۵۷.....	۴-۳-۱-۱- کلسیم و منیزیم
۵۸.....	۴-۳-۱-۲- استرانسیم
۶۰.....	۴-۳-۱-۳- سدیم
۶۲.....	۴-۳-۱-۴- آهن و منگنز
۶۵.....	فصل پنجم: مکانیسم‌های دولومیتی شدن
۶۶.....	۵-۱- مقدمه
۶۷.....	۵-۲- مکانیسم‌های دولومیتی شدن

۷۰ (Sabkha Model) مدل سبخا ۱-۲-۵
۷۲ (Shallow Burial Model) مدل تدفینی کم عمق ۲-۲-۵
۷۳ (Burial Model) مدل تدفینی عمیق ۳-۲-۵
۷۷ فصل ششم: نتیجه گیری و پیشنهادها
۷۸ ۱-۶ نتیجه گیری
۸۰ ۲-۶ پیشنهادها
۸۱ منابع
۸۲ منابع فارسی
۸۵ References

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱- نقشه‌ی راه‌های دسترسی و موقعیت برش مورد مطالعه ۴
- شکل ۱-۲- نقشه‌ی هوایی برش چپقلو در جنوب شرق زنجان ۴
- شکل ۱-۲- نقشه‌ی پهنه‌ی رسوبی ساختاری ایران و موقعیت منطقه‌ی زنجان ۱۵
- شکل ۲-۲- نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه خدابنده- سلطانیه ۱۸
- شکل ۲-۳- دورنمایی از برش چپقلو در حاشیه‌ی روستای چپقلو ۱۹
- شکل ۲-۴- تصاویر مربوط به سازند کهر در برش چپقلو ۲۰
- شکل ۲-۵- ستون چینه‌شناسی سازند بایندور در برش چپقلو ۲۲
- شکل ۲-۶- تصاویر مربوط به سازند بایندور در برش چپقلو ۲۵
- شکل ۲-۷- ستون چینه‌شناسی بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه در برش چپقلو ۲۷
- شکل ۲-۸- تصاویر مربوط به سازند سلطانیه و بخش دولومیت زیرین این سازند ۲۸
- شکل ۳-۱- دولومیکرایت، دولومیت نوع اول، بی‌شکل، دارای مرزهای مسطح نیمه‌شکل‌دار ۳۳
- شکل ۳-۲- دولومیکرواسپارایت، دولومیت نوع دوم، ریزبلور، بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار ۳۵
- شکل ۳-۳- دولواسپارایت، دولومیت نوع سوم، متوسط‌بلور، نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار ۳۷
- شکل ۳-۴- دولومیت نوع چهارم، متوسط تا درشت‌بلور، نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار ۳۹
- شکل ۳-۵- دولومیت نوع پنجم، دولومیت حفره پر کن، درشت‌بلور، بی‌شکل تا شکل‌دار ۴۰
- شکل ۳-۶- تغییرات انواع دولومیت در برش چپقلو ۴۱
- شکل ۳-۷- استروماتولیت‌های مسطح ۴۴
- شکل ۳-۸- استروماتولیت نامنظم ۴۶
- شکل ۳-۹- استروماتولیت کورک‌دار ۴۷
- شکل ۳-۱۰- استروماتولیت ستونی ۴۸
- شکل ۳-۱۱- استروماتولیت کروی ۴۹
- شکل ۴-۱- نتایج تجزیه پراش پرتو ایکس (XRD) در انواع دولومیت شناسایی شده در برش چپقلو ۵۳
- شکل ۴-۲- نمودار تغییرات عناصر اصلی و فرعی در برش چپقلو ۵۶
- شکل ۴-۳- تغییرات کلسیم در برابر منیزیم در برش چپقلو ۵۸
- شکل ۴-۴- تغییرات استرانسیم در برابر منیزیم در برش چپقلو ۶۰
- شکل ۴-۵- تغییرات سدیم در برابر منیزیم در برش چپقلو ۶۱
- شکل ۴-۶- تغییرات آهن و منگنز در برابر منیزیم در برش چپقلو ۶۳

شکل ۵-۱- انواع مدل‌های دولومیتی شدن ۶۸

فهرست جداول

- جدول ۳-۱- توصیف ویژگی‌های بلوری انواع دولومیت‌های شناسایی شده در برش چپقلو ۳۱
- جدول ۴-۱- ترکیب کانی‌شناسی دولومیت‌ها در برش چپقلو با استفاده از نتایج تجزیه پراش پرتو ایکس (XRD) ۵۳
- جدول ۴-۲- نتایج تجزیه عناصر اصلی و فرعی دولومیت‌های سازند بایندور و بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه با استفاده از آنالیزهای ژئوشیمیایی ICP-OES ۵۵
- جدول ۴-۳- میانگین عناصر اصلی و فرعی در دو سازند بایندور و بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه ۵۵

فصل اول

کیسیت

دولومیت در طول دوران زمین‌شناسی، در سنگ‌های رسوبی قدیمه فراوان بوده، در حالی که دولومیت اولیه که در رسوبات عهد حاضر به مقدار بسیار کم و در محیط‌های بسیار خاص تشکیل می‌شود (Dolomite problem). سازندهای دولومیتی پرکامبرین می‌توانند براساس ویژگی‌های رسوب‌شناسی، ژئوشیمی، پتروگرافی و ساختارهای ریز استروماتولیتی، برای بازسازی شرایط محیطی قدیمه مورد استفاده قرار گیرند (Warthmann et al., 2000).

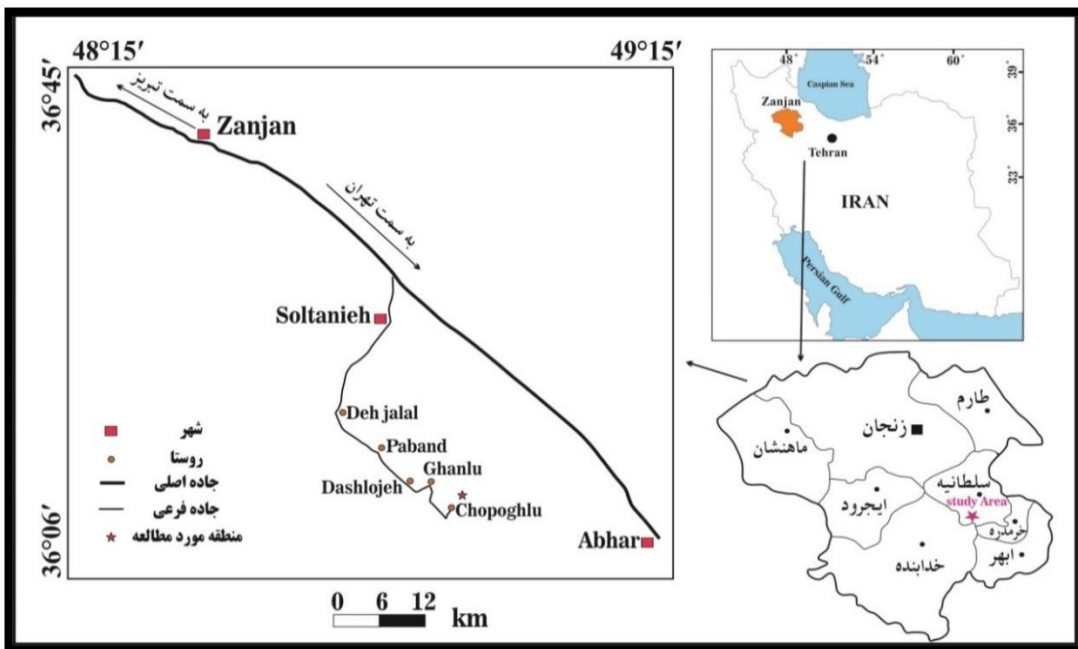
دولومیت‌ها به طور عمده دارای یکسری ساختارهای داخلی و خصوصیات ژئوشیمیایی هستند که به طور معمول شرایط محیط‌های تشکیل را نشان می‌دهند (Jin et al., 2006; Du et al., 2018). دولومیت یک کانی پیچیده است، زیرا می‌تواند از طریق مکانیزم جایگزینی کانی دیاژنزی یا از طریق مکانیزم‌های هیدروترمال و یا دگرگونی تشکیل شود. برای تمام این مکانیسم‌ها، گردش سیال و مقدار منیزیم کافی در سیال مورد نیاز است. این پیچیدگی در دهه‌های اخیر مورد بحث قرار گرفته است و منجر به تفسیرهای مختلف در مورد منشأ دولومیت در ساختارهای زمین‌شناسی شده است (Mckenzie and Vasconcelos, 2014; Jacquemyn et al., 2009). در طول ۳۰ سال گذشته، مطالعه‌ی دولومیت‌ها یکی از مهمترین مسائل در پژوهش‌های رسوبی بین‌المللی بوده است. دولومیتی‌شدن سیستم‌های کربناته فرآیند دیاژنزی رایج است که مکانیسم تشکیل آن هنوز به روشنی مشخص نشده است. بنابراین، تحقیق در مورد درک فرآیندهای دولومیتی‌شدن توجه فراوانی را به خود جلب کرده است (Kirmaci et al., 2018). بسیاری از توالی‌های کربناته‌ی پرکامبرین تحت تأثیر دولومیتی‌شدن قرار گرفته‌اند (Altermann and Corcoran, 2002; Eriksson et al., 2005) و لذا، شرایط تشکیل دولومیت‌های پرکامبرین در زمین‌شناسی رسوبی بسیار مهم می‌باشد (Zentmyer et al., 2011). با توجه به گسترش دولومیت‌ها در سنگ‌های پرکامبرین پسین در

حوضه‌ی البرز، سیستم‌های کربناته‌ی برش چپقلو واقع در جنوب شرق زنجان در کوه‌های سلطانیه مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. علیرغم حضور گسترده‌ی دولومیت در پلت‌فرم‌های کربناته‌ی تشکیل شده در پرکامبرین پسین ایران، مطالعات اندکی در مورد ویژگی‌های بافتی و ژئوشیمیایی، از نظر منشأ تشکیل این دولومیت‌ها انجام شده است. بنابراین، این مطالعه با هدف تعیین خصوصیات بافتی، کانی‌شناختی و ژئوشیمیایی دولومیت‌های پرکامبرین پسین در برش چپقلو به منظور تعیین مکانیسم دولومیتی‌شدن آنها و ماهیت سیالات دولومیتی انجام شده است.

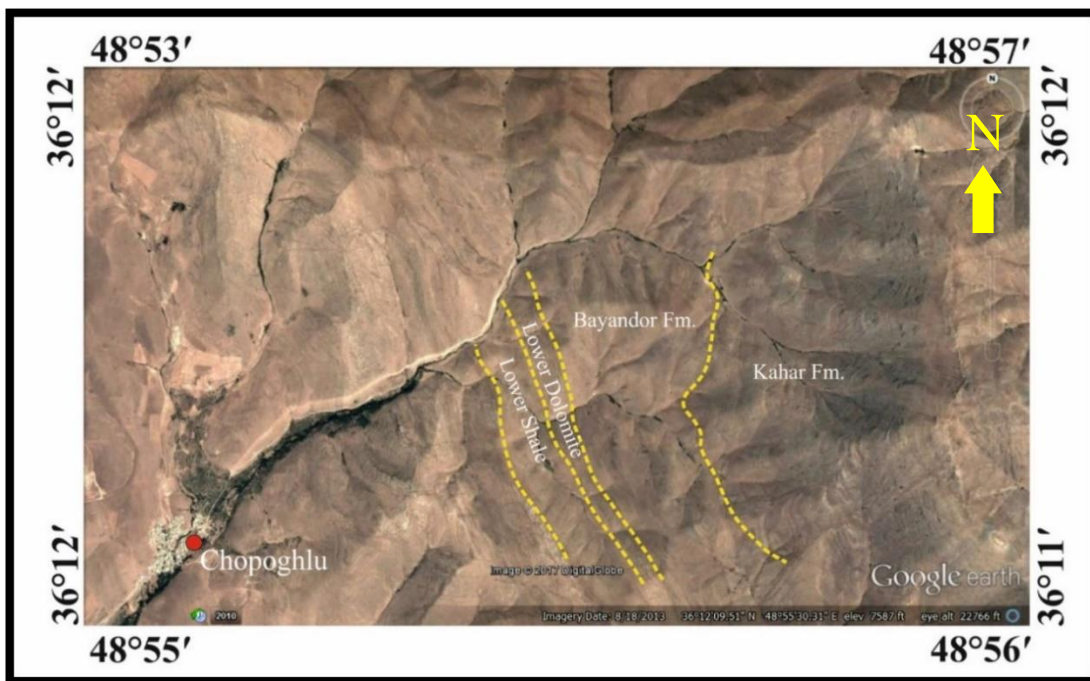
۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه

استان زنجان که از آن به عنوان فلات زنجان نیز نام برده می‌شود در ناحیه‌ی شمال غربی ایران در مختصات $۳۵^{\circ}۲۵'$ تا $۳۷^{\circ}۱۵'$ عرض شمالی و $۴۷^{\circ}۰۱'$ تا $۴۹^{\circ}۵۲'$ طول شرقی قرار دارد. استان زنجان از جهت شمال با استان‌های آذربایجان شرقی و اردبیل، از شرق با استان‌های قزوین و گیلان، از جنوب با استان همدان و از غرب با استان‌های آذربایجان غربی و کردستان مرز مشترک دارد.

منطقه‌ی مورد مطالعه در برش چپقلو در حاشیه‌ی روستای چپقلو با مختصات جغرافیایی $۴۸^{\circ}۵۶'۱۲''$ طول جغرافیایی و $۳۶^{\circ}۱۲'۰۲''$ عرض جغرافیایی در حدود ۹۰ کیلومتری جنوب شرقی زنجان واقع شده است. شهرستان سلطانیه در حدود ۳۵ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان زنجان قرار دارد. با طی مسافت حدود ۵۵ کیلومتر به سمت جنوب شهرستان سلطانیه و با عبور از روستاهای ده‌جلال، پابند، داشلوجه و قانلو، برش چپقلو قابل دسترسی می‌باشد (شکل‌های ۱-۱ و ۱-۲).



شکل ۱-۱- نقشه‌ی راه‌های دسترسی و موقعیت برش چپقلو (پبله کوهی و همکاران، ۱۳۹۶).



شکل ۱-۲- موقعیت برش چپقلو در جنوب شرق زنجان بر روی نقشه‌ی Google earth.

۱-۳- مروری بر تاریخچه مطالعات پیشین

۱-۳-۱- سازند بایندور

اشتوکلین و همکاران (Stocklin et al., 1964) نخستین بار در کوه‌های سلطانیه زنجان ترادفی از نهشته‌های شیلی- دولومیتی را با نام "سازند بایندور" نام‌گذاری کردند که به عقیده‌ی آنها با گرانیت دوران همبری آذرین پی داشت و به تدریج به سازند دولومیتی سلطانیه تبدیل می‌شد. پیدا نشدن سنگواره‌ی خاص، قرارگیری ناپیوسته بر روی گرانیت دوران و یا نهشته‌های چین‌خورده‌ی پرکامبرین (سازند کهر) سبب شد تا سازند بایندور به همراه سه واحد سنگ‌چینه‌ای دیگر به نام‌های سلطانیه، باروت و زاگون، بخشی از نهشته‌های موسوم به اینفراکامبرین باشد. گفتنی است این واژه‌ی اینفراکامبرین ویژه‌ی سنگ‌هایی بود که با سنگ‌های دگرگونه‌ی پرکامبرین و همچنین ردیف‌های پالئوزوئیک شناخته شده تفاوت داشتند. ولی در حال حاضر داده‌های دیرینه‌شناسی در خور استناد نشان داده است که از سازندهای یادشده سازند بایندور و بخش پایینی سازند سلطانیه (بخش‌های ۱ و ۲) به سن پرکامبرین پسین و بخش بالایی سلطانیه (بخش‌های ۳، ۴ و ۵) سن کامبرین پیشین دارند (آقناباتی، ۱۳۸۷).

قویدل سیوکی (۱۳۷۴) مطالعات پالینولوژیکی مقدماتی را در روی برش الگوی سازند بایندور در شمال روستای دوران واقع در جنوب زنجان انجام داده است که با برداشت میکروفسیل‌های گیاهی به ارائه‌ی اطلاعات جدیدتر درباره‌ی سن نسبی سازند بایندور پرداخته و این سازند را به سن ریفتن بالایی (نئوپروتوزوئیک پسین) نسبت داده است.

صبوری و همکاران (۱۳۹۵) برش الگوی سازند بایندور واقع در روستای دوران را به سن ژوراسیک میانی نسبت داده‌اند. قبل از مطالعات آنها، این سازند براساس مطالعات پالینولوژیکی و روزن‌بران از نئوپروتوزوئیک تا کرتاسه تعیین سن شده بود. آنها با بررسی مطالعات پالینولوژیکی گونه‌های فسیلی اسپور و پولن و

مقایسه‌ی این پالینوفلوراها با مجموعه پالینوفلوراهای ژوراسیک میانی ایران اعم از پالینوفلوراهای سازندهای دلیچای، کشف رود، قسمت بالایی شمشک و هجدک و سایر نقاط جهان و تشابه آنها با هم و همچنین با شناسایی دو گسل در قاعده و رأس سازند بایندور، این سازند را به سن ژوراسیک میانی تخمین زده‌اند.

اعتمادسعید و حسینی برزی (۱۳۹۶) به بررسی خاستگاه زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌های سازند بایندور در برش چپقلو پرداختند و دریافتند که خاستگاه زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌های سازند بایندور کمان ماگمایی فرسایش یافته است که اصلی‌ترین منشأ رسوبات در آن پوشش‌های ولکانیکی و ریشه‌های پلوتونیکی رخنمون یافته هستند.

۱-۳-۲- سازند سلطانیه

نام سازند سلطانیه برگرفته از نام کوه و شهر تاریخی سلطانیه است که در حدود ۳۵ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان زنجان قرار دارد.

نخستین بار اشتوکلین و همکاران (Stocklin et al., 1964) دولومیت‌های متراکم را به نام سازند سلطانیه نام‌گذاری کرده و آن را به سه بخش دولومیت زیرین، شیل چپقلو و دولومیت بالایی تقسیم‌بندی کرده‌اند و با معرفی فسیل‌های *Hyolithids*, *Eoredlichia*, *salterella* sp, *wutingaspis* sp سن سازند سلطانیه را به کامبرین پیشین نسبت دادند.

می‌یر (Meyer, 1967) استروماتولیت‌هایی مانند *immanis* Fenton and Fenton *Hadrophycus* و *collenia spissa* Fenton and Fenton را که در سنگ‌آهک‌های نازک‌لایه تیره رنگ سازند سلطانیه در باختر کرج گردآوری کرده بود را با گونه *immanis* Fenton and Fenton و *Hadrophycus immanis* که از شمال آمریکا و هیمالیا گزارش شده بود هم ارز دانست.

اشکان (۱۳۶۱) با استناد به سنگواره‌هایی نظیر Trilobites, Brachiopoda, Biconulites sp, Microgastropoda, Echinoid/spin, که در شیل‌های چپقلو وجود داشت سن کامبرین پیشین را برای شیل چپقلو پیشنهاد کرد.

لاسمی (۱۳۷۳) به منظور بررسی سنگ‌شناسی و تشخیص محیط‌های رسوبی از آن از نظر اهمیت اقتصادی و تجزیه و تحلیل حوضه‌های رسوبی قدیمی ایران به مطالعه‌ی سنگ‌های سازند سلطانیه در شرق دماوند و شمال سمنان پرداخته است؛ همچنین رخساره‌های رسوبی و ارائه مدل رسوبی سازند سلطانیه در البرز مرکزی را تعیین نموده و با مقایسه‌ی محیط رسوبی این سنگ‌ها با کارهای انجام شده بر روی سنگ‌های همزمان آن در کشورهای مجاور، به تشخیص پالئوژئوگرافی در زمان تشکیل سنگ‌های سلطانیه در ایران پرداخته است.

میراب شبستری (۱۳۷۳) سنگ‌شناسی و محیط رسوبی سازند سلطانیه را در شمال سربندان دماوند و شه‌میرزاد سمنان بررسی کرده است. سازند سلطانیه در این مناطق به صورت ناپیوسته و هم‌شیب روی سازند کهر جای قرار گرفته است.

حمدی (Hamdi, 1989) سازند سلطانیه را به پنج بخش دولومیت زیرین و شیل زیرین و دولومیت میانی، شیل بالایی و دولومیت بالایی تقسیم‌بندی نموده است که دو عضو دولومیت پایینی و شیل پایینی آن به سن پرکامبرین پسین (وندین) و سه عضو دیگر به سن کامبرین پیشین هستند. مهم آن که مرز پرکامبرین-کامبرین که به تقریب در قاعده‌ی دولومیت میانی است به طور کامل هم‌شیب و تدریجی است.

مرادی و فرج‌پور (۱۳۷۷) با بررسی و تقسیم‌بندی دولومیت‌های منطقه‌ی دهملای شاهرود به بررسی سنگ-شناسی و دیاژنز سازند سلطانیه در منطقه پرداختند. آنها عنوان کردند که محیط رسوبی این سازند را با

توجه به فراوانی ساختمان استروماتولیت و ساختمان ریزشی ناشی از انحلال کانی‌های تبخیری می‌توان به یک محیط کم‌عمق پلاتفرمی نسبت داد.

شریفی (۱۳۸۵) فسفات‌های کامبرین در بخش زیرین عضو شیل بالای سازند سلطانیه در البرز مرکزی را مورد بررسی قرار داد که مطالعات آنها نشان از این داشت که این فسفات‌ها در محیط ساکن در پهنه‌های ساحلی با رشد جلبک‌ها و موجودات ریز فسفات‌ه و غیر فسفات‌ه بصورت لایه‌های نازک ته‌نشین شده‌اند.

ثیاب قدسی و همکاران (۱۳۸۵) با مطالعات ژئوشیمیایی به تشخیص کانی‌شناسی اولیه و تعیین فرآیندهای دیاژنتیکی در سنگ‌آهک‌های سازند سلطانیه در برش نمونه پرداختند. مطالعات آنها نشان داد که سنگ‌های آهکی سازند سلطانیه به طور عمده تحت تأثیر دیاژنز متئوریکی در یک سیستم باز قرار گرفته است. همچنین آنها با مطالعه‌ی ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌آهک‌های سازند سلطانیه این سازند را با سنگ‌آهک‌های سازند مزدوران و گوردون تاسمانیا مقایسه کرده‌اند.

زه‌دی و همکاران (۱۳۹۵) مدل دولومیتی‌شدن سازند سلطانیه در جنوب غرب زنجان را بررسی نموده که در این مطالعه آنها به بررسی و دسته‌بندی انواع دولومیت‌ها پرداختند و با استفاده از آنها انواع مدل دولومیتی-شدن سازندها را بیان کرده‌اند.

شاه‌کرمی و همکاران (Shahkarami et al., 2017) با مطالعه بر روی فسیل‌های سازند سلطانیه، مرز پروتروزوئیک-کامبرین را بصورت احتمالی در لایه‌های بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه قرار داده‌اند.

۴-۱- اهمیت و کاربرد نتایج تحقیق

از مهمترین کاربردهای ژئوشیمی بر روی سنگ‌های کربناته، تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه، تعیین محیط رسوبی، تفکیک محیط‌های دیاژنتزی و تعیین روندهای دیاژنتزی است (Adabi and Asadi-Mehmandosti, 2008; Jamalian and Adabi, 2015). تاکنون مطالعات ژئوشیمیایی اندکی بر روی نهشته‌های کربناته

پرکامبرین پسین در برش چپقلو صورت گرفته است. هدف اصلی از انجام این تحقیق، مطالعات چینه‌شناسی، شناسایی انواع مختلف رخساره‌های رسوبی بخش‌های کربناته‌ی سازنده‌های بایندور و بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه (پرکامبرین پسین)، تعیین مدل رسوبی و شناسایی عملکرد فرآیندهای دیاژنتیکی براساس شواهد پتروگرافی و آنالیزهای ژئوشیمیایی است. پی بردن به موارد فوق، شناخت هر چه بهتری از بخش‌های کربناته‌ی سازنده‌های بایندور و قاعده‌ی سازند سلطانیه در طی زمان پرکامبرین پسین در منطقه زنگان را به دنبال دارد تا بتوان علاوه بر بررسی تکامل محیط رسوبی این سازند در طول زمان، رخدادهای دیاژنتیک منطقه مورد مطالعه را در زمان پرکامبرین پسین بازسازی نمود.

۱-۵- مطالعات کاربردی و آزمایشگاهی

۱-۵-۱- گردآوری اطلاعات

ابتدا مطالعات کتابخانه‌ای در رابطه با موضوع تحقیق، اعم از مطالعات درباره‌ی پرکامبرین پسین و نهشته‌های کربناته، تهیه‌ی مقالات مختلف در مورد دولومیت‌ها، ماسه‌سنگ‌ها، کربنات‌ها، استروماتولیت‌ها و مطالعه و کمک گرفتن از آنها در نگارش پایان‌نامه انجام شد.

سپس مطالعه‌ی نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه و بخصوص نقشه‌ی زمین‌شناسی ورقه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه خدابنده- سلطانیه (افتخارنژاد و همکاران، ۱۳۷۳) و بعد از آن مسیر پیمایش جهت نمونه‌برداری و مطالعات صحرائی مشخص گردیده است.

۱-۵-۲- مطالعات صحرایی

به منظور مطالعات صحرایی، دو مرحله بازدید صحرایی انجام شده است و در طی این دو بازدید، تعداد ۵۰ نمونه‌ی سنگی برای آنالیزهای مختلف برداشت شد، ضخامت حقیقی لایه‌ها اندازه‌گیری شده و ستون چینه-شناسی سازندهای پرکامبرین پسین این منطقه ترسیم شده است. انواع استروماتولیت‌ها در منطقه بطور کامل بررسی و براساس مورفولوژی که ناشی از تغییرات محیط رسوبی است، تقسیم‌بندی شده‌اند.

۱-۵-۳- مطالعات آزمایشگاهی و دفتری

از مجموع ۵۰ نمونه‌ی برداشت شده از منطقه‌ی مورد مطالعه، تعداد ۳۰ مقطع نازک از نمونه‌های دولومیتی جهت مطالعات پتروگرافی در کارگاه تهیه‌ی مقطع نازک دانشکده‌ی علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود تهیه شد. تعدادی از این مقاطع نازک به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت توسط محلول آلزارین سرخ (Red-S) به روش دیکسون (Dickson, 1965) رنگ آمیزی شد.

تعداد ۲۰ نمونه از دولومیت‌های حاوی استروماتولیت نیز انتخاب و به منظور تهیه‌ی مقاطع نازک بزرگ مقیاس به دانشگاه فردوسی مشهد ارسال گردید. جهت شناسایی انواع استروماتولیت‌ها از طبقه‌بندی لوگان و همکاران (Logan et al., 1964) و آلترمن (Altermann, 2007) استفاده شده است. جهت تقسیم‌بندی دولومیت‌های این برش از روش مازولو (Mazzullo, 1992)، گرگ و سیبلی (Gregg and Sibely, 1984) و سیبلی و گرگ (Sibely and Gregg, 1987) استفاده شده است.

تعداد ۴ نمونه نیز جهت مطالعات کانی‌شناسی کانی‌های اصلی و فرعی به روش پراش پرتو ایکس در آزمایشگاه (XRD) دانشگاه دامغان آنالیز شد. پس از مطالعات پتروگرافی، تعداد ۱۳ نمونه از دولومیت‌های

انتخاب شده (۵ نمونه از سازند بایندور و ۸ نمونه از بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه) جهت آنالیزهای ژئوشیمیایی به آزمایشگاه زرآزمای زنجان ارسال گردید. نمونه‌ها به روش (ICP-OES) مورد آنالیز ژئوشیمیایی قرار گرفتند و نتایج حاصله جهت تعیین مکانیسم‌های دولومیتی شدن دولومیت‌ها مورد استفاده قرار گرفته‌اند.

فصل دوم

زیرشناسی عامی

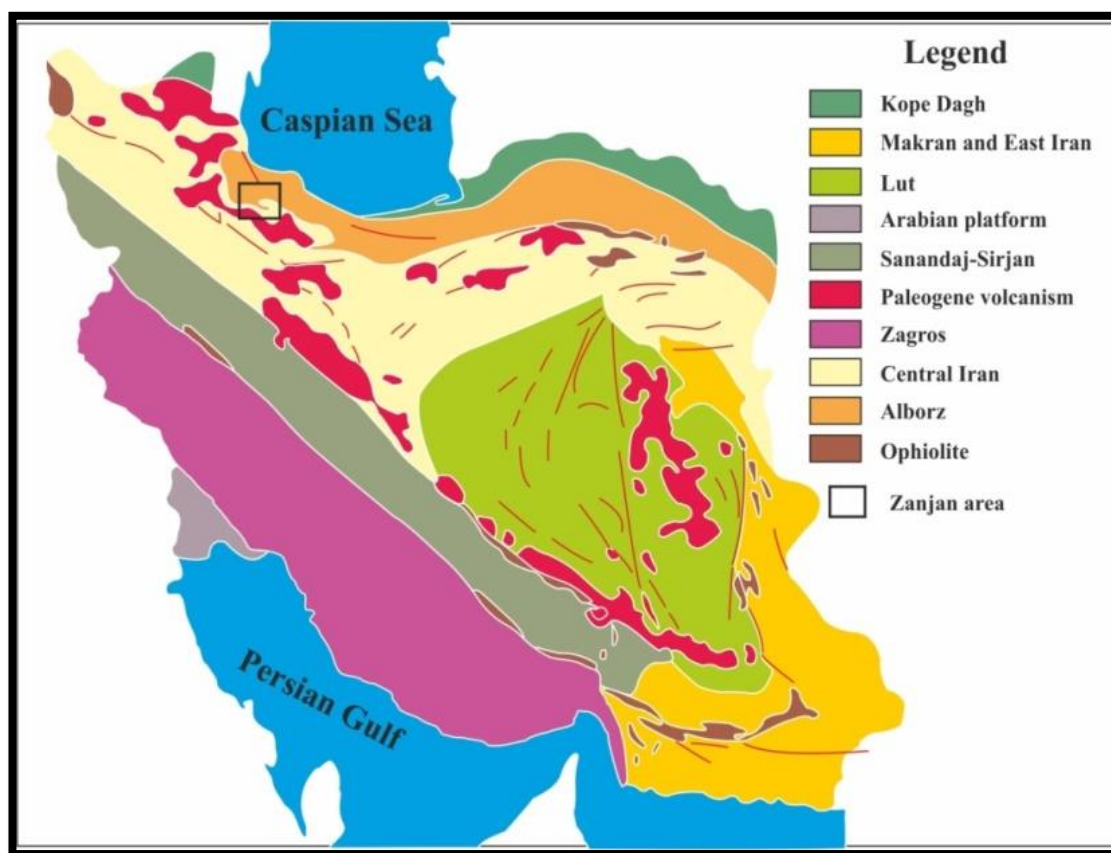
و ناحیه‌ای منطقه

ایران از نظر موقعیت زمین‌شناسی و جغرافیایی فلات چین‌خورده‌ای است که بین سپر عربستان در جنوب و فلات روسیه در شمال قرار گرفته است. مهم‌ترین رشته‌کوه‌های اصلی ایران که چین‌خوردگی آنها مربوط به فازهای آلبی است، شامل البرز با روند شرقی- غربی در شمال ایران و زاگرس با روند شمال غرب- جنوب شرق در جنوب و جنوب غربی ایران می‌باشد. بین این دو رشته‌کوه، فلات مرکزی ایران واقع شده است (لاسمی، ۱۳۷۹). ایران براساس مشخصات تکتونیکی، ماگماتیسم، دگرگونی و تاریخچه‌ی رسوب‌گذاری متفاوت به ۹ زون زمین‌شناسی- ساختاری تقسیم شده است (Stocklin, 1968) که عبارتند از: ۱- زون البرز، ۲- زون کپه‌داغ، ۳- زون ایران مرکزی، ۴- زون سنندج- سیرجان، ۵- زون رورنده‌ی زاگرس، ۶- زون چین‌خورده‌ی زاگرس، ۷- زون دشت خوزستان، ۸- زون مکران، ۹- زون بلوک لوت.

زون البرز با روند شرقی- غربی در شمال ایران قرار دارد. این زون به سه بخش البرز شرقی، البرز مرکزی و البرز غربی تقسیم می‌شود (Stocklin, 1968). ناحیه‌ی مورد مطالعه در زون البرز غربی واقع شده است (شکل ۱-۲). زون البرز در پالئوزوئیک بخشی از شمال شرق گندوانا بوده که در انتهای پرمین از آن جدا و به سمت شمال حرکت کرده و در نهایت با صفحه توران در انتهای تریاس میانی یا در ابتدای تریاس پسین برخورد کرده است (Berberian and King, 1981; Sengor, 1990; Stampfli et al., 1991). در نتیجه‌ی این برخورد، اقیانوس پالئوتتیس در این ناحیه بسته شده است. این کوهزایی (سیمرین پیشین) سبب تغییر مشخص رخساره‌ای در نواحی زیادی از ایران شده است. پلاتفرم کربناته‌ی تریاس زیرین- میانی (سازند شتری در ایران مرکزی و سازند الیکا در البرز) با ناپیوستگی به وسیله‌ی رسوبات آواری درشت تا ریزدانه اغلب با ضخامتی بیش از چندین هزار متر پوشیده می‌شوند. به طور کلی این رسوبات به عنوان رسوبات

مولاس پرکننده‌ی حوضه تفسیر شده و به وسیله‌ی رشته‌کوه‌های بالا آمده بر اثر کوهزایی سیمین پیشین، تغذیه می‌شده‌اند (لاسمی، ۱۳۷۹).

یافته‌های دیرینه‌شناختی امروز البرز گویای آن است که کهن‌ترین سنگ‌های رخنمون شده‌ی البرز، سازند کهر است که حاوی آکریتارک‌های نئوپروتروزوئیک پسین است (آقنابتی، ۱۳۸۳). حد جنوبی البرز چندان مشخص نیست. به نظر می‌رسد گذر از پهنه‌ی ایران مرکزی به پهنه‌ی البرز تدریجی باشد (آقنابتی، ۱۳۸۳). برش چپقلو در جنوب شرق زنجان در کوه‌های سلطانیه و در زیرپهنه‌ی البرز- آذربایجان قرار دارد.



شکل ۱-۲- نقشه‌ی پهنه‌ی رسوبی ساختاری ایران و موقعیت منطقه‌ی زنجان که در این نقشه نشان داده شده است؛ (با تغییرات از اشتوکلین و همکاران (Stocklin, 1968).

۲-۲- پرکامبرین در ایران

یکی از رویدادهای زمین‌ساختی عمده و سرنوشت‌ساز ایران، حرکات کوهزایی کاتانگایی (Katangan) در قاره‌ی گندوانا است که با رخداد بایکالی (Baikalian) در قاره‌ی اوراسیا قابل قیاس است (آقنابتی، ۱۳۸۳). سن‌سنجی سنگ‌های پرکامبرین ایران به روش پرتوسنجی، به ویژه شواهد سنگی و حتی زیستی گویای آن است که رویداد کوهزایی یاد شده (کاتانگایی) در زمان پروتروزوئیک پسین و به احتمال زیاد در فاصله‌ی زمانی دو آشکوب ریفتن (Riphean) و وندین (Vendian) روی داده است. پیامدهای کوهزایی وابسته به این رویداد سبب شده تا بتوان همه‌ی سنگ‌های پرکامبرین ایران را به دو گروه بزرگ تقسیم کرد. گروه نخست مجموعه‌های دگرگون‌شده و دگرشکل‌اند که به طور عموم از آنها به عنوان پی‌سنگ پرکامبرین (Precambrian Basement) ایران یاد می‌شود و در زیر ناپیوستگی کاتانگایی قرار دارند. گروه دوم بیشتر ردیف‌های کنار قاره‌ای هستند که از رخداد کاتانگایی انباشته شده و سنگ‌های پرکامبرین پسین (Late Precambrian) نام دارند. سنگ‌های قدیمی‌تر از پرکامبرین پسین ایران، به لحاظ نبود و یا کمبود آثار حیاتی قابل استناد و به ویژه تأثیر فرآیندهای دگرگونی و دگرشکلی، با ابهام توصیف شده‌اند، به گونه‌ای که تطابق و هم‌ارزی آنها در نقاط مختلف دشوار است. با استناد به نتایج پرتوسنجی می‌توان نتیجه گرفت که بخش درخور توجهی از پی‌سنگ پرکامبرین ایران، سن نئوپروتروزوئیک دارد (آقنابتی، ۱۳۸۳).

۲-۳- زمین‌شناسی و چینه‌شناسی البرز در پرکامبرین پسین و کامبرین پیشین

مطالعه‌ی سنگ‌های پرکامبرین پسین تا پالئوزوئیک حاکی از آن است که ایران در حاشیه‌ی شمالی گندوانا قرار داشته است. در زمان پرکامبرین پسین و پالئوزوئیک پیشین حرکات‌های خشکی‌زایی و تکاپوهای کافتی دوره‌ای در ایران رخ داده است. تغییرات رخساره‌ای و سکنس‌های رسوبی حاشیه‌ی واگرای شمال گندوانا تاییدی بر این امر است (لاسمی، ۱۳۷۹).

توالی‌های رسوبی مرز پرکامبرین پسین و فانروزوئیک ایران، در برگیرنده‌ی نهشته‌های تخریبی حاصل از فرسایش بلندی‌های مجاور در ایران و عربستان و نهشته‌های کربناته و تبخیری است که در حوضه‌های رسوبی کافتی درون قاره‌ای و یا در دریا‌های گسترده بر روی فلات قاره حاشیه‌های واگرا پدیدار شده‌اند. گسترش پلاتفرم‌های کربناته در حاشیه‌های واگرا در انتهای پرکامبرین پسین تا کامبرین پیشین و حضور کربنات‌ها و تبخیری‌هایی که جداگانه یا همراه با کربنات‌ها هستند، مؤید آب و هوای گرم و خشک در این زمان‌ها است. این پلاتفرم‌ها در عرض‌های پایین نیمکره‌ی جنوبی پدید آمده‌اند (لاسمی، ۱۳۷۹).

توالی‌های پرکامبرین پسین در ایران را به چند واحد گوناگون می‌توان بخش کرد (لاسمی، ۱۳۷۹):

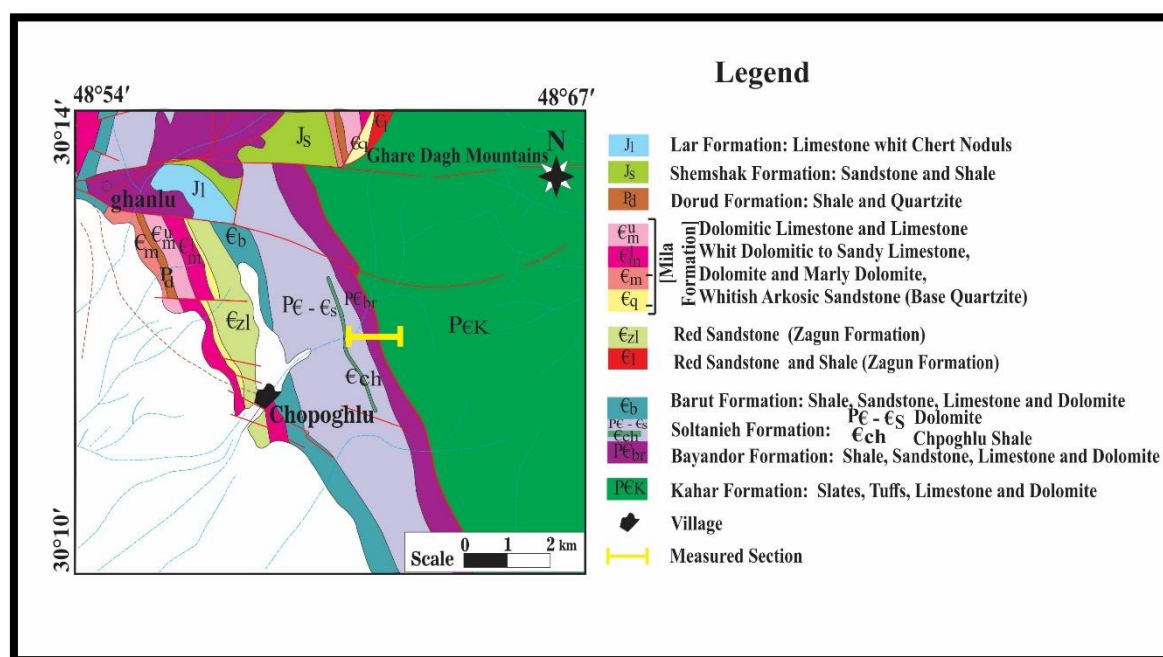
۱- رخساره‌های بطور عمده آواری، آذرآواری و سنگ‌های ولکانیک دوگانه و هم‌ارز درونی آنها که رخساره‌های هم‌زمان با پیدایش کافت‌اند، در یک سری زیرحوضه‌های باریک نهشته شده‌اند. این حوضه‌ها (کافت‌ها) در راستای ساختارهای کهن با روند شمال غربی- جنوب شرقی یا شرقی- غربی و گسل‌های قطع کننده آنها پدیدار شده‌اند.

۲- رخساره‌های رسوبی پیش‌رونده‌ی انتهای پرکامبرین (سازند سلطانیه و هم‌ارزهای آن) که با یک ناپیوستگی مشخص (شاید ناپیوستگی پس از پیدایش کافت) بر روی سنگ‌های هم‌زمان با پیدایش کافت جای می‌گیرد.

۳- رخساره‌های کربناته و آواری دریای کم‌عمق (سازندهای باروت و میلا) و رخساره‌های بطور عمده قاعده‌ای (سازندهای زاگون و لالون) که هم‌زمان با کاهش فرونشینی کف حوضه و در یک حاشیه‌ی واگرا پدیدار شده‌اند.

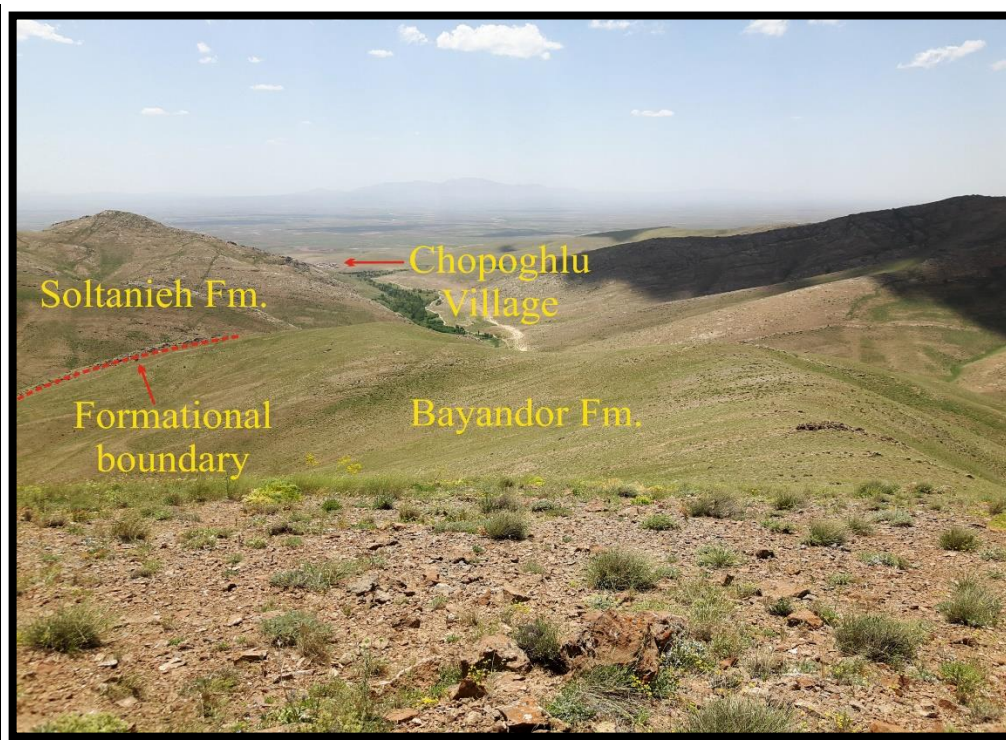
۴-۲- چینه‌شناسی و شرح واحدهای سنگی پرکامبرین پسین

قدیمی‌ترین سازندها در ناحیه‌ی مورد مطالعه، سنگ‌های دگرگون شده و شیل‌های غیردگرگون، متعلق به سازند کهر است. بر روی این مجموعه در کوه‌ها و ارتفاعات سلطانیه، سنگ‌های ماسه‌ای یا شیلی و دولومیتی قرار گرفته که شامل سازند بایندور و سازند سلطانیه (بخش دولومیت زیرین و شیل زیرین) می‌باشند (شکل ۲-۲ و ۳-۲). در ادامه به بررسی چینه‌شناسی سنگ‌های پرکامبرین پسین در برش چپقلو پرداخته می‌شود.



شکل ۲-۲- نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه خدابنده- سلطانیه (با تغییرات از افتخارنژاد و همکاران،

۱۳۷۳).

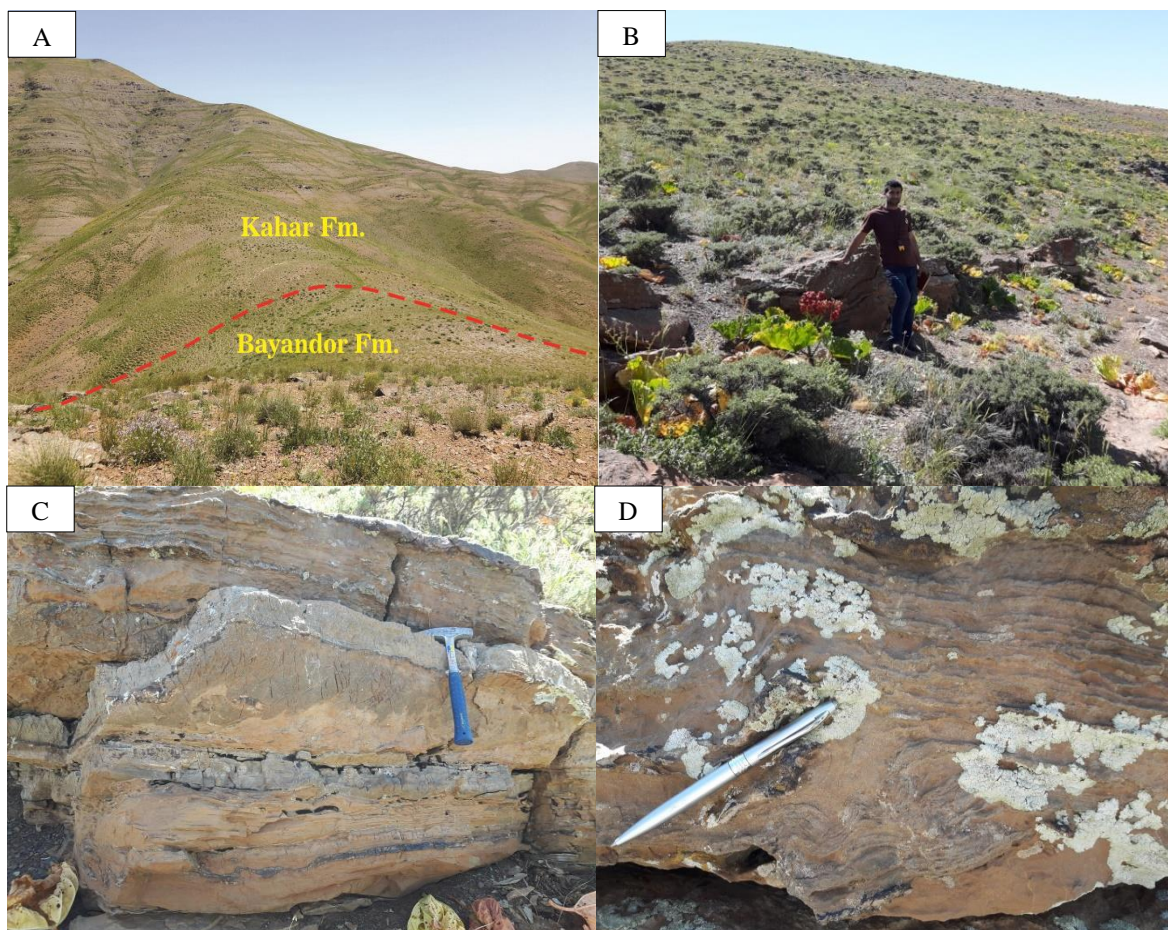


شکل ۲-۳- دورنمایی از برش چپقلو در حاشیه‌ی روستای چپقلو، دید به سمت غرب.

۲-۴-۱- سازند کهر

رسوبات سازند کهر قدیمی‌ترین سنگ‌های رسوبی شناخته‌شده در ایران به سن پرکامبرین پسین، بویژه در بلندی‌های البرز و سلطانیه را تشکیل می‌دهد. مرز زیرین سازند کهر در جایی رخنمون ندارد و به همین جهت ضخامت واقعی آن بدرستی معلوم نیست (حمدی، ۱۳۷۴). سازند بایندور به صورت پیوسته و تدریجی بر روی سازند کهر قرار گرفته است (شکل ۲-۴، A). سازند کهر در برش چپقلو از شیل‌های اسلیتی، شیل‌های ماسه‌دار، ماسه‌سنگ‌های کوارتزیتی و لایه‌هایی از دولومیت (شکل ۲-۴، B) و آهک‌های تیره همراه با چرت و جبک‌های سبز-آبی (استروماتولیت) تشکیل شده است (شکل ۲-۴، C, D). سازند کهر در برش چپقلو به نام سیاه کوه (قره‌داغ) نامیده می‌شود که علت این نام‌گذاری احتمالاً بدلیل وجود لایه‌های دولومیت

و آهک تیره رنگ ناشی از وجود مقادیر فراوان استروماتولیت و نودول و نوارهای چرت می‌باشد که در قسمت‌های زیرین سازند کهر قرار گرفته‌اند.

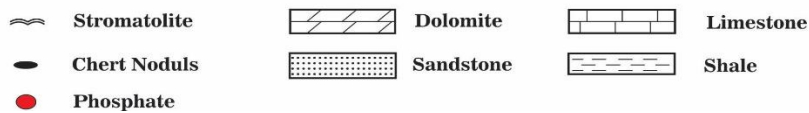
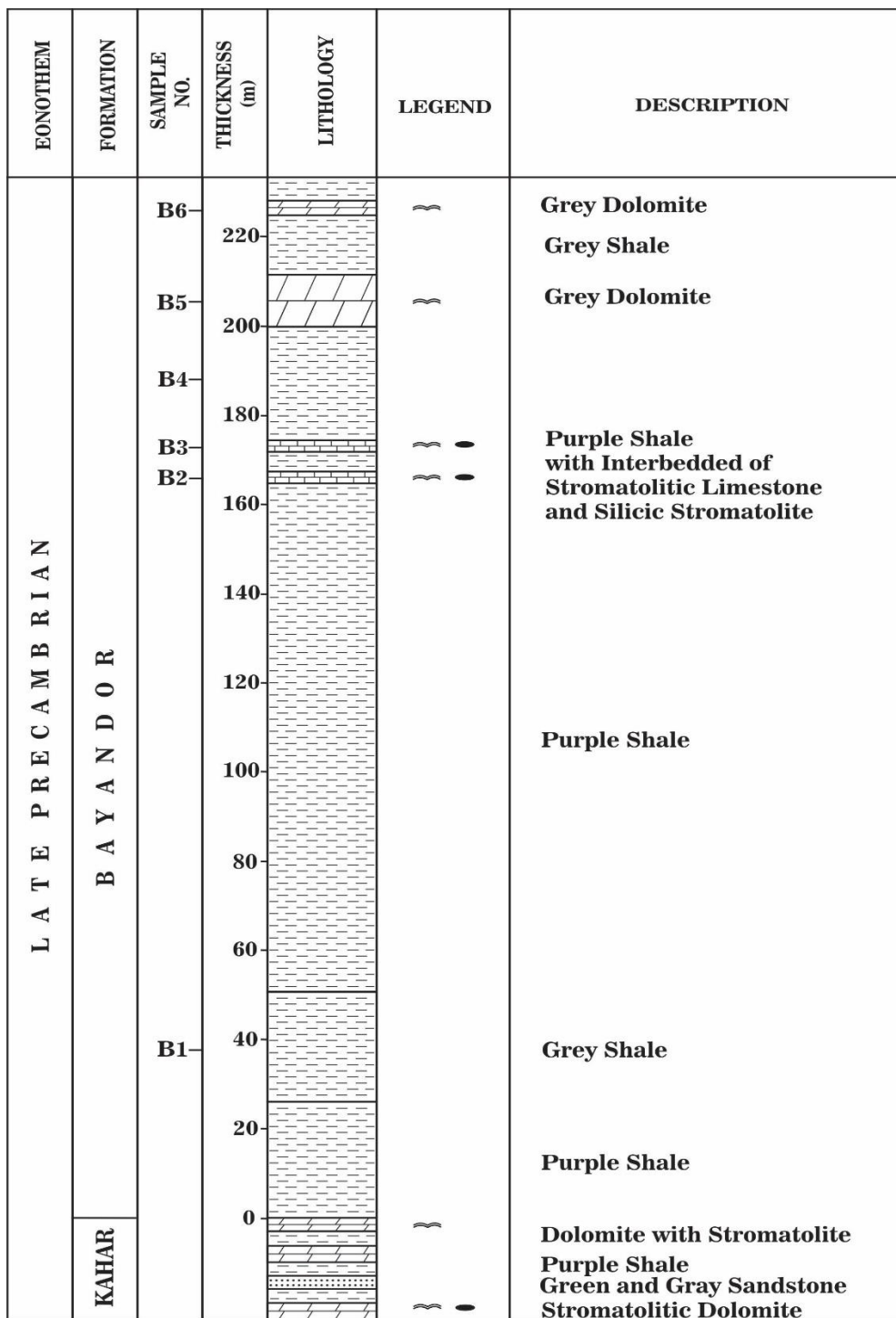


شکل ۲-۴- تصاویر مربوط به سازند کهر در برش چپقلو؛ A_ نمای کلی از سازند کهر و همچنین مرز بین دو سازند کهر و بایندور در برش چپقلو، دید به سمت شرق B_ نمای دور از میان لایه‌های دولومیت استروماتولیتی سازند کهر، دید به سمت شمال شرق C_ میان لایه‌ی دولومیت استروماتولیتی همراه با لایه‌ی چرت در سازند کهر D_ لامینه‌های استروماتولیتی موجود در سطح دولومیت.

۲-۴-۲- سازند بایندور


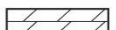
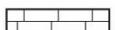




سازند بایندور در برش چپقلو بر روی سازند کهر به طور هم‌شیب قرار گرفته است. سازند عمدتاً شیلی بایندور در برش چپقلو به ضخامت ۶۰۵ متر در برگیرنده‌ی ترادفی از شیلهای ماسه‌ای و سیلتی ارغوانی تا سبز و قرمز رنگ و لایه‌های ماسه‌سنگی به رنگ ارغوانی تیره تا قرمز می‌باشد. در بین این لایه‌های شیلی، چندین میان‌لایه‌ی دولومیت وجود دارد (شکل ۲-۵) و (شکل ۲-۶، A,C). این دولومیت‌ها که عمدتاً به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند دارای استروماتولیت (شکل ۲-۶، D)، نودل و نوارهای فراوان چرت (شکل ۲-۶، E) می‌باشند که گاه‌گاه در بین این لایه‌های دولومیت، فسفات‌ها هم در مطالعات صحرایی دیده می‌شود. بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه بصورت هم‌شیب بر روی سازند بایندور قرار گرفته است (شکل ۲-۶، B).

در مطالعات صحرایی انجام شده تعداد ۲۳ نمونه از نمونه‌های دولومیتی، دولومیت استروماتولیتی، شیلی و ماسه‌سنگ سازند بایندور برداشت شده است.

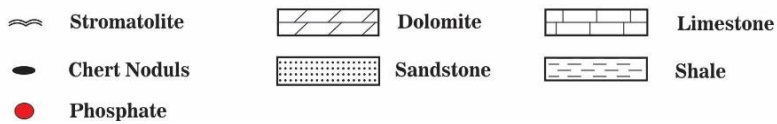
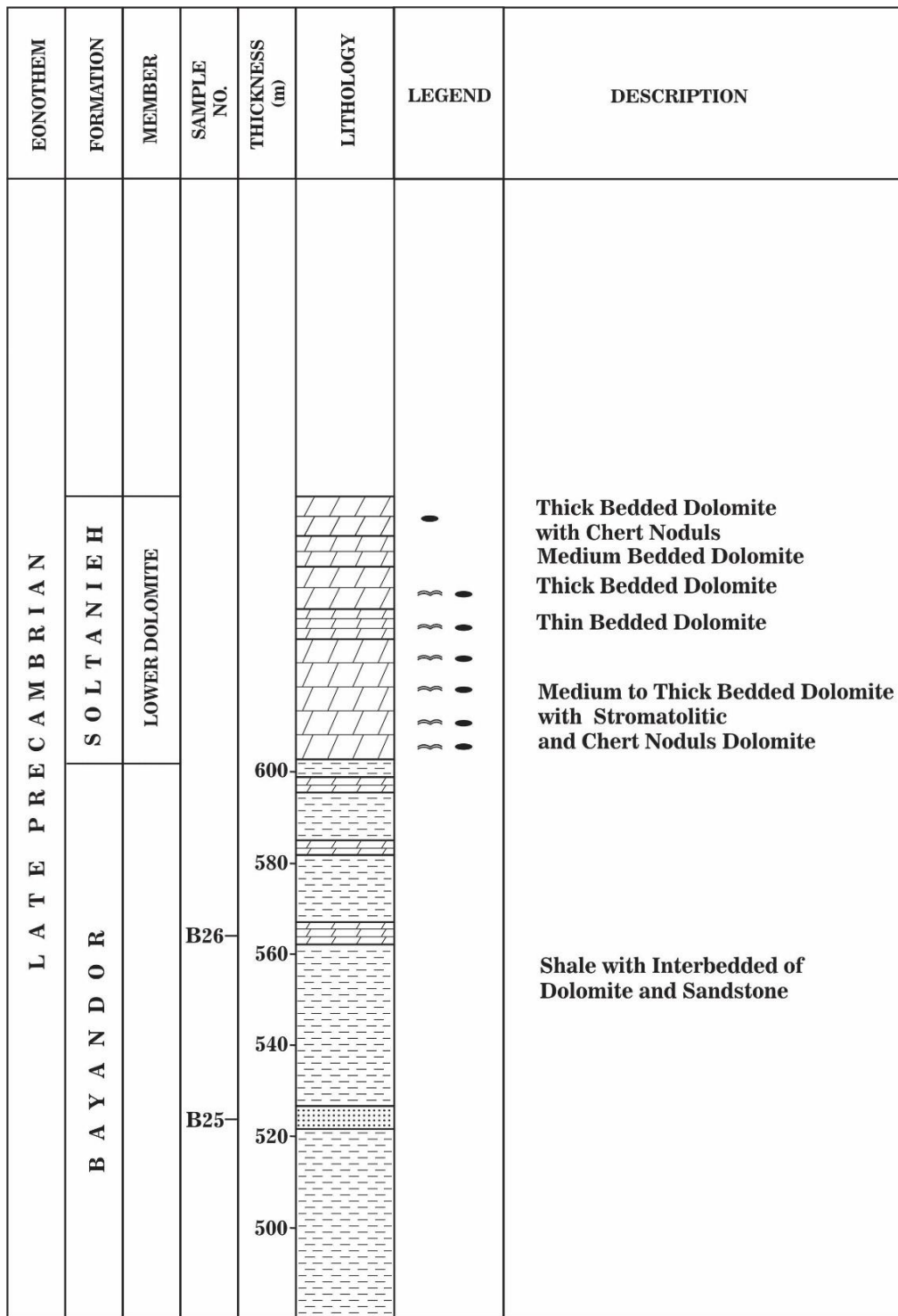


شکل ۲-۵- ستون چینه‌شناسی سازند بایندور در برش چپقلو.

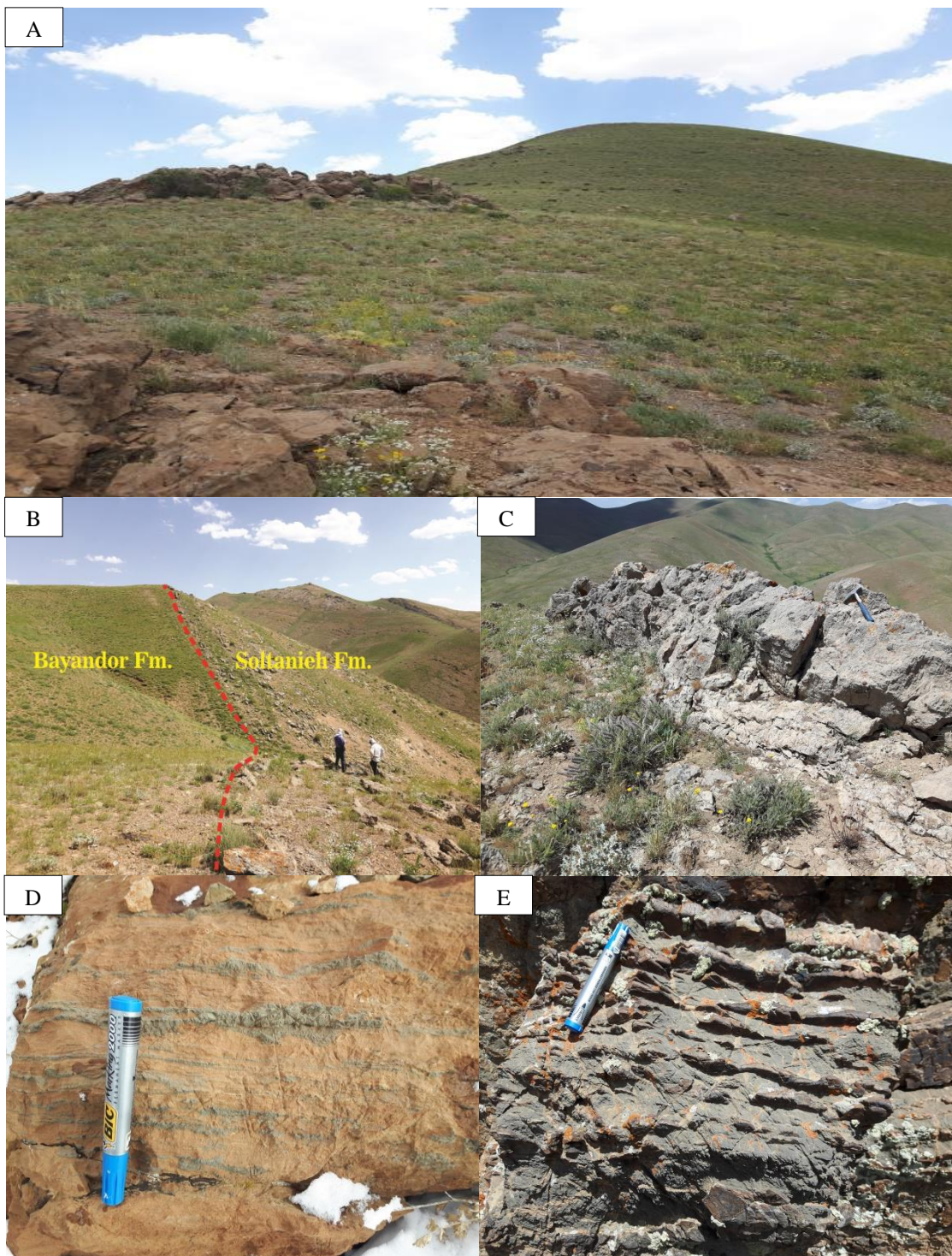
EONOTHEM	FORMATION	SAMPLE NO.	THICKNESS (m)	LITHOLOGY	LEGEND	DESCRIPTION		
L A T E P E R C A M B R I A N	B A Y A N D O R	B24					Green to Grey Shale with Interbedded of Stromatolitic Phosphate Dolomite, Interbedded of Stromatolitic Dolomite and Dolomite with Chert Noduls, and Green and Red Sandstone	
		B23						
			460					
		B22						
			440					
		B21						
			420					
		B20						
		B19						
			400					
		B18						
			380					
		B17						
		B16						
			360					
		B15						
	340							
B14								
B13								
	320							
B12								
B11								
	300							
B10								
B9								
	280							
B8								
	260							
B7								
	240							

- | | | | | | |
|---|--------------|---|-----------|---|-----------|
|  | Stromatolite |  | Dolomite |  | Limestone |
|  | Chert Noduls |  | Sandstone |  | Shale |
|  | Phosphate | | | | |

ادامه‌ی شکل (۲-۵).



ادامه‌ی شکل (۲-۵).



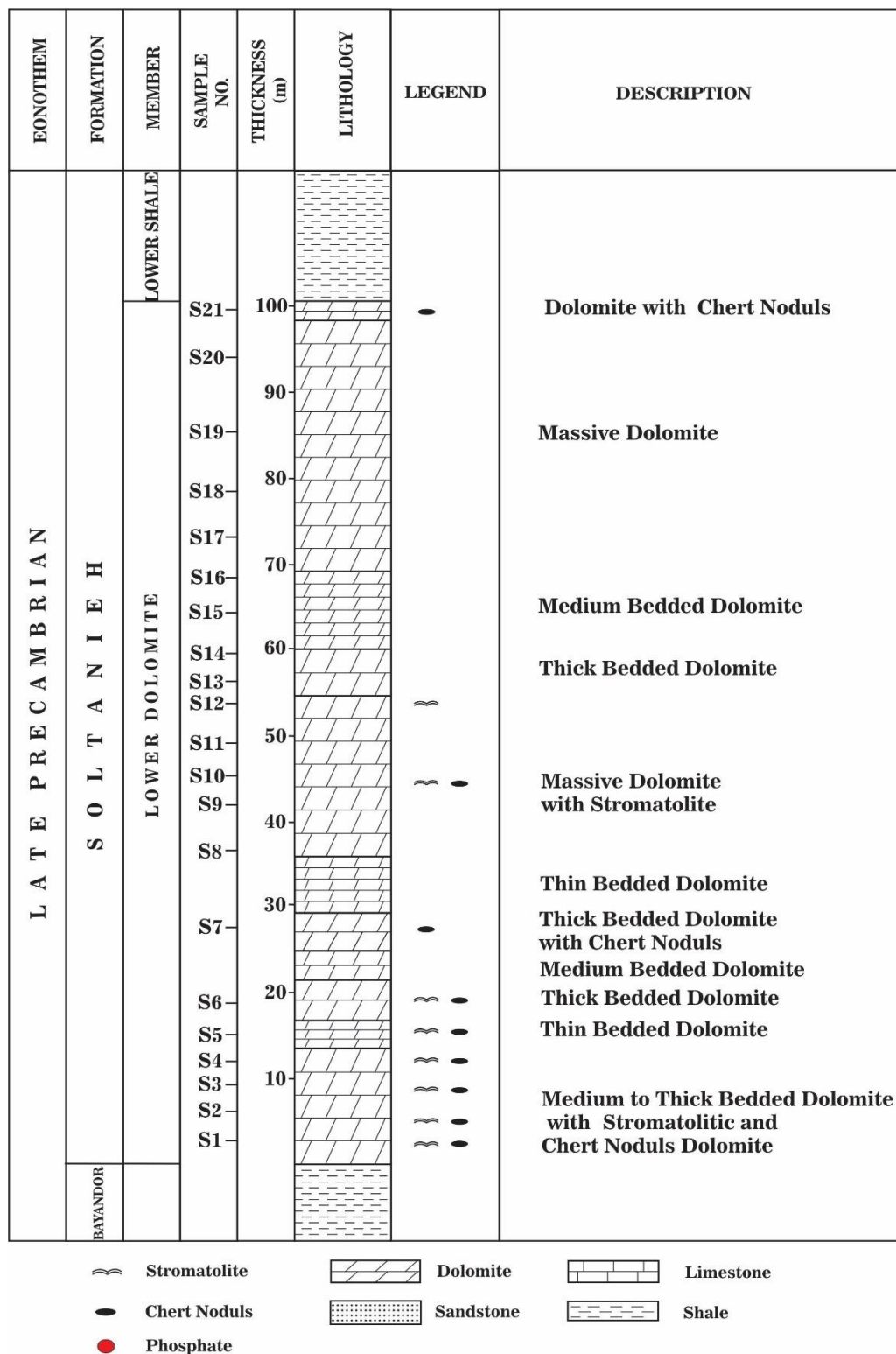
شکل ۲-۶- تصاویر مربوط به سازند بایندور در برش چپقلو؛ نمایی از سازند بایندور و میان لایه‌های دولومیتی موجود در آن، دید به سمت شمال شرق B_ مرز بین دو سازند بایندور و سلطانیه، دید به سمت جنوب غربی C_ میان لایه‌ی دولومیتی در سازند بایندور D_ لامینه‌های موجود در سطح دولومیت‌های سازند بایندور که بطور متناوب تیره و روشن تکرار شده است E_ نوارهای چرت تشکیل شده روی سطح دولومیت.

۲-۴-۳- سازند سلطانیه

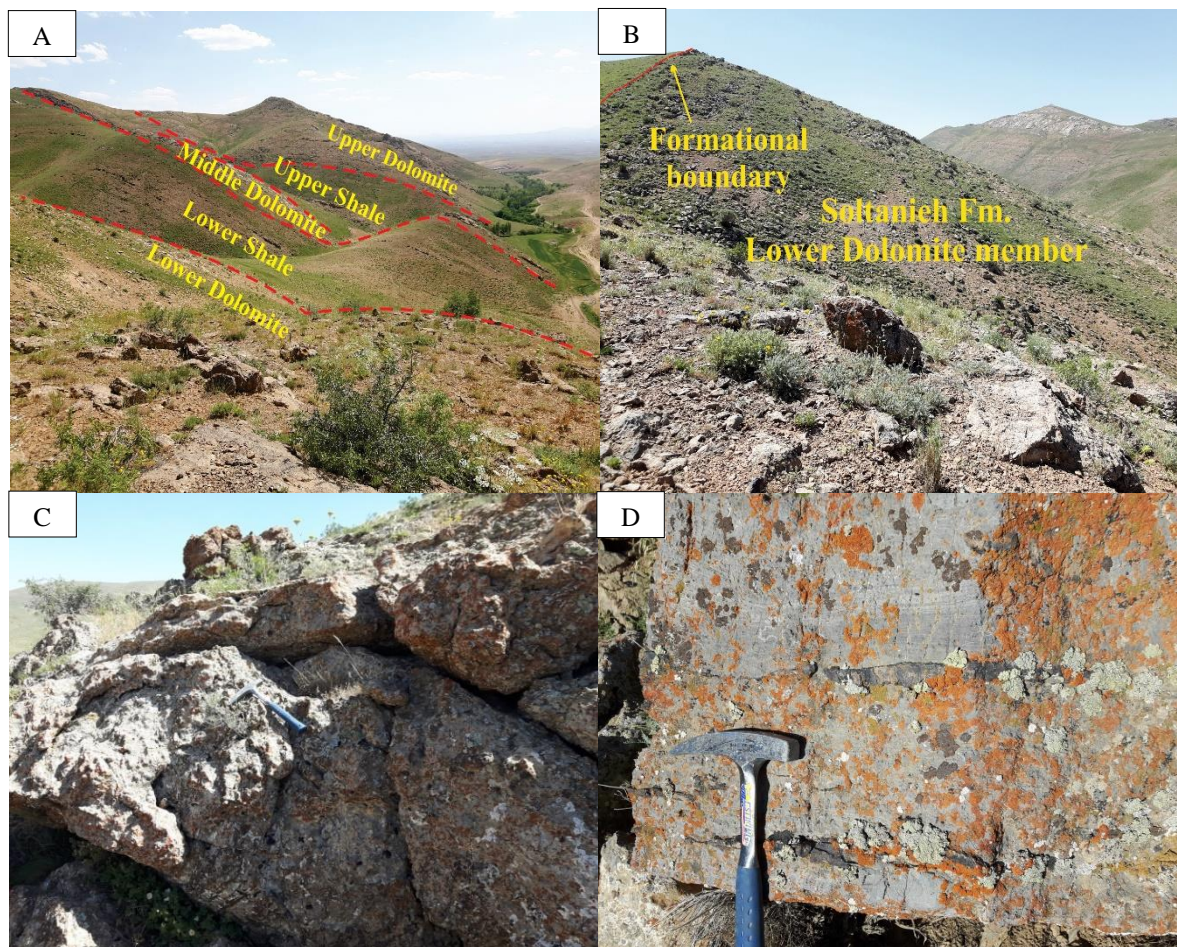
سازند سلطانیه توسط اشتوکلین و همکاران (Stocklin et al., 1964) نام‌گذاری و به دولومیت زیرین، شیل چیقلو و دولومیت بالایی بخش شد. حمدی (Hamdi, 1989) این سازند را به پنج بخش دولومیت زیرین و شیل زیرین (پرکامبرین پسین) و دولومیت میانی، شیل بالایی و دولومیت بالایی (کامبرین پیشین) تقسیم‌بندی نموده است. در (شکل ۲-۷) بخش‌های مختلف سازند سلطانیه نشان داده شده است.

در برش چیقلو، بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه بر روی نهشته‌های سازند بایندور به طور هم‌شیب قرار گرفته است. ضخامت بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه در این برش ۱۰۰ متر می‌باشد (شکل ۲-۸، A,B) و دارای لایه‌های دولومیت نازک تا ضخیم‌لایه و توده‌ای همراه با استروماتولیت‌ها و نودول‌ها و نوارهای لایه‌لایه‌ی چرت است (شکل ۲-۸، C,D).

در بررسی‌های صحرایی انجام شده تعداد ۲۱ نمونه از دولومیت‌های نازک تا ضخیم‌لایه و همچنین لایه‌های دولومیت توده‌ای و دولومیت‌های استروماتولیتی بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه برداشت شده است.



شکل ۲-۷- ستون چینه‌شناسی بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه در برش چپ‌لو.



شکل ۲-۸- تصاویر مربوط به سازند سلطانیه و بخش دولومیت زیرین این سازند؛ A_ بخش‌های مختلف سازند سلطانیه در برش چپقلو (بخش دولومیت زیرین و شیل زیرین به سن پرکامبرین پسین هستند)، دید به سمت غرب B_ بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه و همچنین مرز بین سازند سلطانیه هم در تصویر نشان داده شده است؛ دید به سمت شرق C_ لایه‌های دولومیت توده‌ای در سازند سلطانیه D_ نوارهای چرت در قسمت‌های میانی نمونه و لامینه‌های نازک تیره و روشن در قسمت‌های بالایی نمونه‌ی دولومیت در سازند سلطانیه.

فصل سوم

پتروکرافت

در سراسر جهان، مطالعات پتروگرافی در مورد دولومیت نشان داده است که رفتارهای بلورهای دولومیت، مربوط به فرآیندها و شرایط فیزیکوشیمیایی خاص منطقه است (Anan and Wanas, 2015). دولومیت‌ها با توجه به ساختارهای داخلی و خصوصیات ژئوشیمیایی خاص خود، معمولاً شرایط محیط‌های تشکیل را نشان می‌دهند (Jin et al., 2006; Du et al., 2018). مکانیسم‌های مختلف تشکیل بصورت جایگزینی، هیدروترمالی و یا دگرگونی در دولومیت‌ها نشان‌دهنده‌ی پیچیدگی این کانی می‌باشد. برای تمام این مکانیسم‌ها، عواملی از قبیل گردش سیال و مقدار منیزیم کافی در سیال ضروری است (Montes-Hernandez et al., 2016).

پس از مطالعات صحرایی صورت گرفته بر روی دولومیت‌ها و استروماتولیت‌های برش چپقلو در این فصل به پتروگرافی و تقسیم‌بندی دولومیت‌ها و همچنین استروماتولیت‌های توالی مورد مطالعه و محیط تشکیل آنها پرداخته شده است.

دولومیت‌های برش چپقلو بر پایه‌ی فابریک و با توجه به توزیع اندازه‌ی بلورها (یونی‌مدال یا پلی‌مدال) و شکل مرز بلورها (مسطح یا غیرمسطح) به پنج گروه مختلف تقسیم شده‌اند. به طور کلی در دمای پایین یا درجه‌ی اشباع پایین، سطح بلوری صاف (planar dolomite crystals) و بلورها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. در درجه‌ی اشباع بالا، سطح بلوری غیرمسطح (nonplanar dolomite crystals) و بلورهای بی‌شکل دولومیت تشکیل می‌شوند (Sibley and Gregg, 1987; Gregg and Shelton, 1990). در این مطالعه، طبقه‌بندی دولومیت بر مبنای اندازه بلورهای دولومیت و با استفاده از مقیاس ارائه شده توسط (Folk, 1974) صورت گرفته است. همچنین تقسیم‌بندی استروماتولیت‌های برش چپقلو براساس ریخت‌شناسی آنها، پیوستگی جانبی، نسبت طول به عرض، همراهی با سایر رخساره‌ها و ساختارهای رسوبی مختلف بر اساس طبقه‌بندی لوگان و همکاران (Logan et al., 1964) و آلترمن (Altermann, 2007) انجام شده است.

۳-۲- انواع دولومیت‌ها در برش چپقلو

با مطالعه‌ی پتروگرافی دولومیت‌های توالی پرکامبرین پسین در این برش مشخص گردید که پنج نوع دولومیت شامل دولومیت‌های خیلی ریزبلور، ریزبلور، متوسط‌بلور، متوسط تا درشت‌بلور و سیمان دولومیتی در برش چپقلو وجود دارد. در این تقسیم‌بندی فراوانی حجمی دولومیت‌ها که نسبت به دولومیت‌های دیگر در مطالعات پتروگرافی انجام شده است. همچنین درصد تخلخل براساس مطالعات چشمی تعیین شده است. جدول (۳-۱) مشخصات پتروگرافی و ویژگی‌های بلوری دولومیت‌های برش چپقلو را بصورت خلاصه نشان می‌دهد. در زیر به بررسی تفصیلی دولومیت‌های تشخیص داده شده در برش چپقلو پرداخته می‌شود:

جدول ۳-۱: توصیف ویژگی‌های بلوری انواع دولومیت‌های شناسایی شده در برش چپقلو.

نوع دولومیت	اندازه بلور	شکل مرز بلورها	فابریک	بافت	تخلخل میان‌بلوری	فراوانی حجمی (%)
دولومیت نوع ۱	خیلی ریزبلور (۴ - ۱۶ μm)	بی‌شکل	جاننشینی	مسطح	۳ درصد	۱۰
دولومیت نوع ۲	ریزبلور (۱۶ - ۶۲ μm)	بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار	تبلور دوباره دولومیکرایت‌ها	مسطح	۳ درصد	۴۵
دولومیت نوع ۳	متوسط‌بلور (۶۲ - ۲۵۰ μm)	بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار	تبلور دوباره	مسطح	۵ درصد	۳۰
دولومیت نوع ۴	متوسط تا درشت‌بلور (۲۵۰ - ۱۱۰۰ μm)	بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار	تبلور دوباره	غیرمسطح	۵ درصد	۱۰ (فقط در سلطانیه)
دولومیت نوع ۵	عمدتاً درشت‌بلور ($> ۲۵۰ \mu\text{m}$)	بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار	سیمان پرکننده حفرات و شکستگی‌ها	مسطح	-	۵ (فقط در سلطانیه)

۲-۱- دولومیت‌های خیلی ریزبلور (Dolomicrite)

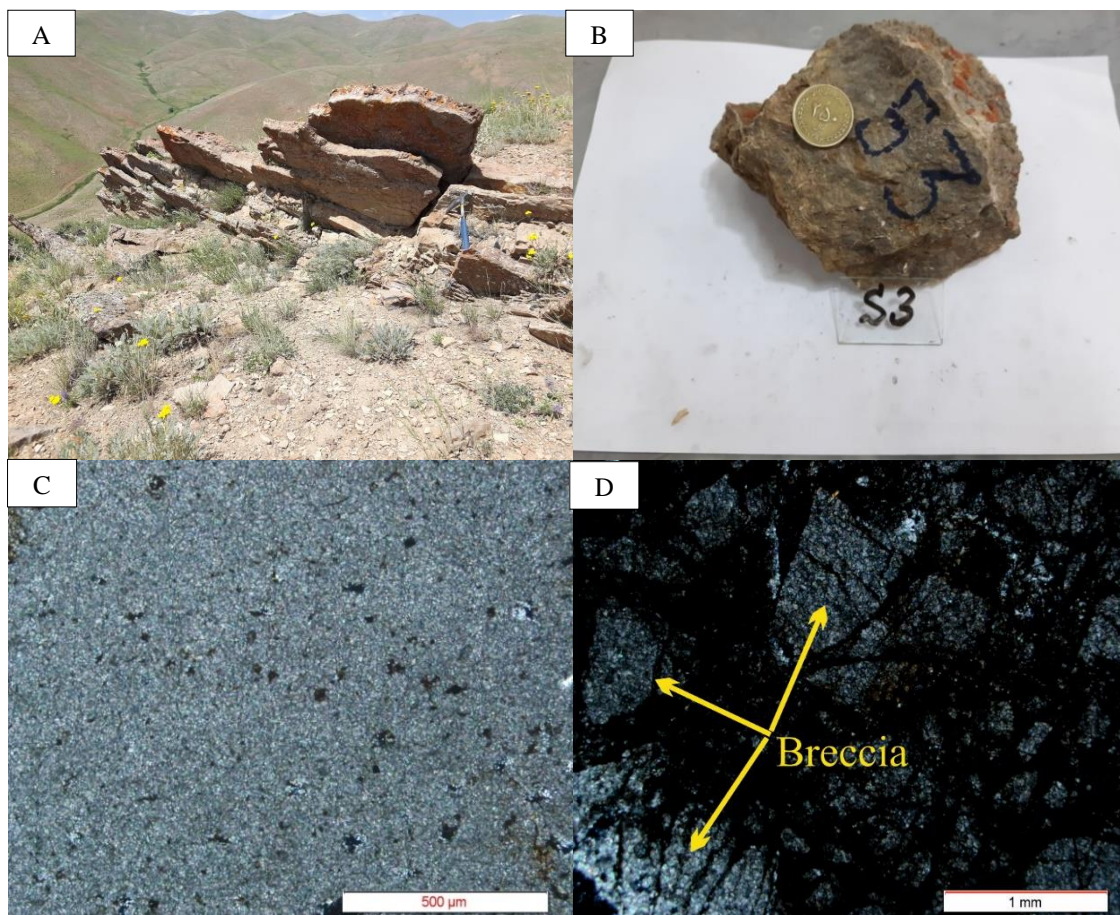
در مطالعات صحرائی (شکل ۱-۳، A) و در نمونه‌ی دستی (شکل ۱-۳، B) این دولومیت‌ها به رنگ قهوه‌ای تا خاکستری همراه با استروماتولیت دیده می‌شوند. ضخامت لایه‌های در برگیرنده‌ی دولومیت خیلی ریزبلور در حدود ۲ متر می‌باشد.

دولومیت‌های خیلی ریزبلور بیشتر در بخش‌های بالایی سازند بایندور و قسمت‌های پایینی بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه و عمدتاً همراه با دولومیت‌های متوسط لایه دیده می‌شوند. در مقاطع نازک این نوع دولومیت‌ها به صورت موزاییک‌های خیلی ریزبلور (microcrystalline mosaics)، دارای مرزهای مسطح بی‌شکل (anhedral) و دارای مرز بین بلوری از نوع planar-s می‌باشند (Sibley and Gregg, 1987). ویژگی‌های بلوری دولومیت‌های خیلی ریزبلور در هر دو سازند مورد مطالعه در این برش تقریباً مشابه هم هستند. دولومیت‌های خیلی ریزبلور در اندازه‌ی ۴ تا ۱۶ میکرون (میانگین ۱۰ میکرون) دیده می‌شوند (شکل ۱-۳، C). دولومیت‌های خیلی ریزبلور متراکم و همگن با تخلخل حدود ۳ درصد می‌باشند.

لامیناسیون‌های ظریف میکروسکوپی (استروماتولیت‌های مسطح) همراه با این دولومیت‌ها مشاهده شده‌اند. حضور قطعات برش در منطقه‌ی مورد مطالعه و مقاطع نازک میکروسکوپی می‌تواند بیانگر انحلال سنگ‌های تبخیری باشد که در نتیجه‌ی حل شدن، از بین رفتن، سقوط و ریزش لایه‌های بالایی این برش‌ها تشکیل شده‌اند (شکل ۱-۳، D).

مرادی و فرچ‌پور (۱۳۷۷) چنین ساختار ریزشی ناشی از انحلال کانی‌های تبخیری را در دولومیت‌های سازند سلطانیه در منطقه‌ی دهملای شاهرود گزارش کرده‌اند. دانه‌های فراوان و رگه‌های کوارتز در مقاطع نازک

دیده می‌شوند. از نظر فراوانی، دولومیت‌های خیلی ریزبلور در برش چپقلو مقادیر کمی را شامل می‌شوند (جدول ۱-۳).



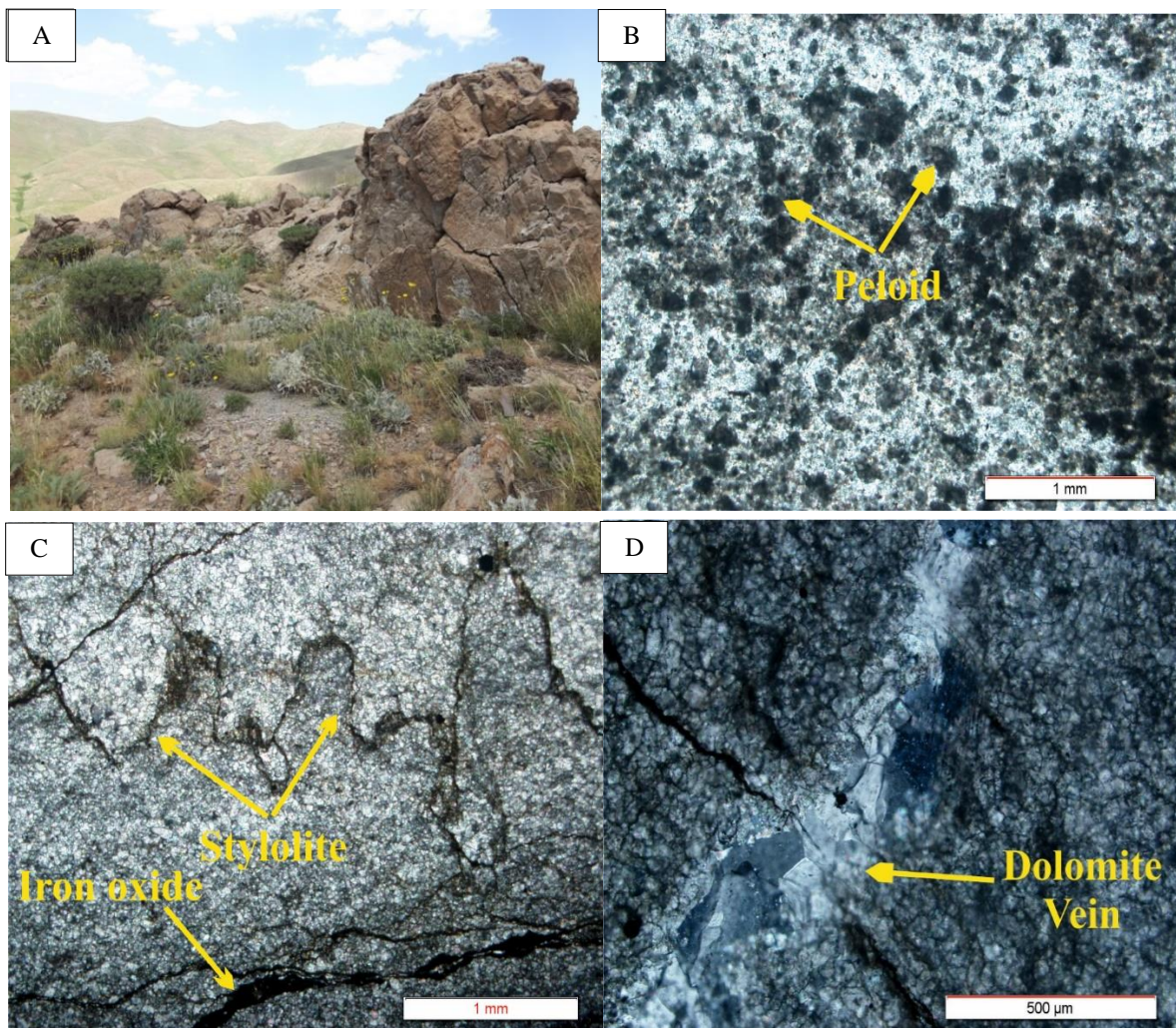
شکل ۱-۳- دولومیکرایت، دولومیت نوع اول، بی‌شکل، دارای مرزهای مسطح بی‌شکل؛ A_ میان‌لایه‌ی دولومیتی مربوط به این نوع از دولومیت در مطالعه‌ی صحرائی B_ دولومیت در نمونه‌ی دستی (نمونه‌ی S03) C_ بلورهای ریز و متراکم دولومیت (نور PPL) D_ دولومیت‌های برشی شده که می‌تواند نشان از تبخیری بودن محیط تشکیل دولومیت داشته باشد (نور PPL)؛ تصاویر A, C, D مربوط به نمونه‌ی B21 از سازند بایندور می‌باشد.

۲-۲-۳- دولومیت‌های ریزبلور (Dolomicrosparite)

در مطالعات صحرایی و در نمونه‌های دستی به رنگ قهوه‌ای تا روشن دیده می‌شوند (شکل ۲-۳، A). دولومیت‌های متوسط‌لایه تشکیل‌دهنده‌ی دولومیت‌های ریزبلور در برش چپقلو دارای ۲ متر ضخامت و حاوی نودول‌های فراوان چرت می‌باشند.

در مقاطع نازک میکروسکوپی در این نوع دولومیت‌ها آثار بافت رسوبی اولیه از قبیل پلئوئید مشاهده می‌شود (شکل ۲-۳، B). استیلولیت‌ها در این مقاطع دیده شده (شکل ۲-۳، C) و توسط رگه‌های پر شده توسط سیمان دولومیتی قطع شده‌اند (شکل ۲-۳، D). داخل شکستگی‌ها نیز با اکسیدهای آهن پر شده است. رنگ بلورها در مقطع نازک روشن بوده و اندازه‌ای بین ۱۶ تا ۶۲ میکرون (میانگین ۳۶ میکرون) دارند. اغلب این دولومیت‌ها متراکم و همگن بوده، دارای تخلخل کم (حدوداً ۳ درصد) و دارای مرزهای مسطح بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار (planar-s crystal subhedral to anhedral) به شکل موزاییک‌های هم‌اندازه هستند.

با مطالعات پتروگرافی انجام گرفته بر روی دولومیت‌های برش چپقلو مشخص گردید که دولومیت‌های ریزبلور فراوان‌ترین دولومیت در هر دو سازند مورد مطالعه می‌باشد و حدوداً ۴۵ درصد از دولومیت‌های این برش را تشکیل می‌دهند. این دولومیت‌ها در قسمت‌های بالایی بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه مقادیر بیشتری را شامل می‌شوند (جدول ۱-۳).

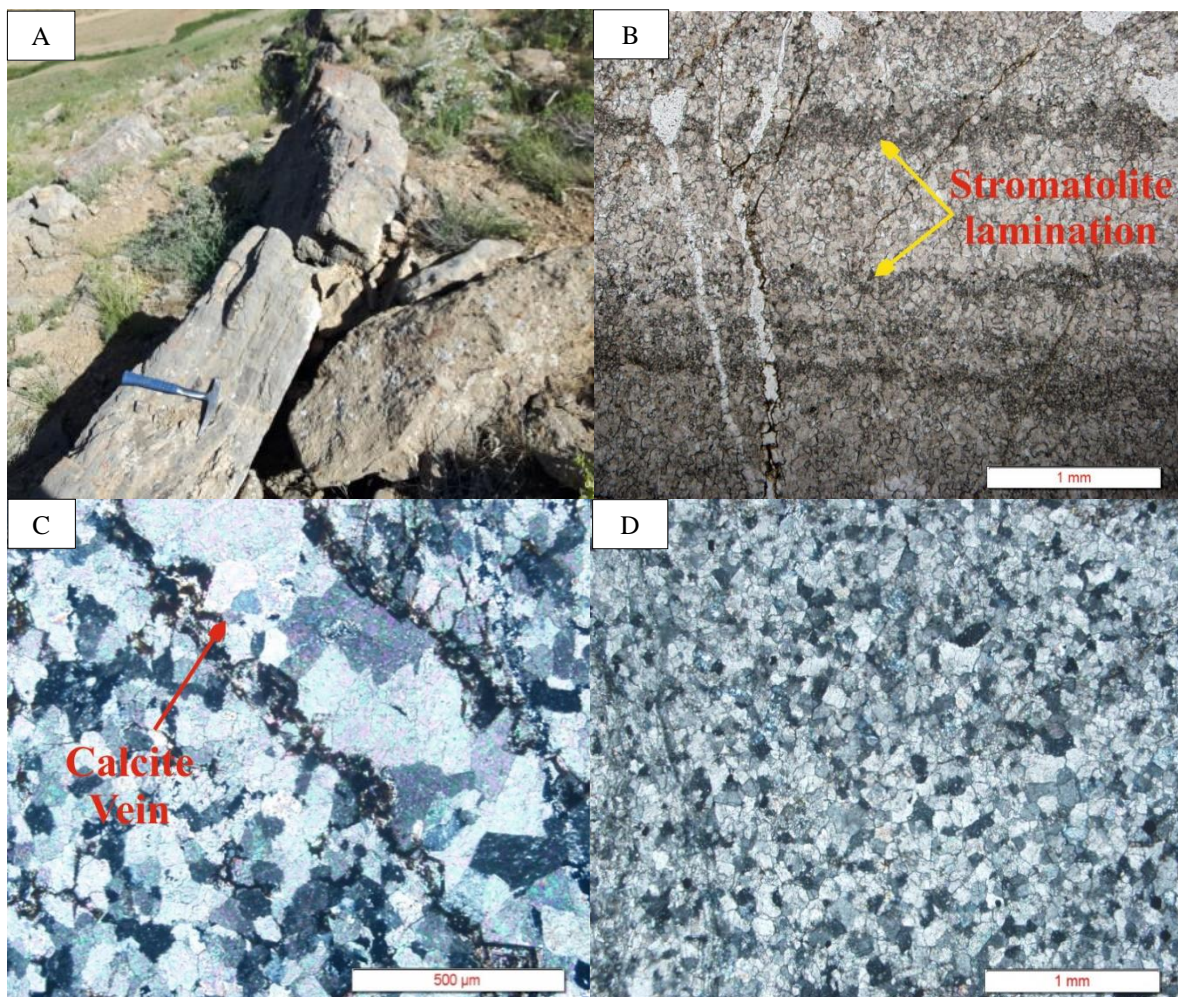


شکل ۳-۲- دولومیکرواسپارایت، دولومیت نوع دوم، ریزبلور، بی شکل تانیمه شکل دار، A_ دولومیت های ریز بلور در نمونه ی دستی (B14) B_ دانه های پلوئید در زمینه ی بلورهای دولومیت (نمونه ی B14 مربوط به سازند بایندور) C_ دولومیت ریزبلور دارای استیلولیت و اکسیدهای آهن که رگه ها و فضاهای خالی را پر کردند (نمونه ی S17 مربوط به سازند سلطانیه در نور PPL) D_ استیلولیت که توسط رگه های درشت بلور پر شده توسط سیمان دولومیتی قطع شده است (نمونه ی S17 مربوط به سازند سلطانیه در نور PPL).

۳-۲-۳- دولومیت‌های متوسط‌بلور (Dolosparite)

این دولومیت‌ها در صحرا به رنگ خاکی تا قهوه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۳-۳، A). همچنین ضخامت لایه‌های حاوی دولومیت‌های متوسط‌بلور در صحرا ۳ الی ۴ متر می‌باشد که در لامینه‌های نازک تیره و روشن و همچنین نوارهای چرت در نمونه‌های دستی مشاهده می‌شود. این دولومیت‌ها در قسمت‌های میانی سازند بایندور و همچنین در قسمت‌های میانی بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه که شامل دولومیت‌های متوسط تا ضخیم‌لایه می‌باشد، فراوان است.

در مقاطع نازک رگه‌های کلسیت وجود دارد که شکستگی‌های اطراف این رگه‌ها با اکسید آهن پر شده است. لامیناسیون تیره‌رنگ استروماتولیت با فراوانی کمتر در این نوع دولومیت‌ها مشاهده می‌شود. شکستگی‌های ایجاد شده لامیناسیون‌ها را قطع نموده (شکل ۳-۳، B) و توسط کلسیت پر شده‌اند که اطراف این شکستگی‌ها توسط اکسیدهای آهن پر شده است (شکل ۳-۳، C). این نوع دولومیت‌ها متراکم و با مرزهای مسطح بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و به صورت بلورهای موزاییکی هم‌اندازه هستند که اندازه‌ای بین ۶۲ تا ۲۵۰ میکرون (میانگین ۱۳۵ میکرون) دارند (شکل ۳-۳، D). این دولومیت‌ها دارای تخلخل حدود ۵ درصد می‌باشند. دولومیت‌های متوسط‌بلور بعد از دولومیت‌های ریزبلور فراوان‌ترین نوع دولومیت در این برش می‌باشند و از نظر فراوانی حجمی حدود ۳۰ درصد از دولومیت‌های برش چپ‌قلو را شامل می‌شوند. این دولومیت‌ها در هر دو سازند مورد مطالعه تقریباً به میزان برابر وجود داشته‌اند (جدول ۱-۳).

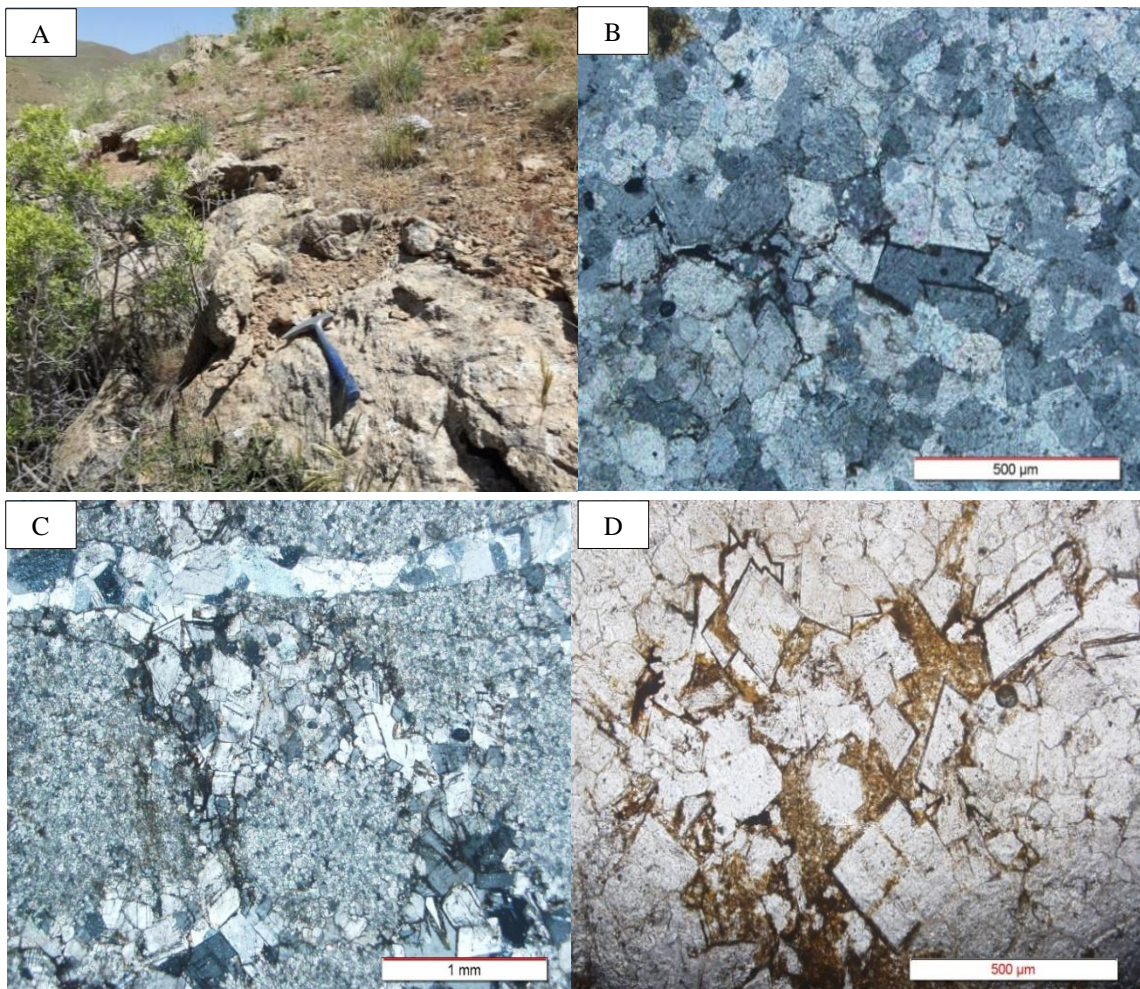


شکل ۳-۳- دولواسپارایت، دولومیت نوع سوم، متوسط بلور، نیمه شکل دار تا شکل دار، A_ دولومیت های متوسط بلور در تصاویر صحرایی B_ لامیناسیون های تیره رنگ استروماتولیت که توسط رگه ی کلسیت قطع شده است در تصویر کاملاً نمایان اند (نور XPL) C_ دولومیت متوسط بلور به همراه رگه ی کلسیت درشت بلور و شکستگی هایی که بوسیله ی اکسید آهن پر شده اند (نور PPL) D_ بلورهای موزاییکی دولومیت که در کنار هم قرار گرفته اند. تصاویر مربوط به نمونه ی S5 از سازند سلطانیه می باشد.

۳-۲-۴- دولومیت‌های متوسط تا درشت‌بلور (Medium to coarse crystalline dolomite)

این دولومیت‌ها در نمونه‌ی دستی و تصاویر صحرایی به رنگ روشن دیده می‌شوند (شکل ۳-۴، A). دولومیت‌های متوسط‌لایه دولومیت‌های تشکیل‌دهنده‌ی این نوع دولومیت می‌باشند. دولومیت‌های متوسط تا درشت‌بلور در سازند بایندور شناسایی نشده است. این دولومیت‌ها بیشتر در قسمت‌های میانی و انتهایی بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه مشاهده شده است که حدود ۱۰ درصد از فراوانی دولومیت‌های این بخش و برش را شامل می‌شود (جدول ۳-۱).

در مقاطع نازک اندازه‌ی این دولومیت‌ها بین ۲۵۰ تا ۱۱۰۰ میکرون (میانگین ۶۰۰ میکرون) تغییر می‌کند. بلورهای درشت دولومیت توسط اکسیدهای آهن احاطه شده‌اند که در تصویر واضح است (شکل ۳-۴، B). این دولومیت‌ها دارای رگه‌های فراوان با مرز مشخص و آشکار هستند (شکل ۳-۴، C) که در بسیاری موارد خاموشی موجی مشابه با دولومیت زین‌اسبی (saddle dolomite) از خود نشان می‌دهند. اطراف شکستگی‌ها و رگه‌های موجود در این نوع دولومیت‌ها توسط اکسیدهای آهن پر شده است (شکل ۳-۴، D). دولومیت‌های متوسط تا درشت‌بلور دارای بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار، در اندازه‌های مختلف (poly modal)، مرزهای بلوری غیرمسطح (non planar) هستند. همچنین در این نوع دولومیت‌ها حدود ۵ درصد تخلخل بین بلوری مشاهده شده که نشان می‌دهد با افزایش اندازه‌ی بلورهای دولومیت میزان تخلخل حتی به میزان کم، افزایش یافته است.

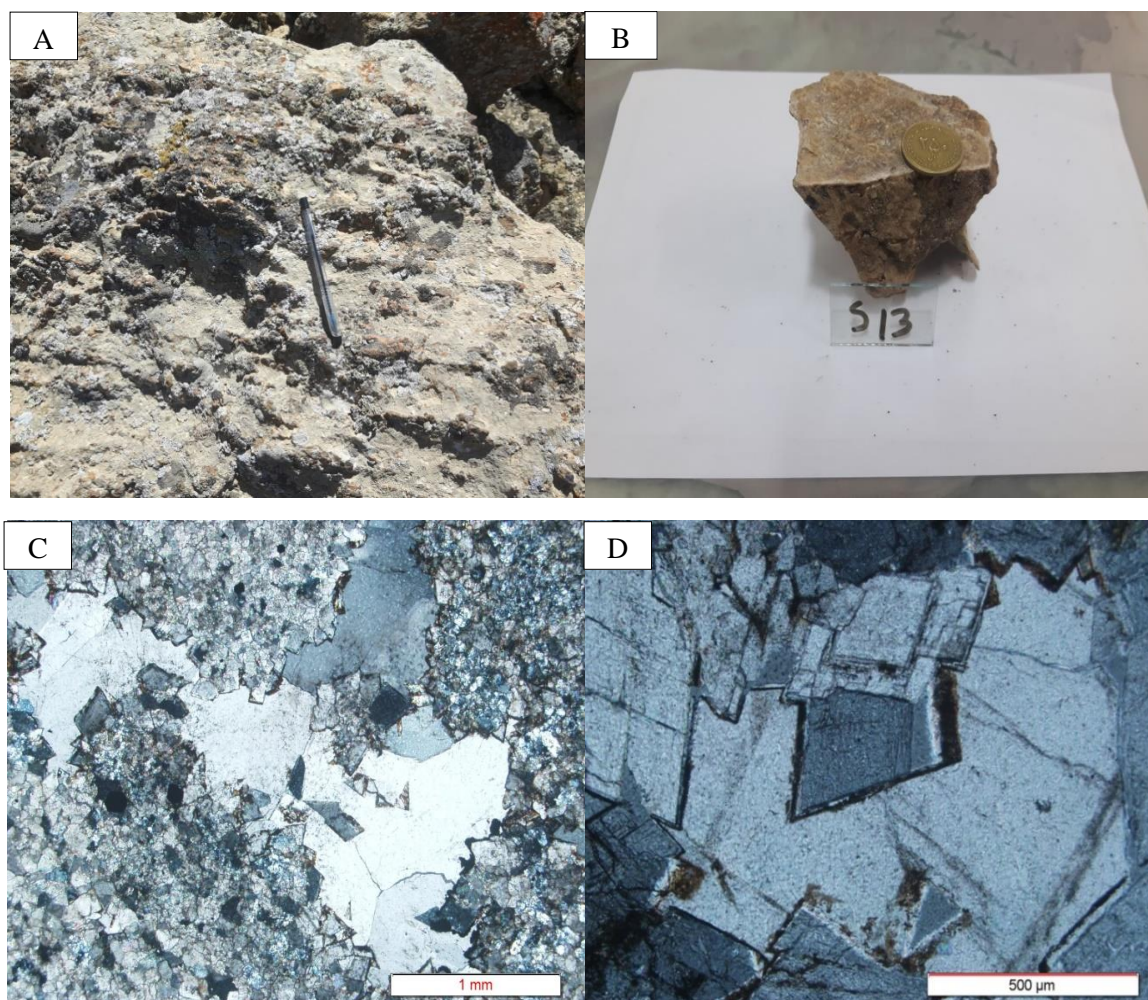


شکل ۳-۴ - دولومیت نوع چهارم، متوسط تا درشت بلور، نیمه شکل دار تا شکل دار، (نور PPL)؛ A_ دولومیت‌های متوسط تا درشت بلور در تصاویر صحرایی B_ دولومیت‌های احاطه شده توسط اکسیدهای آهن در مرکز تصویر (نمونه‌ی S13) C_ دولومیت‌های متوسط تا درشت بلور با رگه‌ها و خاموشی موجی سطح بلورها (نور PPL) D_ بلورهای درشت دولومیت که به شکل لوزی کاملاً مشخص اند (نور XPL). تصاویر مربوط به نمونه‌ی S15 از سازند سلطانیه می‌باشد.

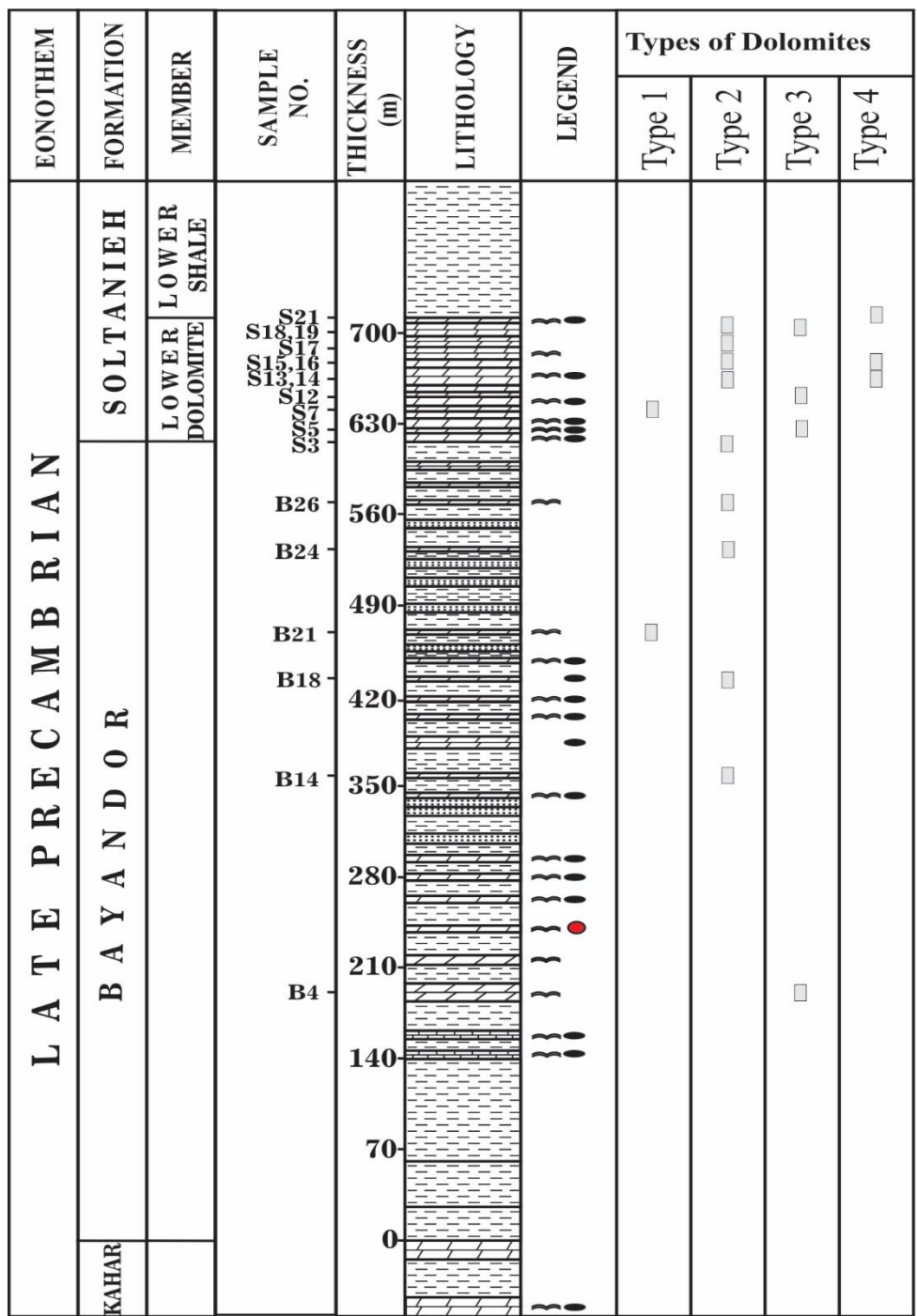
۳-۲-۵ - سیمان دولومیتی (Dolomite cement)

این گروه از دولومیت‌ها در نمونه‌های دستی و مطالعات صحرایی به رنگ روشن هستند (شکل ۳-۵، A, B). در مقاطع نازک خاموشی موجی دارند، مرز بین بلورها کاملاً مشخص است که به صورت سیمان درون فضاها و شکستگی‌های سنگ را پر کرده‌اند. بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل دار (شکل ۳-۵، C) این سیمان‌ها درون

رگه‌ها و شکستگی‌ها در زمینه‌ای از همه‌ی انواع دولومیت‌های خیلی ریز تا درشت بلور مشاهده شده است که اندازه‌ی بلورهای آنها بیشتر از ۲۵۰ میکرون می‌باشد (شکل ۳-۵، D). این سیمان‌ها تنها ۵ درصد از دولومیت‌های برش چپقلو را شامل می‌شود (جدول ۳-۱). سیمان‌های دولومیتی دورن حفرات، شکستگی‌ها و رگه‌های ایجاد شده در دولومیت‌های متوسط‌بلور و متوسط تا درشت‌بلور را پر می‌کنند که بیشتر در قسمت‌های میانی بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه جایی که دولومیت‌های ضخیم‌لایه و توده‌ای بیشتر بوده‌اند. در شکل (۳-۶) تغییرات انواع دولومیت‌ها در ستون چینه‌شناسی برش چپقلو نشان داده شده است.



شکل ۳-۵- دولومیت نوع پنجم، دولومیت حفره پر کن، درشت‌بلور، بی‌شکل تا شکل‌دار، A_ سیمان‌های دولومیتی در تصاویر صحرایی B_ سیمان‌های درشت‌بلور دولومیت که به رنگ روشن و دارای خاموشی موجی می‌باشند (نور PPL). نمونه‌ها مربوط به نمونه‌ی S13 از سازند سلطانیه می‌باشد.



- Dolomite
 Limestone
 Stromatolite
 Phosphate
 Sandstone
 Shale
 Chert Noduls
 Thin Section

شکل ۳-۶- تغییرات انواع دولومیت در ستون برش چپقلو.

۳-۳- استروماتولیت‌های برش چپقلو

بسیاری از محققین (برای مثال: Logan et al., 1964, Altermann, 2007) بر این مهم اتفاق نظر دارند که شکل رشد استروماتولیت‌ها به وسیله‌ی شرایط محیطی مثل میزان انرژی آب و عوامل زیست‌شناختی مثل واکنش متفاوت جنس‌های مختلف جلبک به ته‌نشست مواد کربناته کنترل می‌شود. شکل، پیوستگی و انباشته شدن لامینه‌ها در توصیف و طبقه‌بندی استروماتولیت‌ها مهم هستند (Grey, 1989; Grotzinger and Knoll, 1999). از این رو بر اساس ویژگی‌های ماکروفابریکی و میکروسکوپی (لایه‌بندی، ساختار و ریخت‌شناسی) و همچنین طبقه‌بندی لوگان و همکاران (Logan et al., 1964) و آلترمن (Altermann, 2007) در سازندهای بایندور و بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه در این برش، انواع استروماتولیت‌های زیر شناسایی و دسته‌بندی شده است:

۳-۳-۱- استروماتولیت‌های مسطح (Stratiform stromatolites)

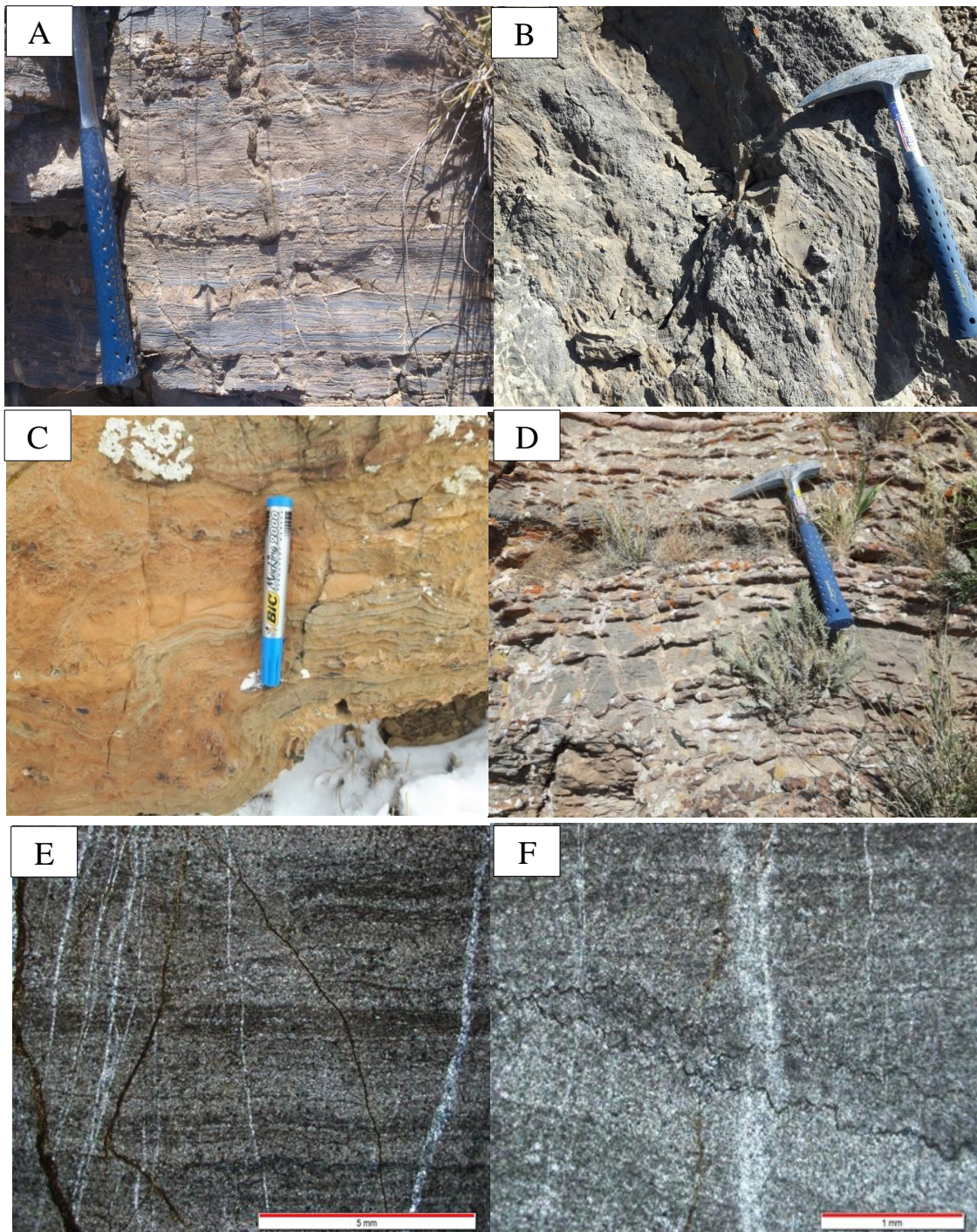
استروماتولیت‌های مسطح از فراوان‌ترین انواع پوشش‌های میکروبی^۱ (استروماتولیت) در برش چپقلو محسوب می‌شوند که به سه شکل مسطح ساده (شکل ۳-۷، A)، مسطح موجی (شکل ۳-۷، B) و همچنین مسطح چین‌خورده (شکل ۳-۷، C) دیده می‌شوند. تنوع و فراوانی استروماتولیت‌های مسطح موجی و چین‌خورده در این برش بیشتر است. لامینه‌ها در بعضی از نمونه‌ها به رنگ آبی تیره به طور کاملاً مشخص دیده می‌شوند که توسط رگه‌هایی قطع شده‌اند. ضخامت لامینه‌ها در این نوع از استروماتولیت از چند میلی‌متر تا

¹ Microbial mat

چندسانی متر متغیر است. در بعضی از نمونه‌های این نوع استروماتولیت، بطور متناوب لامینه‌های منظم تیره و روشن تکرار شده است.

استروماتولیت‌های مسطح ساده در سازند بایندور نسبت به سازند سلطانیه فراوان‌تر هستند اما انواع دیگر استروماتولیت‌های مسطح اعم از چین‌خورده و موجی در بخش دولومیت زیرین سلطانیه به مقدار فراوان‌تری مشاهده می‌شود. این نوع استروماتولیت‌ها به رنگ قهوه‌ای بوده و همراه با نودول‌ها و رگه‌های چرت دیده می‌شوند (شکل ۷-۳، D). از ویژگی دیگر این نوع استروماتولیت‌ها می‌توان به وجود نوارهای کلسیت و کوارتز در مقاطع نازک تهیه شده از آنها اشاره کرد (شکل ۷-۳، E). در برخی مقاطع، لامینه‌های استروماتولیت توسط استیلولیت‌ها قطع شده است (شکل ۷-۳، F) و همچنین حفره‌های ایجاد شده توسط کانی‌های آهن‌دار پر شده‌اند.

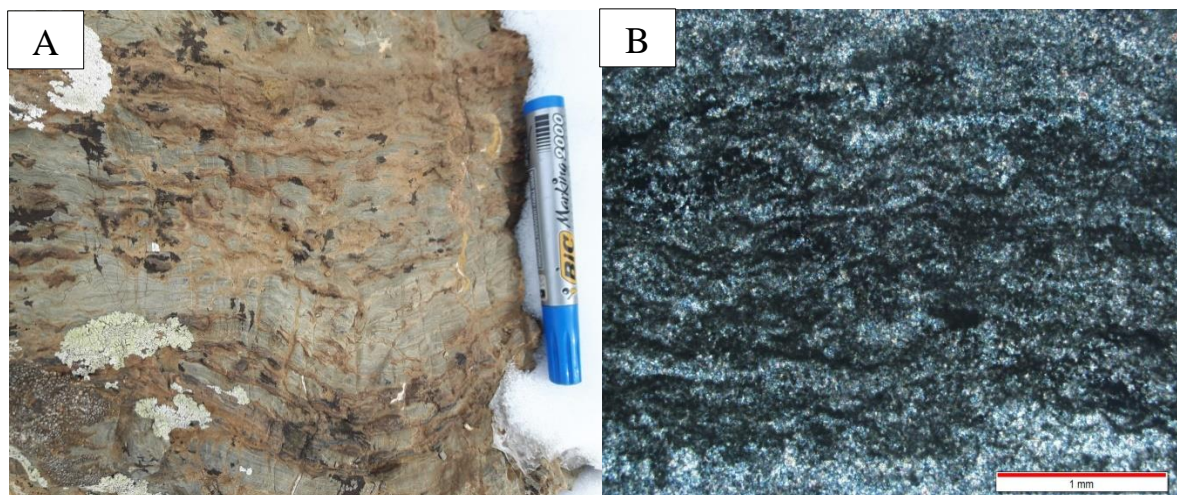
در محیط‌های بالای جذر و مدی و تا اندازه‌ای بخش‌های بالایی محیط جزر و مدی (اینترتایدال)، استروماتولیت‌های مسطح به دلیل شوری بالا و سطح انرژی کم، عمومی‌ترین مورفولوژی مشاهده شده است (Harwood and Sumner, 2011). زند مقدم و همکاران (۱۳۹۳) در سازند درنجال در شمال غرب کرمان این نوع از استروماتولیت‌ها را گزارش کرده‌اند.



شکل ۳-۷- A_ استروماتولیت مسطح که بصورت لامینه‌های متناوب آبی تیره تکرار شده است (سازند سلطانیه) B_ استروماتولیت موجی در سازند سلطانیه C_ استروماتولیت مسطح چین خورده (سازند بایندور) D- نوارهای چرت روی سطح دولومیت (سازند بایندور) E_ لامینه‌ی استروماتولیتی تیره و روشن در نور پلاریزان که توسط رگه‌های فراوان کوارتز، کلسیت و شکستگی‌ها بطور عمودی قطع شده است F_ قطع شدگی لامینه‌ها و رگه‌های کلسیت توسط استیلولیت.

۳-۳-۲- استروماتولیت‌های نامنظم (Crinkly stromatolites)

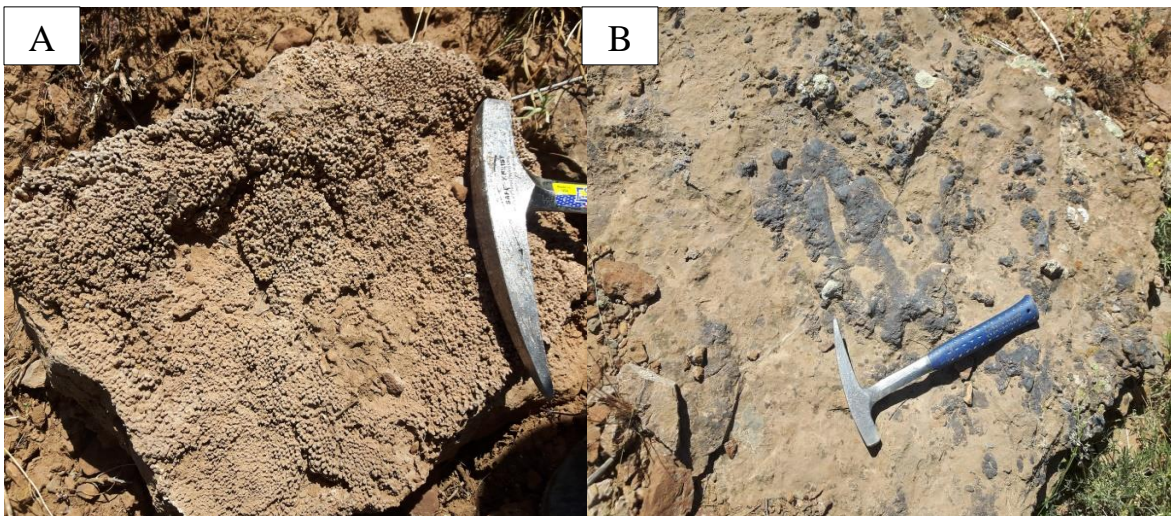
در مطالعات صحرایی سنگ زمینه‌ی این استروماتولیت‌ها بیشتر به رنگ قهوه‌ای می‌باشد. استروماتولیت‌های نامنظم در زمینه‌ای از دولومیت‌های ریزبلور (دولومیکرواسپارایت‌ها) دیده می‌شوند. لامینه‌های نامنظم عمدتاً در مقیاس میلی‌متر هستند. ضخامت لامینه‌ها کوتاه و به شکل نامنظم دیده می‌شود. این لامینه‌ها به طور جانبی پیوسته بوده و بطور متناوب تیره و روشن تکرار شده‌اند که ضخامت لامینه‌های تیره رنگ از رنگ روشن آن بیشتر است (شکل ۳-۸ A). در برخی از نمونه‌ها رگه‌های کوارتز در متن سنگ بخوبی مشخص بوده و لامینه‌ها را قطع کرده‌اند. در مقاطع نازک نیز این استروماتولیت‌ها بصورت لامینه‌های نامنظم بطور واضح دیده می‌شود که در زمینه‌ای از دولومیت‌های ریز بلور قرار گرفته است (شکل ۳-۸ B). استروماتولیت‌های نامنظم بیشتر در بخش‌های ابتدایی سازند بایندور مشاهده شده است. ساختارهای نامنظم در پرکامبرین به ویژه در پروتروزوئیک بسیار مهم هستند و اگر به صورت میکروبی ایجاد شوند، محیط‌های اینتراتایدال تا سوپراتایدال پایینی تحت تأثیر نوسانات امواج و جزرومد تشکیل می‌شوند را نشان می‌دهند (Simonson and Carney, 1999; Porada and Bouougri, 2007; jahnert and Collins, 2011; Harwood and Sumner, 2011). محبوبی و همکاران (۱۳۹۲) در سازند لالون بلوک طبس و موخوپادیای و بنرجی (Mukhopadhyay and Banerjee, 2016) در نهشته‌های کربناته نئوپروتروزوئیک سازند باسانتپور (Basantpur) در هند این نوع از استروماتولیت را گزارش کرده‌اند.



شکل ۳-۸- استروماتولیت نامنظم؛ A_ لامینه‌های نامنظم که همراه با لایه‌های چرت در سطح سنگ مشخص می‌باشند B_ لامینه‌های نامنظم تیره رنگ که در مقطع نازک مشخص هستند.

۳-۳-۳- استروماتولیت‌های کورک‌دار (Pustular stromatolites)

استروماتولیت‌های کورک‌دار به صورت توده‌های نامنظم در سطح زمینه‌ی کاملاً قهوه‌ای در سنگ دیده می‌شوند. در این نوع از استروماتولیت اندازه‌ی کورک‌ها متغیر، کوتاه و متمرکز است (شکل ۳-۹ A). همچنین از ویژگی‌های دیگر این نوع استروماتولیت‌ها می‌توان به وجود نودول‌های فراوان چرت در سطح سنگ‌های حاوی این نوع استروماتولیت اشاره کرد (شکل ۳-۹ B). استروماتولیت‌های کورک‌دار در بخش‌های زیرین و ابتدایی سازند بایندور دیده می‌شود. محبوبی و همکاران (۱۳۹۲)، این استروماتولیت‌ها را در بخش شیلی رسوبات کامبرین زیرین سازند لالون بلوک طبس گزارش کردند. استروماتولیت‌های کورک‌دار معمولاً در محیط‌های بالای جزر و مدی و همچنین مرتبط با استروماتولیت‌های ستونی کوچک در محیط‌های بالای زیر جزر و مدی (ساب‌تایدال) تشکیل می‌شوند (Logan et al., 1974; Reid et al., 2003; Harwood, 2009; Jahnert and Collins, 2011).

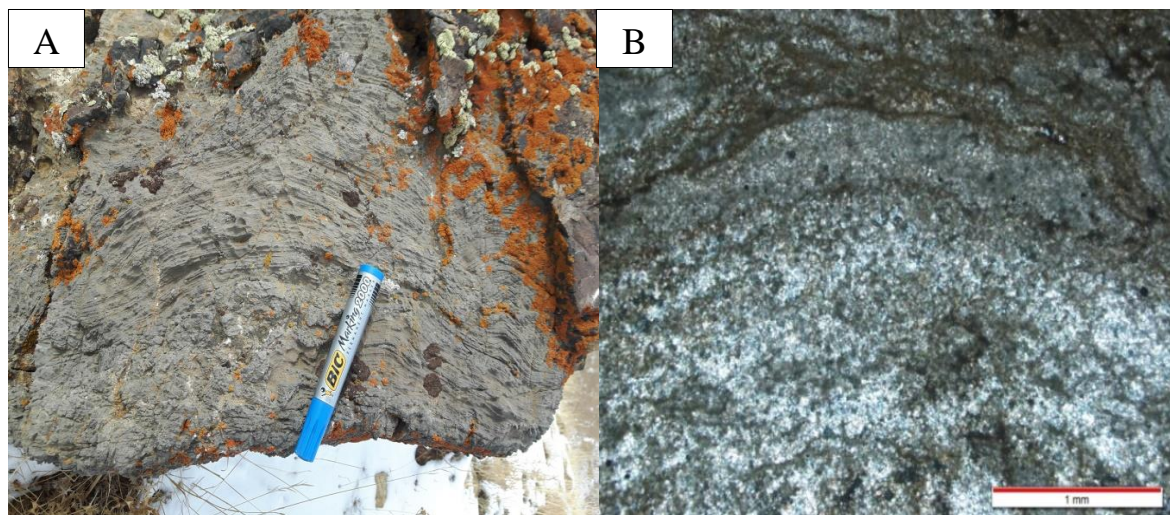


شکل ۳-۹- استروماتولیت کورک‌دار؛ A_ استروماتولیت کورک‌دار در سازند بایندور B_ نودول‌های چرت در سطح سنگ.

۳-۳-۴- استروماتولیت‌های ستونی (Columnar stromatolites)

استروماتولیت‌های ستونی با توجه به اندازه، شکل لامینه‌ها و فاصله از ستون‌های جانبی متفاوت است (Siahi et al., 2016). استروماتولیت‌های ستونی از نظر فراوانی در برش چپقلو مقادیر کمی را شامل می‌شوند و بیشتر همراه با استروماتولیت‌های چین‌خورده دیده می‌شوند. با توجه به اینکه استروماتولیت‌های ستونی در شرایط محیطی پر انرژی و عمیق تشکیل می‌شوند و با توجه به کم‌عمق و آرام بودن دریا‌های آن زمان، این نوع از استروماتولیت‌ها در این ناحیه کم می‌باشند. ضخامت لامینه‌ها در این استروماتولیت یکسان است. در برش چپقلو استروماتولیت ستونی به شکل نیم‌کره‌های عمودی روی هم انباشته شده دیده می‌شوند که شعاع‌های هم‌اندازه و متقارنی دارند. این استروماتولیت‌ها در زمینه‌ای از دولومیت به رنگ قهوه‌ای وجود دارد (شکل ۳-۱۰ A). یکی از ویژگی‌های مهم این نوع استروماتولیت‌ها در برش چپقلو عدم ارتباط جانبی آنهاست. تغییرات در اندازه‌ی استروماتولیت‌های ستونی نشان‌دهنده‌ی تغییرات درجه‌بندی از محیط عمیق‌تر به آب‌های کم‌عمق است. در شکل (۳-۱۰ B) مقطع نازک میکروسکوپی استروماتولیت ستونی می‌باشد که

لامینه‌های تیره و روشن به شکل نیمکره بر روی هم قرار گرفته‌اند. کاهش اندازه استروماتولیت نشان دهنده‌ی کاهش عمق آب است (Mukhopadhyay and Banerjee, 2016). انرژی جریان و نرخ رسوب‌گذاری تأثیر زیادی بر روی مورفولوژی، لایه‌بندی و میزان ارتباط جانبی ساختارهای میکروبی دارد (Hofmann, 2000; Altermann, 2002, 2004; Allwood et al., 2007; Schopf et al., 2007). در بیشتر نقاط دنیا این نوع استروماتولیت گزارش شده است. بطور مثال در ایران و در سازند درنجال در شمال غرب کرمان، زند مقدم و همکاران (۱۳۹۳) و سیاهی و همکاران (Siahi et al., 2106) این اشکال استروماتولیتی را در سوپرگروه پونگولا (Pongola) در آفریقای جنوبی و توستی و رایدینگ (Tosti and Riding, 2017) در سازند تیلینگ (Tieling) چین گزارش کرده‌اند. استروماتولیت‌های ستونی در بخش‌های بالایی و تا حدی پایینی محیط زیر جزر ومدی (ساب‌تایدال) تشکیل می‌شوند که تغییرات زیادی در انرژی محیط رسوبی و نرخ رسوب‌گذاری و حتی در عمق همراه است (Mukhopadhyay and Banerjee, 2016).



شکل ۳-۱۰- استروماتولیت ستونی؛ A_ استروماتولیت ستونی که در تصویر به صورت لامینه‌های عمودی روی هم انباشته شده‌اند (سازند بایندور). B_ استروماتولیت ستونی در مقطع نازک میکروسکوپی که لامینه‌ها روی هم انباشته شده‌اند (نور PPL).

۳-۳-۵- استروماتولیت‌های کروی (Oncoid stromatolites)

استروماتولیت‌های کروی از لحاظ فراوانی همانند استروماتولیت‌های ستونی (Columnar stromatolites) در این برش کم می‌باشند. این استروماتولیت‌ها بصورت لامینه‌های نازک متحدالمرکز و متقارن دیده می‌شوند که این لامینه‌ها توسط رگه‌های کوچک قطع شده‌اند. استروماتولیت‌های کروی در سطح زمینه‌ای به رنگ قهوه‌ای روشن همراه با نودول‌های چرت و بیشتر در قسمت‌های میانی سازند بایندور دیده می‌شود (شکل ۳-۱۱). استروماتولیت‌های کروی در شرایط محیطی انرژی بالا در محیط‌های رشد پایدار و کم‌عمق به صورت جانبی و پراکنده در محیط‌های بین جزر و مدی (اینتراتایدال) تا محیط‌های زیر جزر و مدی (ساب‌تایدال) کم‌عمق تشکیل می‌شوند (Smith, 1986; Flügel, 2010, Siah et al., 2016).



شکل ۳-۱۱- استروماتولیت کروی؛ در سازند بایندور با لامینه‌های متحدالمرکز، ظریف و متقارن در بالای تصویر دیده می‌شوند.

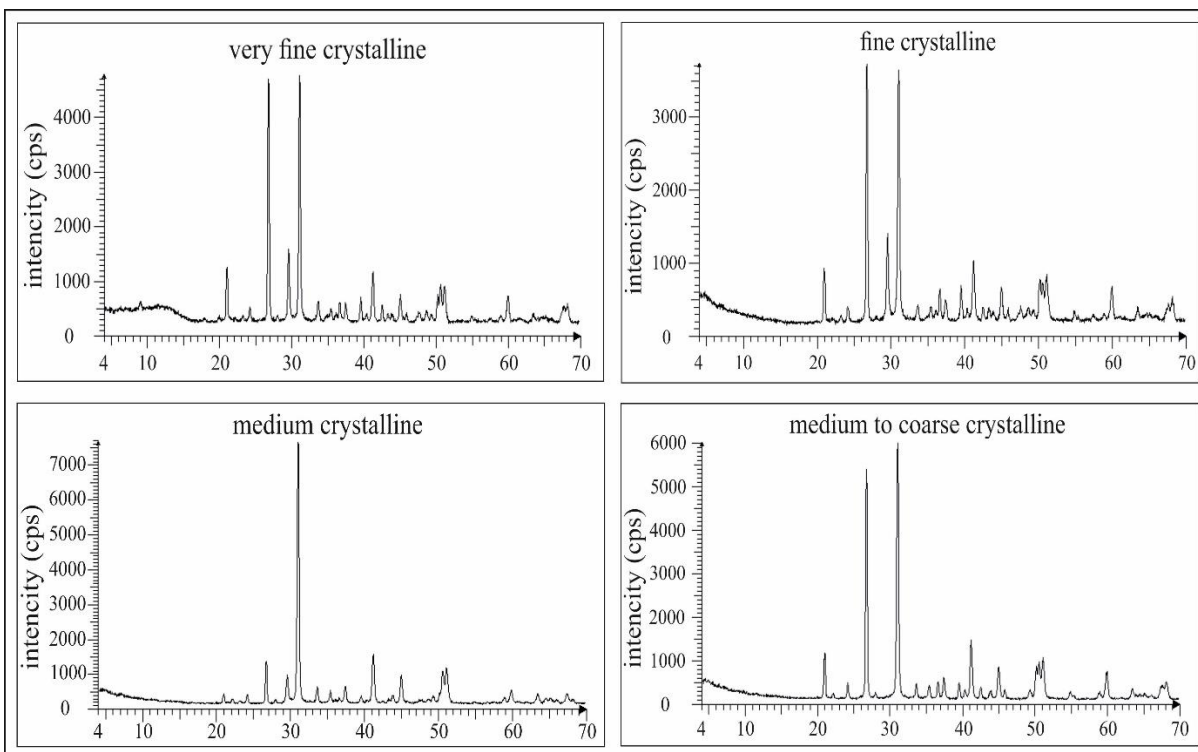
فصل چہارم

مطالعات زئونیسم

برای به دست آوردن اطلاعات مهم ثبت شده در کربنات‌ها، به طور جامع درک محیط رسوبی و تاریخچه‌ی دیاژنزی رسوبات کربناته ضروری است (Zhao and Zheng, 2017). مطالعات نشان داده‌اند که سنگ‌های رسوبی شیمیایی، مانند برخی از کربنات‌ها، شکل‌گیری آهن نواری/چرت‌ها و فسفات‌ها، می‌تواند به عنوان شاخص‌های مفیدی برای ثبت برخی از الگوهای عناصر فرعی در آب، که از این سنگ‌ها منشأ می‌گیرند، استفاده شود (Frimmel, 2009). ترکیب عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌ها به مقدار قابل توجهی به دلیل ترکیب متفاوت سیالات دولومیت‌ساز (شیرین، لب‌شور، دریایی، فوق‌العاده شور) متغیر است (Rao, 1996). لذا در این فصل به بررسی ژئوشیمی دولومیت‌های پرکامبرین پسین در برش چپقلو پرداخته می‌شود تا بدین وسیله اطلاعات بیشتری در مورد سیالات دولومیت‌ساز در این منطقه حاصل شود.

۴-۲- تجزیه پراش پرتو ایکس (XRD)

پس از انجام مطالعات سنگ‌نگاری، برای تعیین فازهای کانیایی تشکیل‌دهنده‌ی نمونه‌ها توسط دستگاه پراش پرتو ایکس (XRD)، از سازند بایندور و بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه در برش مورد مطالعه تعداد ۴ نمونه‌ی دولومیتی انتخاب شد که در (شکل ۴-۱) و (جدول ۴-۱) نتایج تجزیه‌ی این دولومیت‌ها آورده شده است. همان‌گونه که از نتایج مشخص است، در نمونه‌های دولومیتی، فراوان‌ترین کانی موجود دولومیت است و کانی‌های کلسیت، کوارتز و مسکویت به عنوان کانی‌های فرعی در سنگ‌های مورد مطالعه حضور دارند.



شکل ۴-۱- نتایج تجزیه پراش پرتو ایکس (XRD) در انواع دولومیت شناسایی شده در برش چپقلو؛ **A** - دولومیت نوع اول (نمونه‌ی شماره‌ی B21) **B** - دولومیت نوع دوم (نمونه‌ی شماره‌ی B18) **C** - دولومیت نوع سوم (نمونه‌ی شماره‌ی B26) **D** - دولومیت نوع چهارم (نمونه‌ی شماره‌ی S19)؛ براساس این تصاویر و با توجه به جدول (۴-۱) مشاهده می‌شود که کانی غالب در برش مورد مطالعه دولومیت می‌باشد.

جدول ۴-۱- ترکیب کانی شناسی دولومیت‌ها در برش چپقلو با استفاده از نتایج تجزیه پراش پرتو ایکس (XRD).

نوع دولومیت	سازند	کانی‌های اصلی	کانی‌های فرعی	کانی‌های جزئی
دولومیت نوع ۱- خیلی ریزبلور	بایندور	دولومیت	کوارتز و کلسیت	مسکویت
دولومیت نوع ۲- ریزبلور	بایندور	دولومیت	کلسیت و کوارتز	-
دولومیت نوع ۳- متوسط بلور	بایندور	دولومیت	-	کوارتز و کلسیت
دولومیت نوع ۴- متوسط تا درشت بلور	سلطانیه	دولومیت	کوارتز	کلسیت

۳-۴- مطالعات ژئوشیمیایی

یکی از اساسی‌ترین مراحل در مطالعه‌ی ژئوشیمیایی دولومیت‌ها، تعیین مقادیر عناصر اصلی و فرعی آنها است. با بررسی این مطالعات، اطلاعات با ارزشی در مورد منشأ دولومیت (اولیه یا ثانویه)، زمان تشکیل، ترکیب سیال دولومیت‌ساز، مدل دولومیتی‌شدن و روند دیاژنز به دست می‌آید. بسیاری از پژوهشگران از قبیل (Adabi, 2009; Guo et al., 2016; Du et al., 2018) مطالعاتی در زمینه‌ی تشکیل دولومیت و سازوکارهای دولومیتی‌شدن با استفاده از مطالعات ژئوشیمیایی انجام داده‌اند.

۳-۴-۱- عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌ها

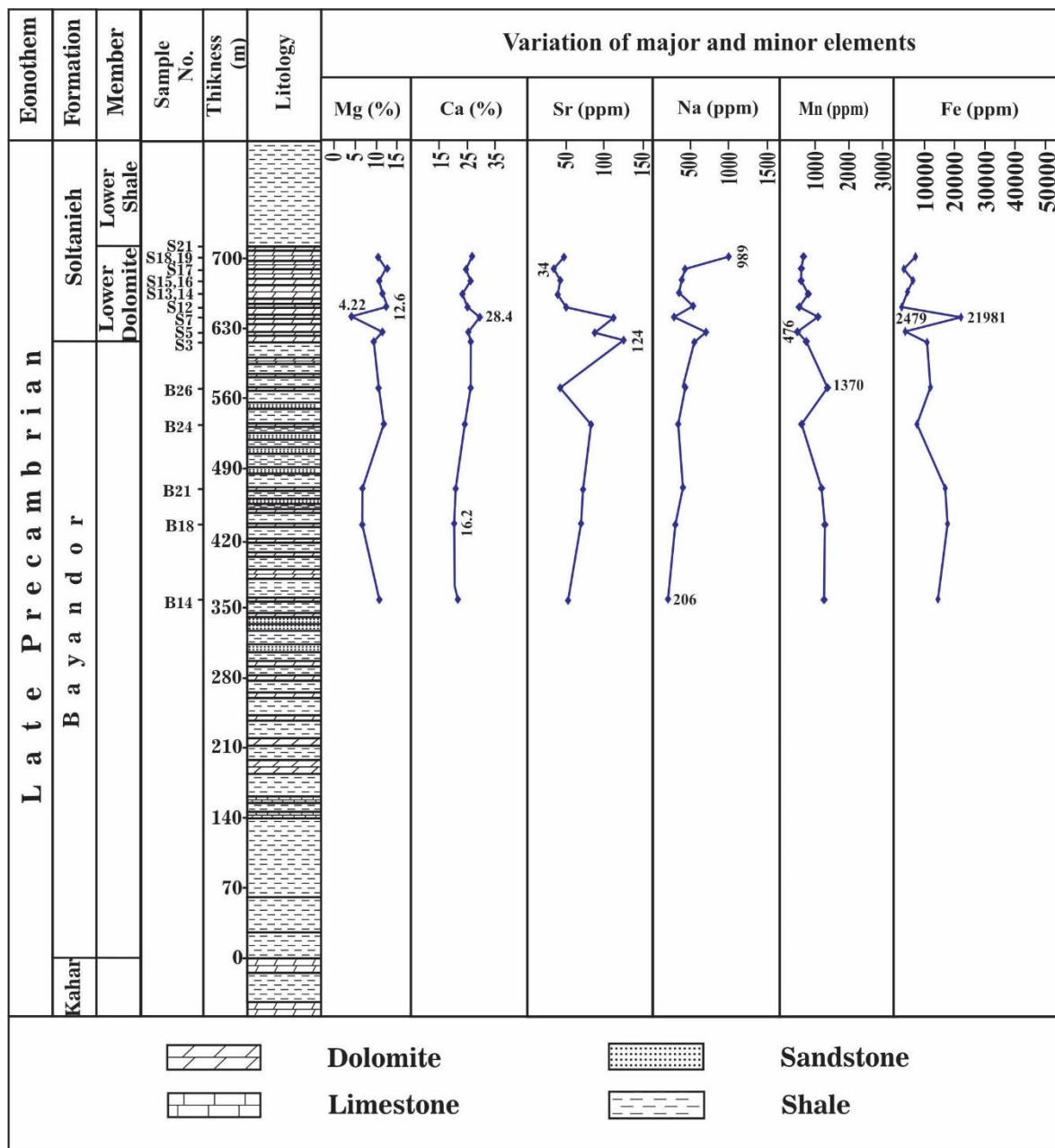
شناسایی فرآیندهای دیاژنزی در دولومیت‌ها به ترکیب سیال دولومیت‌ساز بستگی دارد (Rao, 1996; Huang et al., 2008; Xiong et al., 2018). با شناسایی ترکیب عناصر کلسیم، منیزیم، سدیم، استرانسیم، منگنز و آهن در دولومیت‌ها می‌توان ترکیب سیالات دولومیت‌ساز را مشخص کرد. توزیع این عناصر به عمق آب، شوری و اکسیژن بستگی دارد (Frimmel, 2009). مقادیر عناصر اصلی و فرعی حاصل از آنالیز ژئوشیمیایی ICP-OES بر روی نمونه‌های دولومیت در سازند بایندور و بخش زیرین سازند سلطانیه در (جدول ۴-۲) ذکر شده است. جدول (۴-۳) نیز میانگین این عناصر را در سازندهای مورد مطالعه نشان می‌دهد. برای بررسی تغییرات ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی در ستون چینه‌شناسی برش چپقلو نیز، نمودار تغییرات عمودی عناصر در برش چپقلو تهیه شده است (شکل ۴-۲).

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه عناصر اصلی و فرعی دولومیت‌های سازند بایندور و بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه با استفاده از آنالیزهای ژئوشیمیایی ICP-OES.

Number	Formation	Sample No.	Dolomite Type	Ca (%)	Mg (%)	Sr (ppm)	Na (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)
				0.05* %	0.05* %	2* ppm	100* ppm	5* ppm	100* ppm
1	Bayandor	B21	Very Fine Crystalline	16.5	6.72	71	408	1239	17156
2	Bayandor	B14	Fine Crystalline	21.51	10.7	53	206	1282	14433
3	Bayandor	B18	Fine Crystalline	16.2	6.68	69	302	1285	17481
4	Bayandor	B24	Fine Crystalline	21.63	11.72	83	343	629	7607
5	Bayandor	B26	Medium Crystalline	23.92	10.2	43	429	1370	11988
6	Soltanieh	S03	Very Fine Crystalline	23.79	9.34	124	548	756	10739
7	Soltanieh	S07	Fine Crystalline	28.4	4.22	111	283	1100	21981
8	Soltanieh	S17	Fine Crystalline	21.7	12.28	34	424	587	3363
9	Soltanieh	S05	Medium Crystalline	23.34	11.34	87	699	476	3534
10	Soltanieh	S12	Medium Crystalline	22.39	12.6	50	532	541	2479
11	Soltanieh	S13	Medium to Coarse Crystalline	19.96	11.36	40	347	791	4319
12	Soltanieh	S15	Medium to Coarse Crystalline	23.91	10.87	42	380	589	5976
13	Soltanieh	S22	Medium to Coarse Crystalline	24.37	10.46	47	989	653	6903

جدول ۴-۳- میانگین عناصر اصلی و فرعی در دو سازند بایندور و بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه در برش چپقلو.

Formation	Ca (%)	Mg (%)	Sr (ppm)	Na (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)
Bayandor	19.95	9.2	63.8	337.6	1161	13733
Soltanieh	23.48	10.3	66.88	525.25	686.6	7412

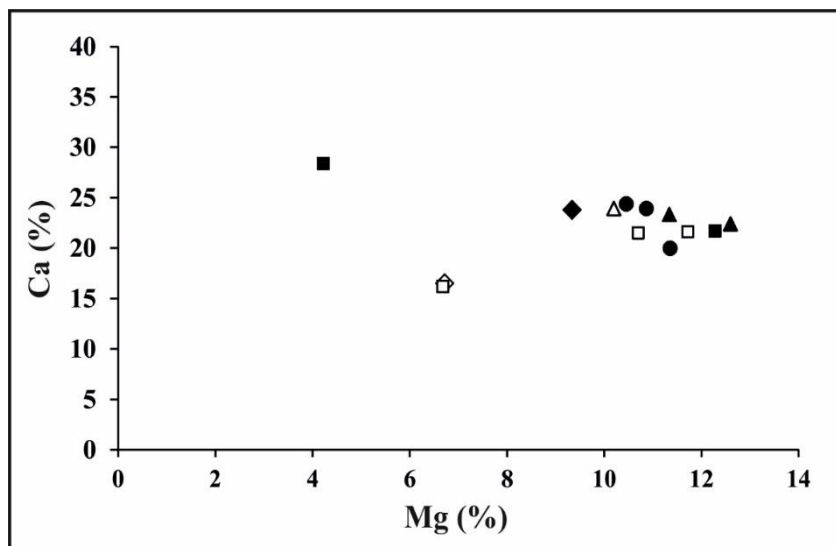


شکل ۴-۲- نمودار تغییرات عناصر اصلی و فرعی در برش چپقلو؛ برای بررسی تغییرات ژئوشیمی عناصر در دو سازند بایندور و بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه از این نمودار استفاده شده است.

در این فصل به بررسی تغییرات عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌های برش چپقلو به تفکیک دو سازند پرداخته می‌شود و تفسیرهای مربوط به شرایط تشکیل دولومیت‌ها در فصل بعد ارائه می‌گردد:

۴-۳-۱-۱- کلسیم و منیزیم

تمرکز Ca و Mg در دولومیت‌ها به نسبت Mg/Ca در سیالات دولومیت‌ساز بستگی دارد (Sass and Bein, 1988). دولومیت می‌تواند از سیالاتی که نسبت Mg/Ca آنها بین حدود ۱ تا ۱۰ است تشکیل شود. مقدار Ca در سازند بایندور از ۱۶/۲ تا ۲۳/۹۲ درصد (میانگین ۱۹/۹۵ درصد) و در بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه از ۱۹/۹۶ تا ۲۸/۴ درصد (میانگین ۲۳/۴۸ درصد) متغیر است (جدول ۴-۳). مقدار Mg در سازند بایندور از ۶/۶۸ تا ۱۱/۷۲ درصد (میانگین ۹/۲ درصد) و در بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه از ۴/۲۲ تا ۱۲/۶ درصد (میانگین ۱۰/۳ درصد) متغیر است. مقدار کم منیزیم (۴/۲۲ درصد) و مقدار بالای Ca (۲۸/۴ درصد) در نمونه‌ی S07 از بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه بدلیل سنگ‌آهک دولومیتی بودن این نمونه می‌باشد. مقدار Mg در دولومیت‌های متوسط‌بلور (دولواسپارایت) در بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه نسبت به سازند بایندور بیشتر می‌باشد. شکل (۴-۳) تغییرات میزان کلسیم در برابر منیزیم را در دولومیت‌های برش چپقلو نشان می‌دهد. یکی از منابع منیزیم در دولومیت‌های درشت‌بلور و تحت شرایط تدفینی آب دریا، حل شدن منیزیم‌های موجود در فسیل‌های آلی می‌تواند باشد (Montes-Hernandez et al., 2016).



◇ Very fine Crystalline dolomite △ Medium Crystalline dolomite
 □ fine Crystalline dolomite ○ Medium to Coarse Crystalline dolomite

شکل ۴-۳- تغییرات کلسیم در برابر منیزیم در دولومیت‌های برش چپقلو؛ * علائم مشکی مربوط به بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه و علائم سفید برای سازند بایندور می‌باشند.

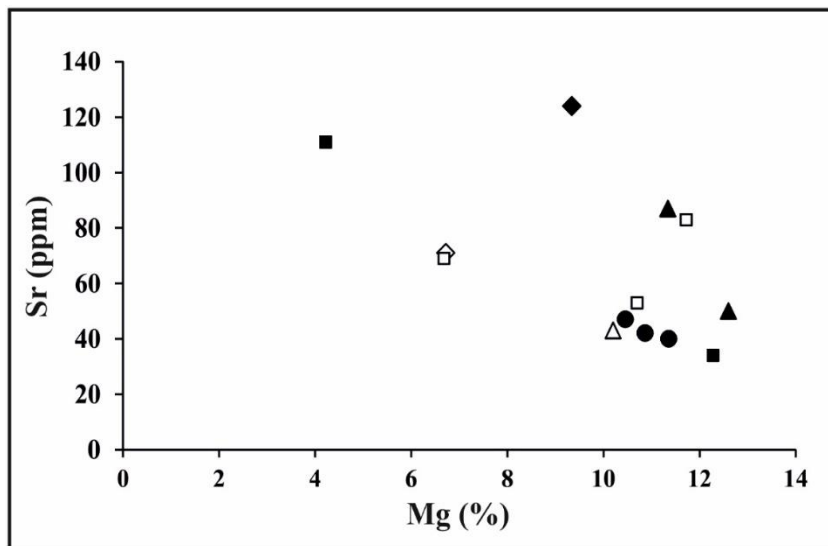
۴-۳-۱-۲- استرانسیم

از میان عناصر فرعی موجود در دولومیت‌ها، عنصر Sr دارای بیشترین اهمیت می‌باشد، چرا که از مقادیر عنصر Sr برای تعیین نوع سیال دولومیت‌ساز استفاده می‌شود (Azmy et al., 2009, Du et al., 2018). اصولاً میزان تمرکز Sr در دولومیت‌ها به عوامل مختلفی وابسته است. از آنجایی که عنصر Sr به طور معمول جایگزین Ca می‌شود و مقدار Ca در دولومیت نصف مقدار Ca موجود در کلسیت است؛ بنابراین مقدار تمرکز Sr در دولومیت‌ها کمتر از سنگ‌آهک است (Rao, 1996). لند (Land, 1985) بر این باور است که دولومیت‌های اولیه (Primary dolomite) در مقایسه با دولومیت‌های ثانویه (دیپانزی) مقادیر Sr بالاتری دارند که این به علت تغییر در فابریک آنهاست.

مقدار غلظت Sr در دولومیت‌هایی که مستقیماً از آب دریا تشکیل می‌شوند بین ۴۷۰ تا ۵۵۰ ppm است (Veizer, 1983a; Smith, 2006; Li et al., 2015). این مقدار در دولومیت‌های عهد حاضر بین ۵۰۰ تا ۲۰۰۰ ppm متغیر است (Behrens and Land, 1972; Last and Last, 2012).

مقدار Sr در سازند بایندور در بازه‌ی ۴۳ تا ۸۳ ppm (میانگین ۶۳/۸ ppm) و در بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه از ۳۴ تا ۱۲۴ ppm (میانگین ۶۶/۸۸ ppm) تغییر می‌کند که این مقدار بسیار کمتر از مقدار میانگین این عنصر در دولومیت‌های عهد حاضر و همچنین کمتر از مقادیر مشابه آن در دولومیت‌های تبخیری فوق‌العاده شور (۶۰۰-۹۰۰ ppm) و دولومیت‌های تشکیل شده در مناطق تدفینی دریایی (۵۰۰-۳۰۰ ppm) است.

طبق مطالعات آدابی (Adabi, 1996) که بر روی دولومیت‌های سازند مزدوران در حوضه‌ی کپه‌داغ صورت گرفته، استرانسیم در دولومیت‌های نوع اول (دولومیت‌های خیلی ریزبلور) و دوم (دولومیت‌های ریزبلور) بیشتر از دولومیت‌های نوع سوم و چهارم است که با مطالعات انجام گرفته بر روی دولومیت‌های برش چپقلو مشخص گردید که مقدار عنصر Sr از دولومیت‌های خیلی ریزبلور به دولومیت‌های متوسط تا درشت بلور کاهش می‌یابد که نشان می‌دهد با افزایش اندازه‌ی بلورهای دولومیت میزان Sr کاهش می‌یابد (شکل ۴-۴ و جدول ۴-۲).



◇ Very fine Crystalline dolomite △ Medium Crystalline dolomite
 □ fine Crystalline dolomite ○ Medium to Coarse Crystalline dolomite

شکل ۴-۴- تغییرات استرانسیم در برابر منیزیم در دولومیت‌های برش چپقلو؛ با افزایش منیزیم از مقدار استرانسیم نیز کاسته می‌شود. * علائم مشکی مربوط به بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه و علائم سفید برای سازند بایندور می‌باشند.

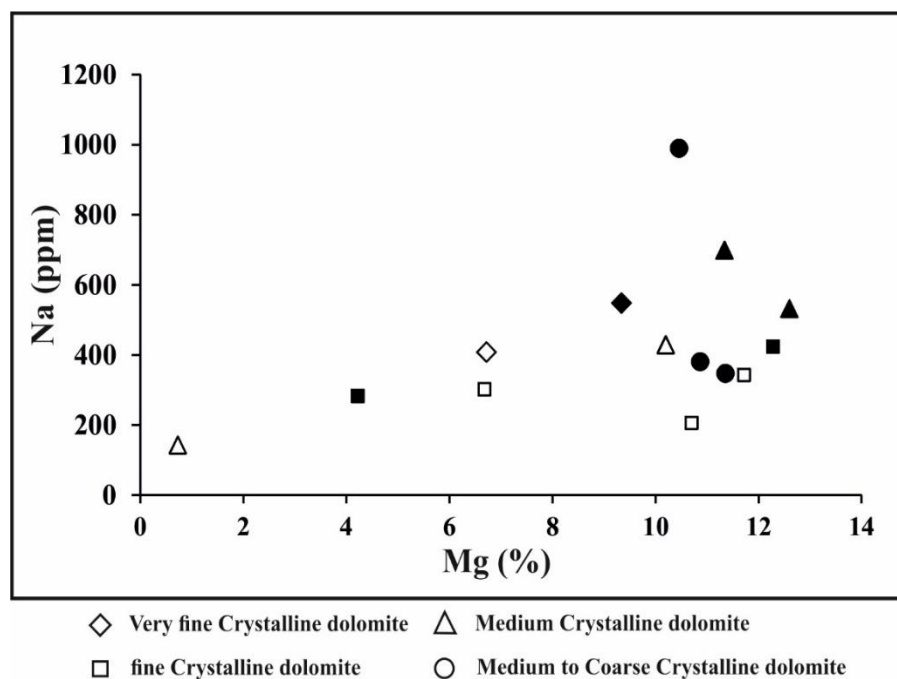
۴-۳-۱-۳-۴- سدیم

سدیم فراوان‌ترین کاتیون موجود در آب دریاست و مقدار غلظت آن در دولومیت‌ها، درجه شوری سیالات دولومیت‌ساز را تعیین می‌کند (Warren, 2000; Suzuki et al., 2006). مقدار سدیم در دولومیت‌های عهد حاضر بین ۱۰۰ تا ۲۵۰۰ ppm (Sass and Bein, 1988) و در دولومیت‌های دریایی با شوری نرمال ۱۱۰ تا ۱۶۰ ppm می‌باشد (Veizer, 1983b). این مقدار در سازند بایندور از ۲۰۶ تا ۴۲۹ ppm (میانگین ۳۳۷/۶ ppm) و در بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه از ۲۸۳ تا ۹۸۹ ppm (میانگین ۵۲۵/۲۵ ppm) می‌باشد (جدول ۴-۲).

مقدار بیشتر سدیم در دولومیت‌های درشت‌بلورتر (متوسط و متوسط تا درشت‌بلور) نسبت به دولومیت‌های ریزبلورتر (جدول ۴-۲ و شکل ۴-۵) نشان‌دهنده‌ی این است که دولومیت‌های درشت‌بلور طی تبلور مجدد

تشکیل شده و احتمالاً شورابه‌های حوضه‌ای در فرآیند دولومیتی شدن این دولومیت‌ها در طی تدفین عمیق نقش داشته‌اند که با توجه به این موضوع و با توجه به درشت‌بلورتر بودن دولومیت‌های سازند سلطانیه نسبت به سازند بایندور، زیاد بودن مقادیر سدیم در دولومیت‌های بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه نسبت به سازند بایندور قابل توجیه است. همچنین بدلیل اینکه سازند سلطانیه در محیط دریایی رسوب‌گذاری نموده است (زه‌دی و همکاران، ۱۳۹۵) انتظار می‌رود مقادیر سدیم در چنین محیطی در مقایسه با محیط رودخانه ای و قاره‌ای سازند بایندر بیشتر باشد.

با توجه به اینکه مقدار میانگین Na در دولومیت‌های برش چپقلو (۳۳۷/۶ ppm در سازند بایندور و ۵۲۵/۲۵ ppm در بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه؛ جدول ۳-۴) بیشتر از مقدار Na در دریا‌های با شوری نرمال (۱۱۰ تا ۱۶۰ ppm) می‌باشد، این امر می‌تواند نشان دهنده‌ی شوری بیشتر سیالات دولومیت‌ساز در این برش می‌باشد.



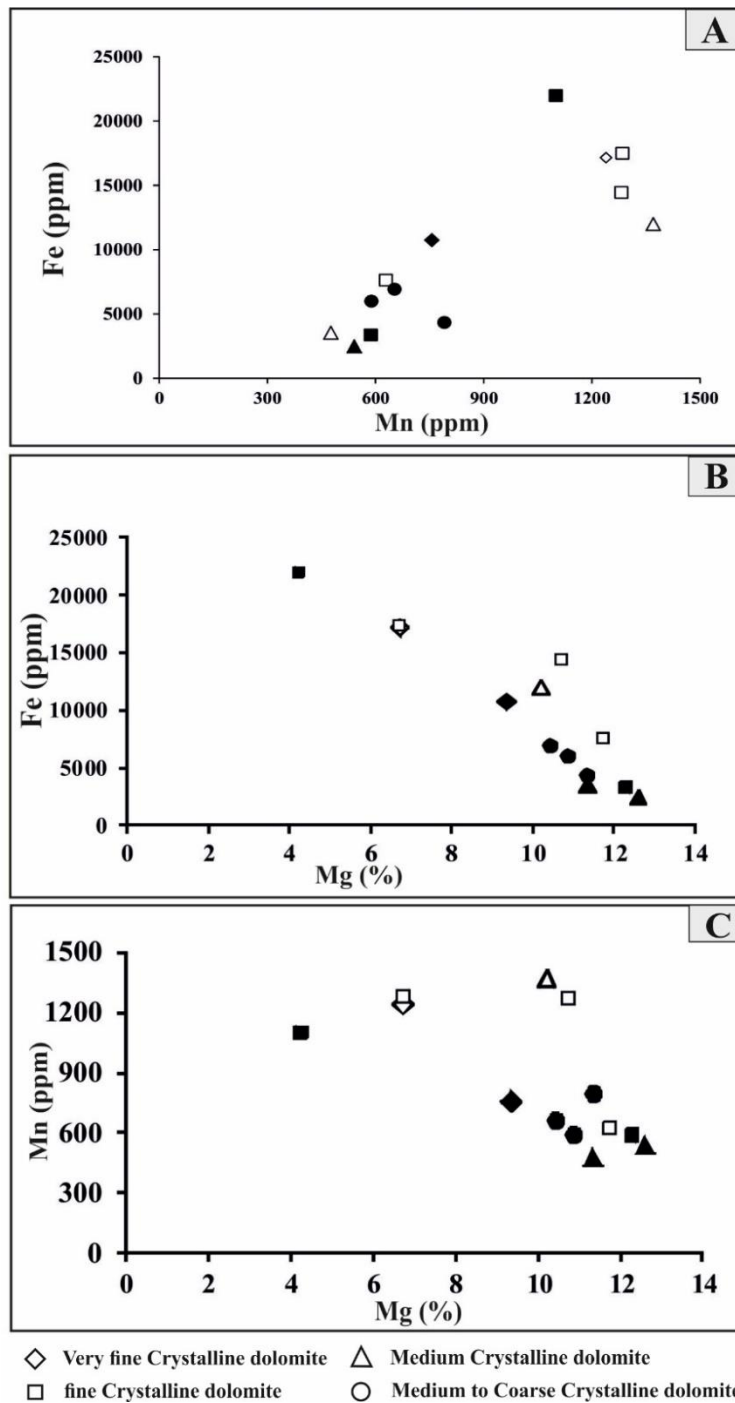
شکل ۴-۵- تغییرات سدیم در برابر منیزیم در دولومیت‌های برش چپقلو. * علائم مشکی مربوط به بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه و علائم سفید برای سازند بایندور می‌باشند.

۴-۳-۱-۴- آهن و منگنز

مقادیر Fe و Mn در دولومیت‌ها اطلاعات مهمی را در مورد شرایط تشکیل سیالات دولومیت‌ساز به دست می‌دهند (Sen, 2007; Kirmaci et al., 2018). در سازند بایندور غلظت Fe در بازه‌ی ۷۶۰۷ تا ۱۷۴۸۱ ppm (میانگین ۱۳۷۳۳ ppm) و غلظت Mn از ۶۲۹ تا ۱۳۷۰ ppm (میانگین ۱۱۶۱ ppm) و در بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه غلظت Fe در بازه‌ی ۲۴۷۹ تا ۲۱۹۸۱ ppm (میانگین ۷۴۱۲ ppm) و غلظت Mn از ۴۷۶ تا ۱۱۰۰ ppm با میانگین (۶۸۶/۶ ppm) می‌باشد.

از آنجا که ضریب توزیع Fe و Mn بزرگتر از ۱ است، مقدار آنها در دولومیت‌ها نسبتاً بالا است (Morse and Bender, 1990; Kirmaci, 2008). مقدار آهن و منگنز در دولومیت‌های آب دریا به ترتیب به میزان ۳ تا ۵۰ ppm و ۱ ppm گزارش شده است (Veizer, 1983a) اما در دولومیت‌های برش چپقلو بسیار بیشتر از این مقدار می‌باشد. مقدار Fe در سازند بایندور از بخش‌های پایینی به بخش‌های بالایی این سازند مقدار کاهشی را نشان می‌دهد (شکل ۴-۲). مقدار Fe و Mn در قسمت‌های پایینی سازند بایندور و نزدیک به مرز با سازند کهر فوق‌العاده زیاد می‌باشد. همچنین این مقادیر در سازند بایندور بیشتر از مقادیر آن در بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه می‌باشد.

با افزایش مقادیر Fe بر مقادیر Mn نیز افزوده می‌شود که نشان‌دهنده‌ی همبستگی مثبت بین مقادیر Fe و Mn در دولومیت‌های این برش می‌باشد (شکل ۴-۶ A). با توجه به شکل (۴-۶ B,C) با افزایش مقدار Fe و Mn از مقدار Mg کاسته می‌شود که نشان‌دهنده‌ی همبستگی منفی بین Fe و Mn با مقدار Mg می‌باشد.



شکل ۴-۶- تغییرات آهن و منگنز در برابر منیزیم؛ تغییرات آهن در برابر منگنز که همبستگی مثبت و حضور این دو با هم را در محیط نشان می دهد؛ B- تغییرات آهن در برابر منیزیم با همبستگی منفی؛ این همبستگی نشان دهندهی افزایش مقدار آهن با کاهش مقدار منیزیم می باشد C- تغییرات منگنز در برابر منیزیم، که نشان دهندهی همبستگی منفی بین این دو می باشد. * علائم مشکی مربوط به بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه و علائم سفید برای سازند بایندور می باشند.

فصل پنجم

مکانسیم های دولوپتر شدن

دولومیت می‌تواند به سه روش متفاوت تشکیل شود (Boggs, 2009): (۱) با رسوب مستقیم از محلول آبی (دولومیت اولیه) (۲) با جانشینی CaCO_3 توسط $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ (دولومیت جانشینی) (۳) با رسوب دولومیت از محلول‌های آبی در فضاها یا خالی اولیه یا ثانویه (سیمان دولومیتی). حجم سیمان دولومیت در مقایسه با کل حجم دولومیت کم است و دولومیت اولیه نادر است و محدود به برخی از محیط‌های لاگون تبخیری و یا محیط‌های ساحلی می‌باشد. بنابراین، بخش بزرگی از دولومیت در تاریخچه‌ی ثبت شده‌ی زمین‌شناسی به وضوح توسط دولومیتی‌شدن (جانشینی) تشکیل شده است (Boggs, 2009).

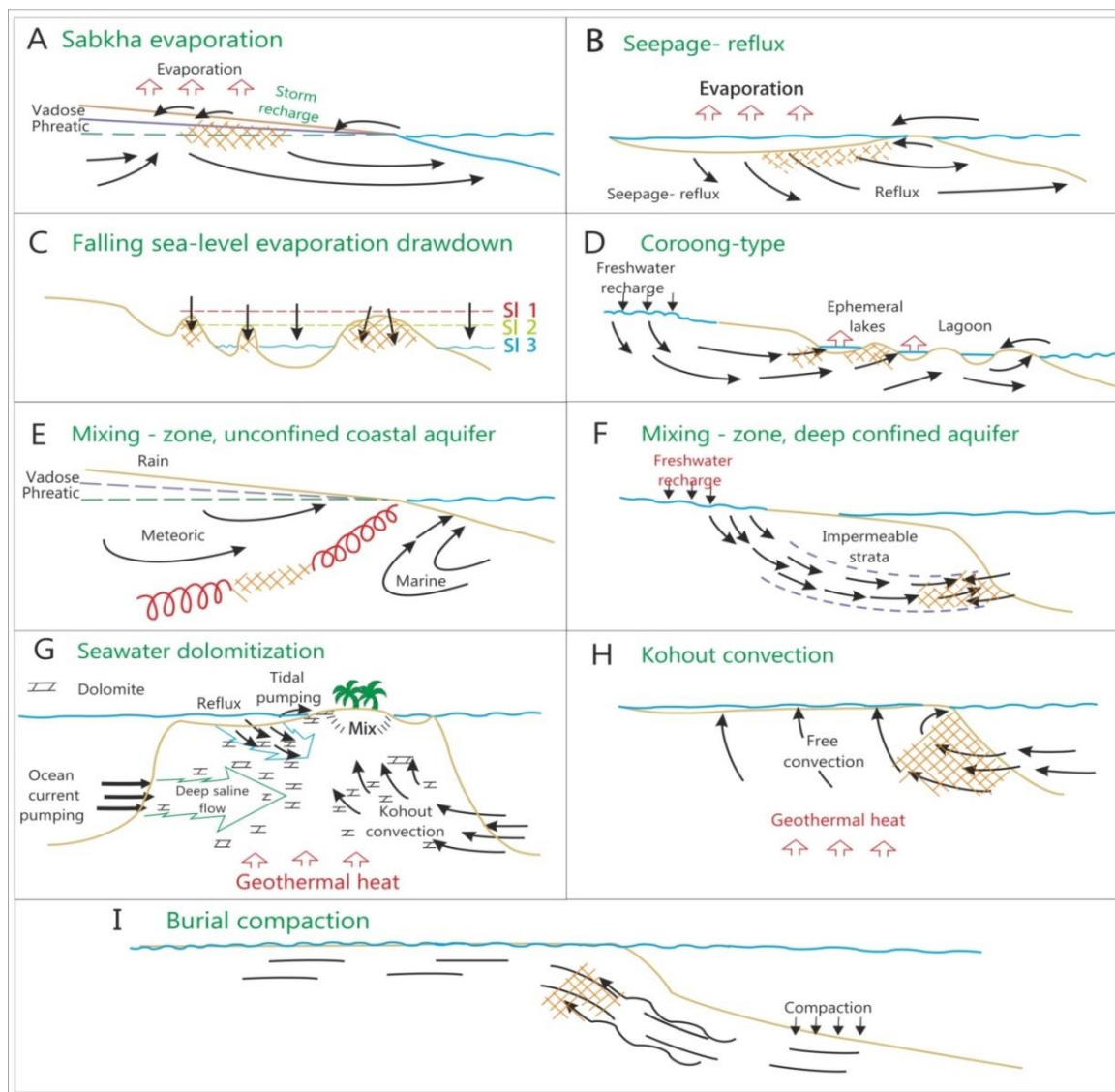
با وجود اینکه مطالعه‌ی دولومیت‌ها قدمت نزدیک به ۲۰۰ ساله دارد، اما مکانیزم تشکیل دولومیت‌های قدیمی هنوز در میان زمین‌شناسان مورد بحث است (Boggs, 2009; Du et al., 2018). بنابراین، تحقیق در مورد درک فرآیندهای دولومیتی‌شدن توجه فراوانی را به خود جلب کرده است (Kirmaci et al., 2018). واکنش‌های شیمیایی بین محلول‌های حاوی منیزیم و رسوبات کربنات کلسیم، از طریق فرآیند دولومیتی‌شدن (Dolomitization) باعث تشکیل دولومیت‌ها می‌شود (Azomani et al., 2013). با مطالعه‌ی کانی‌شناسی، اندازه‌ی بلورها و فابریک، ویژگی‌های رسوب‌شناسی، تفریق عنصری، تفریق ایزوتوپی، دما، شوری، ترکیب سیالات، شرایط اکسیداسیون و احیایی و بررسی فرآیندهای جانشینی در مقابل ته‌نشینی مستقیم می‌توان اطلاعات بسیار ارزشمندی در خصوص منشأ تشکیل دولومیت‌ها بدست آورد (Rao, 1996). در این فصل با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی و همچنین با استفاده از شواهد پتروگرافی در مطالعات صحرایی و میکروسکوپی به بررسی مکانیسم‌های دولومیتی‌شدن در برش چپقلو پرداخته شده است.

۵-۲- مکانیسم‌های دولومیتی شدن

از آنجایی که در طبیعت انواع مختلف دولومیت وجود دارد، بنابراین یک فرآیند مستقل نمی‌تواند عاملی برای دولومیتی‌شدن باشد (Amthor and Friedman, 1992). مطالعاتی که اخیراً بر روی دولومیت‌های دیرینه با ضخامت و گسترش زیاد صورت گرفته حاکی از این است که فرآیندهای دیاژنتیکی پیچیده، عامل دولومیتی-شدن اولیه و دولومیتی‌شدن تأخیری می‌باشند (Gregg and Sibley, 1984; Gregg and Shelton, 1990; Gao and Land, 1991). این مطالعات نشان داده است که اگر زمان، دما و سیالات دولومیت‌ساز کافی و مناسب باشد یک طیف وسیعی از انواع دولومیت‌ها تشکیل می‌شود.

دولومیت می‌تواند به عنوان یک رسوب اولیه، جانشینی دیاژنتزی و یا فاز هیدروترمال تشکیل شود. تمامی این موارد نیاز به گردش سیال و عرضه کافی منیزیم دارد. دولومیت ممکن است از آب دریا، آب دریاچه و یا مخلوط شدن آب‌های جوی با آب دریا تشکیل شود (Warren, 2000). علاوه بر این، مشخص شده است که فعالیت میکروبی در محل‌هایی که گونه‌های احیاکننده‌ی سولفات وجود دارد تشکیل دولومیت‌های اولیه را کنترل می‌کند (Vasconcelos and McKenzie, 1997; Bontognali et al., 2010).

به طور کلی مدل‌های زیادی به منظور توضیح منشأ سنگ‌های دولومیتی معرفی شده است (Flügel, 2010). به منظور مقایسه‌ی این مدل‌ها با یکدیگر، همه‌ی مدل‌های موجود در شکل (۵-۱) آورده شده است که با توجه به الگوهای جریان سیالات در پلاتفرم‌های کربناته، بعضی از این مدل‌ها بیشتر و برخی از آنها کمتر قابل استفاده می‌باشند (Kaufman, 1994).



شکل ۵-۱- انواع مدل‌های دولومیتی‌شدن (برگرفته با تغییراتی از Flügel, 2010).

در ناحیه‌ی خلیج فارس، در مناطق زیر جزر و مدی، بین جزر و مدی و بالای جزر و مدی فرآیند دولومیتی‌شدن مشاهده می‌شود (Illing et al., 1965; McKenzie et al., 1980; McKenzie, 1981). در ناحیه‌ی سبخایی خلیج فارس دولومیت بصورت گسترده توسط محلول‌های دریایی و مخلوط آب‌های دریایی و آب‌های قاره‌ای تشکیل می‌شود. مدل دولومیتی‌شدن بر اثر نشت و بازگشت سیالات (Seepage- Reflux) برای اولین بار توسط آدامز و رودز (Adams and Rhodes, 1960) برای توصیف دولومیت‌های ضخیم همراه با تبخیری‌ها

پیشنهاد شده است. این مدل مستلزم تبخیر آب دریا و تشکیل آب‌های شور است که پس از فرونشست از میان لایه‌های رسوبی لاگون و رسوبات سدی (bar) عبور می‌کند و منجر به تشکیل دولومیت می‌گردد. این دولومیت‌ها از محلول‌هایی که نسبت Mg/Ca بالایی دارند حاصل می‌شوند (آدابی، ۱۳۸۳). در مدل دولومیتی‌شدن نوع کورونگ (Coorong) دولومیتی‌شدن تقریباً همزمان با کربنات‌ها صورت می‌گیرد که احتمالاً، همانند دولومیت‌های سبخایی، بر اثر تغلیظ آب دریا و اختلاط با آب جوی و رسوب کربنات کلسیم که موجب بالا رفتن نسبت Mg/Ca می‌شود نهشته شده‌اند. در مدل دولومیتی‌شدن بر اثر اختلاط آب‌های جوی و شور (Meteoric Mixing-Zone) عمل اختلاط آب‌های جوی و دریایی در منطقه‌ی فریاتیکی دریایی در ساحل روی می‌دهد (رحیم‌پور بناب، ۱۳۸۴). دولومیت‌های دریایی از فراوان‌ترین نوع دولومیت‌ها بوده که از آب‌های دریایی با شوری نرمال تا سیالات فوق‌العاده شور (hypersaline) در محیط‌های عمیق دریا (Mullins et al., 1988)، فلات قاره (Whitaker et al. 1994)، تا پهنه‌های جزر و مدی (Illing et al., 1965; Mazzullo et al., 1987) تشکیل می‌گردد. لازمه‌ی تشکیل این نوع دولومیت‌ها، چرخش آب دریا در بین رسوبات در مدت زمان طولانی می‌باشد. در مدل دولومیتی‌شدن چرخشی کاهوت (Kohout convection)، چرخش حجم زیادی از آب دریا توسط جریان‌های حرارتی (thermal convection) در پلات‌فرم‌های کربناته، منجر به دولومیتی‌شدن می‌گردد (Kohout, 1967). در طی این فرآیند، آب‌های سرد دریا که در مجاورت پلات‌فرم‌های کربناته قرار دارند توسط آب‌های زیرزمینی که توسط آب‌های گرمابی گرم می‌شوند، در بین توالی‌های ضخیم رسوبی مجدداً به چرخش در آمده و موجب تسریع در فرآیند دولومیتی‌شدن می‌گردند. بیشتر فرآیندهای دولومیتی‌شدن در عهد حاضر، پلیستوسن و زمان‌های قدیم‌تر، به آب و هوا و تغییرات سطح آب دریاها نسبت داده شده است (آدابی، ۱۳۸۳). برای دولومیتی‌شدن در عمق تدفین، کمترین موانع جنبشی وجود دارد، زیرا سیالات گرم و داغ هستند، PH کاملاً قلیایی و سیالات اغلب غنی از Mg می‌باشند (رحیم‌پور بناب، ۱۳۸۴).

با مطالعات انجام گرفته بر روی دولومیت‌های برش چپقلو، تشکیل دولومیت و مدل‌های دولومیتی‌شدن در زمان پرکامبرین پسین با مکانیسم‌های دولومیتی‌شدن سبخا، تدفینی کم‌عمق و مدل تدفینی عمیق قابل توجیه است:

۵-۲-۱- مدل سبخا (Sabkha Model)

از دولومیت‌های نوع اول یا خیلی ریزبلور به عنوان دولومیت‌های همزمان با رسوب‌گذاری (Penecontemporaneous) یا دپاژنر بعد از رسوب‌گذاری نام برده می‌شود. در حال حاضر این نوع دولومیت به صورت لایه‌های مسطح و نازک (حدود ۱ الی ۲ متر ضخامت) در بسیاری از پهنه‌های جزر و مدی تبخیری در سواحل جنوبی و غربی خلیج فارس در حال تشکیل است. دامنه‌ی تغییرات دمای هوا در محیط‌های تشکیل این نوع دولومیت‌ها در نواحی سبخایی و پوشش‌های جلبکی آن به حدود ۸۰ درجه سانتی‌گراد می‌رسد (رحیم‌پور بناب، ۱۳۸۴).

با مشاهدات صحرایی و پتروگرافی انجام شده بر روی دولومیت‌های خیلی ریزبلور در برش چپقلو، وجود لامیناسیون‌های ظریف میکروسکوپی (استروماتولیت) فراوان از نوع مسطح ساده، موجی و چین‌خورده که مشخصه‌ی محیط‌های بالای جزر و مدی هستند (Bekker and Eriksson, 2003; Sumner and Grotzinger, 2004; Allwood et al., 2007) و حضور برش‌ها (Breccia) که می‌تواند حاصل انحلال طبقات و لایه‌های تبخیری باشد، مشخص شده است. حضور قطعات برش در توالی مورد مطالعه و مقاطع نازک میکروسکوپی می‌تواند احتمالاً بیانگر انحلال سنگ‌های تبخیری باشد که در اثر آن، سقوط و ریزش لایه‌های بالایی و تشکیل برش‌ها صورت گرفته است. تشکیل دولومیت‌های اولیه در شرایط آب و هوای گرم و خشک و در شرایط تبخیری و محیطی فوق‌العاده شور صورت می‌گیرد (Warren, 2000; Machel, 2004; Adabi, 2009). مقدار غلظت Na در دولومیت‌ها، درجه شوری سیالات دولومیت‌ساز را تعیین می‌کند (Warren, 2009).

(2000; Suzuki et al., 2006). با توجه به مقادیر بالای میانگین Na (۳۳۷/۶ ppm در سازند بایندور و ۵۲۵/۲۵ ppm در بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه؛ جدول ۴-۳) و مقدار این عنصر در دولومیت‌های خیلی ریزبلور سازند بایندور و بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه (بترتیب ۴۰۸ و ۵۴۸ ppm) که بیشتر از مقدار میانگین در دریا‌های با شوری نرمال (۱۱۰ تا ۱۶۰ ppm) می‌باشد، می‌توان شوری بالای سیالات دولومیت‌ساز در دولومیت‌های این برش را انتظار داشت.

تشکیل دولومیت اولیه در آزمایشگاه در شرایط سطحی و غیرزیستی تقریباً غیر ممکن است، اما در محیط‌های آزمایشگاهی و با فعالیت میکروبی تشکیل دولومیت میسر شده است (You et al., 2013). سولفات یک مهارکننده شناخته شده برای هسته‌ی همگن و رشد مداوم دولومیت است و بنابراین کاهش غلظت SO₄ در سیالات دولومیت‌ساز، تشکیل دولومیت را تسهیل می‌کند (Warthmann et al., 2005; Deng et al., 2010; Loyd et al., 2012). فعالیت باکتریایی از جمله باکتری‌های احیاکننده سولفات (Sulfate Reducing Bacteria) می‌توانند با کاهش موانع تشکیل دولومیت از محلول‌های اشباع شده، نقش مهمی در تحول کربنات‌های پلت‌فرم قدیمی ایفا کنند (Burns et al., 2000; Loyd et al., 2012; Meister et al., 2013). این باکتری‌ها می‌توانند با از بین بردن سولفات، که یک مهارکننده شناخته شده برای هسته‌ی همگن دولومیت در محلول است، باعث کاهش موانع انرژی جنبشی برای تشکیل دولومیت شوند (Baker and Kastner, 1981) و بنابراین یک پارامتر اساسی برای تشکیل دولومیت اولیه در دماهای پایین هستند (Vasconcelos et al., 1995; Land, 1998; Warthmann et al., 2005; Deng et al., 2010). احیاکننده سولفات و سایر میکروب‌ها، سیانوباکتری‌ها و دیگر مواد آلی را اکسید می‌کنند و با انجام واکنش باعث افزایش PH و قلیائیت کربنات می‌شوند (Vasconcelos et al., 1995; Warthmann et al., 2000). علاوه بر این، سطوح سلولی میکروبی میکروارگانیزم‌های فعال ممکن است نقش مهمی به عنوان مکان‌های هسته‌زایی برای تجمع و تشکیل دولومیت داشته باشند (Sanchez-Roman et al. 2009). مقادیر زیاد غلظت

Fe در دولومیت‌های خیلی ریزبلور در سازند بایندور و بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه (بترتیب ۱۷۱۵۶ و ۱۰۷۳۹ ppm) و Mn (بترتیب ۱۲۳۹ و ۷۵۶ ppm) در دولومیت‌های مورد مطالعه (جدول ۴-۲) نسبت به دولومیت‌های آب دریا (به ترتیب ۳ تا ۵۰ و ۱ ppm)، می‌تواند بدلیل ورود این عناصر از محیط‌های قاره‌ای به محیط رسوبی و همچنین حضور فعالیت‌های میکروبی در تشکیل دولومیت باشد (برای مثال Pokrovsky et al., 2010). بسیاری از نمونه‌های دولومیت حاوی مقادیر زیاد Sr هستند که نشان می‌دهد آنها از طریق سیالات دیاژنزی مستقیماً وارد ترکیب دولومیت می‌شوند و تحت تأثیر تبلور مجدد قرار نگرفته‌اند (Jacobsen and Kaufman, 1999; Derry, 2010; Zhang et al., 2014).

بر این اساس، مقادیر بالاتر Sr در دولومیت‌های خیلی ریزبلور (بترتیب ۷۱ و ۱۲۴ ppm) نسبت به دولومیت‌های درشت بلورتر (جدول ۴-۲) در این برش، می‌تواند بعلت ریزبلورتر بودن و قرار نگرفتن تحت تأثیر دیاژنزی و تبلور مجدد می‌باشد. لذا با توجه به آثار و شواهد بدست آمده از مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی، مکانیسم تشکیل دولومیت‌های خیلی ریزبلور در برش چپقلو می‌تواند از نوع مدل دولومیتی‌شدن سبخایی باشد.

۵-۲-۲- مدل تدفینی کم‌عمق (Shallow Burial Model)

با افزایش عمق از شرایط سطحی به محیط‌های تدفینی کم‌عمق دولومیت‌های نوع اول (دولومیت‌های خیلی ریزبلور) تبلور مجدد یافته و دولومیت‌های نوع دوم بوجود می‌آیند (Warren, 2000; Deng et al., 2010; Anan and Wanas, 2015) و اندازه‌ی بلورهای دولومیت نیز بزرگتر می‌شود. با مطالعات انجام شده بر روی دولومیت‌های این برش، آثاری از بافت اولیه اجزایی نظیر پلوئید در برخی از نمونه‌های دولومیتی ریزبلور دیده می‌شود (شکل ۳-۲). در سنگ‌های کربناته در عمق حدود ۵۰۰ متر تشکیل استیلولیت‌ها شروع می‌شود (Fabricius, 2000; Fabricius and Borre, 2007). استیلولیت‌ها در دولومیت‌های مورد مطالعه، توسط

رگه‌هایی قطع شده‌اند که اطراف این رگه‌ها با اکسیدهای آهن پر شده است. دولومیت‌های ریزبلور در محیط‌های با عمق تدفین کم، دماهای پایین و در مراحل اولیه دیاژنز تشکیل می‌شوند (آدابی، ۱۳۸۳). همچنین حضور استیلولیت‌ها و قطع شدن بلورهای دولومیت ریزبلور توسط استیلولیت نشان دهنده‌ی تشکیل این نوع دولومیت قبل از شکل‌گیری استیلولیت‌ها می‌باشد (Kirmaci et al., 2018). درشت‌بلور نبودن این دولومیت‌ها و نیز قطع شدن آنها توسط استیلولیت‌ها می‌تواند نشان دهنده‌ی تشکیل آنها پیش از ورود به منطقه‌ی دیاژنزی خیلی ژرف باشد. آب دریایی محبوس شده مهم‌ترین منبع تأمین منیزیم برای دولومیتی‌شدن در عمق کم است (Mountjoy et al., 1999; Fabricius and Borre, 2007). کرماسی و همکاران (Kirmaci et al., 2018) چنین روندی را بر روی دولومیت‌های سازند بردیگا (Berdiga Formation) در جنوب شرق ترکیه گزارش کرده‌اند. دولومیکرواسپارایت‌ها نسبت به دولومیکرایت‌ها مقادیر سدیم و استرانسیم کمتری دارند (جدول ۴-۲). مقادیر کمتر استرانسیم در این دولومیت‌ها می‌تواند بعلت اثرات سیالات دیاژنزی در طی تبلور مجدد باشد (Eren et al., 2007). مقادیر بالای عناصر Fe و Mn در دولومیت‌های ریزبلور (جدول ۴-۲) نشان‌دهنده‌ی شرایط احیایی حاکم بر تشکیل این دولومیت‌ها بوده است (Montanez, 1994; Deng et al., 2010; Qiu et al., 2017). این دولومیت‌ها در شرایط تدفین کم‌عمق تشکیل شده‌اند که سیال دولومیت‌ساز آن احتمالاً آب دریایی محبوس شده است (Smith, 2006; Li et al., 2015). با توجه به شواهد بیان شده، مکانیسم تشکیل دولومیت‌های ریزبلور (دولومیکرواسپارایت‌ها) در برش چپقلو، مدل تدفینی کم‌عمق می‌باشد.

۵-۲-۳- مدل تدفینی عمیق (Burial Model)

دولومیت‌های تدفینی به صورت جانیشینی و سیمان در زیر منطقه‌ی فریاتیکی فعال و در فواصل نفوذ ناپذیر رسوبات که تحت نفوذ آب‌های گرم و غنی از Mg حوضه‌ای و یا هیدروترمال هستند، تشکیل می‌شوند. (رحیم‌پور بناب، ۱۳۸۴).

در مدل دولومیتی شدن تدفینی عمیق با افزایش عمق تدفین، اندازه‌ی بلورهای دولومیت نسبت به محیط‌های تدفینی کم‌عمق و محیط‌های سطحی، بزرگ‌تر می‌شود. این نوع از دولومیت‌ها دارای بافت‌های غیرمسطح و بی‌شکل (Kaczmarek and Sibley, 2011; Guo et al., 2016) می‌باشند که خود نشان از تشکیل این دولومیت‌ها در دماهای بالاتر از دمای بحرانی ۱۰۰-۵۰ درجه سانتیگراد و عمق بیشتر از ۱۰۰۰ متر می‌باشد (Suzuki et al., 2006; Azmy et al., 2009; Olanipekun and Azmy, 2016). بالاتر بودن دمای محیط تشکیل این نوع از دولومیت‌ها نسبت به دولومیت‌های قبلی و بافت‌های غیرمسطح موبد دولومیتی شدن تدفینی است (Kirmaci et al., 2018). مازولو (Mazzullo, 1992) پیشنهاد کرده که سیمان‌های دولومیتی حفره پرکن که در دمای بالاتر از حد بحرانی تشکیل می‌شوند می‌توانند به طور موضعی بلورهای موزاییکی شکل‌دار با مرزهای مسطح تشکیل دهند. این دولومیت‌ها، بطور کامل یا بخشی از حفرات و شکستگی‌های دولومیت‌ها را پر می‌کنند.

در مدل تدفینی، دولومیتی شدن در امتداد شکستگی‌ها و یا توسط تبلور مجدد دولومیت‌های قبلی انجام می‌شود (Du et al., 2018). این دولومیت‌ها دارای رگه‌های فراوان با مرز مشخص و آشکار هستند که در بسیاری موارد خاموشی موجی مشابه با دولومیت زین اسبی (saddle dolomite) از خود نشان می‌دهند. این امر بیانگر تشکیل آنها در دمای بالاتر از ۱۰۰ درجه (Radke and Mathis, 1980) است.

با توجه به شواهد ژئوشیمیایی، مقدار غلظت Sr از دولومیت‌های اولیه به دولومیت‌های تأخیری (جدول ۴-۲) روند کاهشی را نشان می‌دهد که نشان‌دهنده‌ی افزایش اندازه‌ی بلورهای دولومیت همراه با افزایش عمق تدفین است. میزان Sr پایین در دولومیت‌های تدفینی نشان می‌دهد که دولومیت نوع متوسط تا درشت‌بلور ناشی از تبلور مجدد دولومیت‌های قبلی در طی دیاژنز می‌باشد (Kirmaci and Akdag, 2005; Du et al., 2018).

مقادیر بالای آهن و منگنز در دولومیت‌های درشت‌بلور برش چپقلو در مقایسه با دولومیت‌های عهد حاضر نشان دهنده‌ی تحت تأثیر قرار گرفتن دولومیت‌های این برش توسط سیالات غنی از منگنز تحت شرایط احیایی با افزایش عمق تدفین است. در برش مورد مطالعه بعلت نبود شواهد هیدروترمالی مانند آب‌های متئوریک در تشکیل دولومیت‌های درشت‌بلور، نشان می‌دهد که این دولومیت‌ها در همان ابتدا بصورت درشت‌بلور تشکیل نشده‌اند و از طریق تبلور مجدد دولومیت‌های قبلی بوجود آمده‌اند.

با توجه به شواهد پتروگرافی و ژئوشیمی، دولومیت‌های نوع ۳ (متوسط‌بلور)، نوع ۴ (دولومیت‌های متوسط تا درشت‌بلور) و نوع ۵ (سیمان‌های دولومیتی) را می‌توان حاصل دیاژنز تدفینی دانست که توسط سیالات دولومیت‌ساز (احتمالاً آب‌های بین حفره‌ای) تشکیل شده‌اند. لی و همکاران (Li et al., 2015) در دولومیت‌های حوضه‌ی تاریم در شمال غرب چین روند کاهش مقدار Sr را در مطالعات خود گزارش کرده‌اند.

فصل هشتم

نیجہ گیری و پیشہ ہا

۶-۱- نتیجه گیری

با توجه به گسترش دولومیت‌ها در سنگ‌های پرکامبرین پسین در حوضه‌ی البرز، سیستم‌های کربناته‌ی برش چپقلو در جنوب شرق زنجان مورد مطالعه قرار گرفته است و به بررسی چینه‌شناسی، شواهد پتروگرافی، خصوصیات بافتی، کانی‌شناختی و ژئوشیمی دقیق نهشته‌های کربناته‌ی پرکامبرین پسین (سازنده‌های بایندر و سلطانیه) جهت تعیین مکانیسم دولومیتی‌شدن و ماهیت سیالات دولومیتی در سازنده‌های بایندر و قاعده‌ی سازند سلطانیه (پرکامبرین پسین) پرداخته شده است.

۱- پس از مطالعات صحرائی، ضخامت حقیقی لایه‌ها اندازه‌گیری و ستون چینه‌شناسی سازنده‌های این برش ترسیم شده است. سازند بایندور در برش چپقلو به ضخامت ۶۰۵ متر بوده که با سطح تماس هم‌شیب بر روی سازند کهر قرار گرفته و شامل میان‌لایه‌هایی از دولومیت همراه با نودول‌های چرت و استروماتولیت است. میان‌لایه‌های دولومیتی سازند بایندور که همراه با لایه‌های گل‌سنگی و ماسه‌سنگی مشاهده می‌شود در حدود ۷۰ متر ضخامت دارد. سازند بایندور در بالا توسط سازند سلطانیه بصورت هم‌شیب پوشیده می‌شود. بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه به ضخامت ۱۰۰ متر بوده و متشکل از دولومیت‌های نازک تا ضخیم‌لایه و توده‌ای استروماتولیت‌دار حاوی نودول‌های چرت است.

۲- مطالعات پتروگرافی دولومیت‌های توالی پرکامبرین پسین در این برش، نشان داده است که پنج نوع دولومیت شامل دولومیت‌های خیلی ریزبلور، ریزبلور، متوسط‌بلور، متوسط تا درشت‌بلور و سیمان دولومیتی در برش چپقلو دیده می‌شود که دولومیت‌های ریزبلور با حدود ۴۵ درصد فراوانی حجمی، فراوان‌ترین نوع دولومیت در برش چپقلو می‌باشد.

۳- نتایج XRD از نمونه‌های دولومیتی در منطقه نشان می‌دهد که فراوان‌ترین کانی موجود دولومیت است و کانی‌های کلسیت، کوارتز و مسکویت به عنوان کانی‌های فرعی و جزئی در نمونه‌های مورد مطالعه حضور دارند.

۴- مطالعات ژئوشیمیایی صورت گرفته بر روی دولومیت‌های برش چپقلو مشخص نمود که مقدار میانگین عنصر Sr از دولومیت‌های خیلی ریزبلور به دولومیت‌های متوسط تا درشت‌بلور کاهش می‌یابد که نشان می‌دهد با افزایش اندازه‌ی بلورهای دولومیت میزان Sr کاهش می‌یابد. با توجه به مقادیر عنصر Na در برش چپقلو، مقدار میانگین Na در این برش بیشتر از مقدار Na در دریا‌های با شوری نرمال می‌باشد که نشان دهنده‌ی شوری بیشتر سیالات دولومیت‌ساز در دولومیت‌های این برش می‌باشد.

۵- با استفاده از شواهد پتروگرافی در مطالعات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی و همچنین مطالعات ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی انجام گرفته بر روی دولومیت‌های برش چپقلو، مکانیسم‌های دولومیتی شدن از نوع سبخایی، مدل تدفینی کم‌عمق و مدل تدفینی عمیق برای آنها مشخص شده است:

۵-۱ دولومیت‌های خیلی ریزبلور مربوط به دیاژنز اولیه می‌باشند و تحت مدل دولومیتی شدن سبخایی در شرایط محیطی کم‌عمق و شور تشکیل شده است.

۵-۲ دولومیت نوع دوم یا ریزبلور تحت شرایط مکانیسم دولومیتی شدن تدفینی کم‌عمق قرار گرفته و از تبلور مجدد دولومیت نوع اول تشکیل شده است.

۵-۳ مقدار پایین استرانسیم در دولومیت‌های درشت‌بلور این برش نسبت به آب دریا و دولومیت‌های عهد حاضر و حتی نسبت به دولومیت‌های خیلی ریزبلور نشان از درشت‌بلور شدن و عمق تدفین بیشتر این دولومیت‌ها دارد. دولومیت‌های نوع سوم تا پنجم در مراحل آخر دیاژنز طی شرایط تدفینی عمیق و توسط سیالات دولومیت‌ساز که احتمالاً آب‌های بین حفره‌ای می‌باشند تشکیل شده‌اند.

۶-۲- پیشنهادها:

- با توجه به اینکه نتایج دقیق تر ژئوشیمیایی در مورد ژئوشیمی کربنات‌ها بر اساس مطالعات میانبارهای سیال و همچنین نتایج ژئوشیمی ایزوتوپی کربن و اکسیژن حاصل می‌شود، لذا پیشنهاد می‌گردد در ادامه‌ی این مطالعات عنصری، مطالعات ایزوتوپی نیز بر روی این دولومیت‌ها صورت بگیرد.

- با توجه به اینکه بر اساس مطالعات فسیل‌شناسی و اثر فسیل‌ها در سازند سلطانیه، مرز پروتروزوئیک-کامبرین را بصورت احتمالی در بالای شیل زیرین سازند سلطانیه حمدی (Hamdi, 1989) و یا در لایه‌های دولومیت زیرین سازند سلطانیه قرار داده‌اند (Shahkarami et al., 2017) لذا پیشنهاد می‌شود با مطالعات ژئوشیمی ایزوتوپی دقیق C^{13} و O^{18} در لایه‌های بالا و پایین مرز احتمالی، تغییرات این ایزوتوپ‌ها بررسی شود و به عنوان مطالعات تکمیلی برای تعیین مرز مورد استفاده قرار گیرند.

منابع

منابع فارسی

- آدابی م ح، (۱۳۸۳) "ژئوشیمی رسوبی" انتشارات آراین زمین، ۵۰۴ ص.
- آقناباتی ع، (۱۳۸۳) "زمین‌شناسی ایران" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- آقناباتی ع، (۱۳۸۷) "فرهنگ چین‌شناسی ایران، جلد اول، پرکامبرین- سیلورین" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۵۸ ص.
- افتخارنژاد ج و همکاران، (۱۳۷۳) "نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خدابنده _ سلطانیه" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، چاپ تهران نقشه.
- اعتمادسعید ن و حسینی‌برزی م، (۱۳۹۶) "خاستگاه زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌های سازند بایندور (نئوپروتروزوئیک پسین) در برش چپقلو، شمال غرب ایران" پژوهش‌های دانش زمین، سال هشتم، شماره ۳۰، ۴۹-۶۱ ص.
- اشکان ف، (۱۳۶۱) "سن کامبرین زیرین برای عضو فسفات‌دار چپقلو از سازند سلطانیه" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- پيله‌کوهی ج. جعفرزاده م. طاهری ع و زهدی ا، (۱۳۹۶) "پتروگرافی دولومیت‌های پرکامبرین پسین (سازند بایندور و قاعده‌ی سلطانیه) در برش چپقلو، جنوب شرق زنجان" همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۸۷۲-۸۷۹ ص.

ثیاب قدسی ع.ا. آدابی م.ح. حمدی ب و صادقی ع، (۱۳۸۵) "تشخیص کانی شناسی اولیه و تعیین فرایندهای دیاژنتیکی در سنگ آهک‌های سازند سلطانیه در برش نمونه با استفاده از مطالعات ژئوشیمیایی" فصل‌نامه زمین‌شناسی ایران، دوره ۲، شماره ۵، ۴۲-۲۹ ص.

حمدی ب، (۱۳۷۴) "زمین‌شناسی ایران، سنگ‌های رسوبی پرکامبرین- کامبرین در ایران" انتشارات سازمان زمین‌شناسی، ۳۵۴ ص.

قویدل س م، (۱۳۷۴) "مطالعه پالینولوژیکی مقدماتی سازند بایندور در برش الگو واقع در شمال دهکده‌ی دوران در جنوب زنجان" علوم زمین، شماره ۱۷ و ۱۸، ۲۹-۲۴ ص.

لاسمی ی، (۱۳۷۳) "مطالعه محیط‌های رسوبی سازند سلطانیه در شرق تهران" طرح پژوهشی، دانشگاه تربیت معلم.

لاسمی ی، (۱۳۷۹) "رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰ ص.

محبوبی ا. موسوی حرمی ر و بایت‌گل ع، (۱۳۹۲) "پوشش‌های میکروبی در عضو شیلی رسوبات کامبرین زیرین سازند لالون بلوک طبس، ایران مرکزی، نوع، مورفولوژی و محیط تشکیل" پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، شماره ۵۱: ۲۰-۱ ص.

مرادی ک و فرج‌پور و، (۱۳۷۷) "بررسی سنگ شناسی و دیاژنز سازند سلطانیه در منطقه شاهرود" همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۴۵۰-۴۴۵ ص.

شریفی ج، (۱۳۸۵) "مطالعه پتروگرافی و زمین‌شیمی فسفات‌های رسوبی سازند سلطانیه (کامبرین زیرین) در البرز مرکزی" **دهمین همایش انجمن بلورشناسی ایران** " ۱۹۶۵-۱۹۷۵ ص.

شبستری غ م، (۱۳۷۳)، پایان‌نامه ارشد: "مطالعه سنگ‌شناسی و محیط رسوبی سنگ‌های هم‌ارز سازند سلطانیه (پرکامبرین فوقانی- کامبرین زیرین) در مناطق سربندان (شرق دماوند) و شه‌میرزاد (شمال سمنان)"، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت معلم.

رحیم‌پور ح، (۱۳۸۴) "سنگ‌شناسی کربناته (ارتباط دیاژنز و تکامل تخلخل)" انتشارات و چاپ دانشگاه تهران، ۴۸۸ ص.

زهدی ا. عاصمی ف و لکی‌روحانی ع، (۱۳۹۵) "مدل دولومیتی‌شدن سازند سلطانیه در جنوب باختر زنجان" **علوم زمین**، شماره ۱۰۴، ۱۷ تا ۲۸ ص.

زند مقدم ح. باوی ه. محبوبی ا و موسوی حرمی ر، (۱۳۹۳) "تشکیل انواع ساختارهای میکروبی (استروماتولیتها) بر اساس تغییرات محیط رسوبی و نوسانات سطح آب دریا: مثالی از نهشته‌های کربناته کامبرین پسین، شمال غرب کرمان، ایران" **نشریه علمی پژوهشی دیرینه‌شناسی**، ۲(۲)، ۱۶۹-۱۵۲.

صبوری ج، عاشوری ع و قاسمی‌نژاد ا، (۱۳۹۵) "اثبات سن ژوراسیک میانی برای برش الگوی سازند بایندور براساس مطالعات پالینولوژی" **گردهمایی علوم زمین**، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

Adabi M. H. (1996) Ph.D. thesis “Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and Tasmania, (Unpublished)” University of Tasmania, Australia.

Adabi M. H. and Mehmandosti E. A. (2008) “Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, SW Iran” **Journal of Asian Earth Sciences.**, **33(3-4)**, 267-277.

Adams J. E. and Rhodes M. L. (1960) “Dolomitization by seepage refluxion” **Bulletin of Canadian Petroleum Geology.**, **44(12)**, 1912-1920.

Allwood A. C. M. R. Walter and B. S. Kamber. (2007) “3.43 billion-year-old stromatolite reef from the Pilbara Craton of Western Australia: Ecosystem-scale insights to early life on Earth” **Precambrian Research.**, **158(3-4)**, 198-227.

Altermann W. (2002) “The evolution of life and its impact on sedimentation, in Precambrian Sedimentary Envi- ronments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems, ed. by W. Altermann, P.L. Corcoran” **Special Publication International Association of Sedimentologists.**, v. **33**, p. 15–32.

Altermann W. (2004) “**Precambrian stromatolites problems in definition, classification, morphology and stratigraphy**”.

Altermann W. (2007) “The early Earth’s record of enigmatic cyanobacteria and supposed extremophilic bacteria at 3.8 to 2.5 Ga. In. Seckbach, J. (ed.), *Algae and Cyanobacteria in Extreme Environments. Cellular Origin, Life in Extreme Habitats and Astrobiology (COLE)*” **Springer Dordrecht.**, **11: 759-778.**

Altermann W. and Corcoran P L. (2002) “Precambrian sedimentary environments: a modern approach to ancient depositional systems” **Oxford, Blackwell.**, pp 450.

Amthor J. E. and Friedman G. M. (1992) “Early-to late-diagenetic dolomitization of platform carbonates: Lower Ordovician Ellenburger Group, Permian Basin, west Texas” **Journal of Sedimentary Research.**, **62(1)**.

Anan T. and Wanas H. (2015) “Dolomitization in the Carbonate Rocks of the Upper Turonian Wata Formation, West Sinai, NE Egypt: Petrographic and Geochemical Constraints” **Journal of African Earth Sciences.**, **111: 127-137.**

Azmy K. Knight I. Lavoie D. and Chi G. (2009) “Origin of dolomites in the boat harbor formation, St. George group, in western newfoundland, Canada: implications for porosity development” **Bulletin of Canadian Petroleum Geology.**, **57: 81–104.**

Azomani E. Azmy K. Blamey N. Brand U. and Al-Aasm I. (2013) “Origin of Lower Ordovician dolomites in eastern Laurentia: controls on porosity and implications from geochemistry” **Marine and Petroleum Geology.**, **40, 99-114.**

Baker P. A. and Kastner M. (1981) “Constraints on the formation of sedimentary dolomite” **Science.**, **213, 214–216.**

Behrens E. W. and Land L. S. (1972) “Subtidal Holocene dolomite, Baffin Bay, Texas” **Journal of Sedimentary Research.**, **42(1).**

Bekker A. and Eriksson K. A. (2003) “A Paleoproterozoic drowned carbonate platform on the southeastern margin of the Wyoming Craton; a record of the Kenorland breakup” **Precambrian Research.**, **120, 327–364.**

Berberian M. and King G. C. P. (1981) “Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran” **Canadian journal of earth sciences.**, **18(2), 210-265.**

Boggs J. S. (2009) “**Petrology of sedimentary rocks**” University of Oregon.

Bontognali T. R. Vasconcelos C. Warthmann R. J. Bernasconi S. M. Dupraz C. Strohmenger C. J. and McKenzie J. A. (2010) “Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi (United Arab Emirates)” **Sedimentology.**, **57: 824-844.**

Burns S. J. McKenzie J. A. and Vasconcelos C. (2000) “Dolomite formation and biogeochemical cycles in the Phanerozoic” **Sedimentology.**, **47: (s1), 49-61.**

- Deng S. Dong H. Lv G. Jiang H. Yu B. and Bisho M. (2010) "Microbial dolomite precipitation using sulfate reducing and halophilic bacteria: Results from Qinghai Lake, Tibetan Plateau, NW China" **Chemical Geology.**, **278: 151–159.**
- Derry L. A. (2010) "A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram-Wonoka carbon isotope anomaly" **Earth and Planetary Science Letters.**, **294: (1-2), 152-162.**
- Dickson J. A. D. (1965) "A modified staining technique for carbonate in thin section" **Nature.**, **205(4971), 587-587.**
- Du Y. Fan T. Machel H. G. and Gao Z. (2018) "Genesis of Upper Cambrian-Lower Ordovician dolomites in the Tahe Oilfield, Tarim Basin, NW China: Several limitations from petrology, geochemistry, and fluid inclusions" **Marine and Petroleum Geology.**, **91: 43-70.**
- Eren M. KAPLAN M. Y. and Kadir S. (2007) "Petrography, geochemistry and origin of Lower Liassic dolomites in the Aydıncık area, Mersin, southern Turkey" **Turkish Journal of Earth Sciences.**, **16(3), 339-362.**
- Eriksson P. G. Catuneanu O. Sarkar S. and Tirsgaard H. (2005) "Patterns of sedimentation in the Precambrian" **Sedimentary Geology.**, **176: (1-2), 17-42.**
- Fabricius I. L. (2000) "Interpretation of burial history and rebound from loading experiments and occurrence of microstylolites in mixed sediments of Caribbean Sites 999 and 1001. In Proceedings of the Ocean Drilling Program" **scientific results.**, **165: 177-190.**
- Fabricius I. L. and Borre M. K. (2007) "Stylolites, porosity, depositional texture, and silicates in chalk facies sediments. Ontong Java Plateau–Gorm and Tyra fields, North Sea" **Sedimentology.**, **54(1): 183-205.**
- Flügel E. (2010) "Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application" **Springer-Verlag, Germany.**, p. 976.
- Folk R. L. (1974) "The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity" **Journal of Sedimentary Research.**, v. 44/1, p. 40-53.
- Frimmel H. E. (2009) "Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator" **Chemical Geology.**, **258(3-4): 338-353.**

Gao G. and Land L. S. (1991) “Early Ordovician cool creek dolomite, middle arbuckle group, slick hills, SW Oklahoma, USA: origin and modification” **Journal of Sedimentary Research.**, **61(2)**.

Gregg J. M. and Shelton K. L. (1990) “Dolomitization and Dolomite Neomorphism in the Back Reef Facies of the Bonneterre and Davis Formations (Cambrian) Southeastern Missouri” **Journal of Sedimentary Research.**, v. **60**, p. **549-562**.

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**.

Grey K. (1989) “Handbook for the study of stromatolites and associated structures” **Stromatolite Newsletter.**, **14**, **82-171**.

Grotzinger J. P. and Knoll A. H. (1999) “Stromatolites in Precambrian carbonates: evolutionary mileposts or environmental dipsticks?” **Annual Review of Earth and Planetary Sciences.**, **27**, **313–358**.

Guo C. Chen D. Qing H. Dong S. Li G. Wang D. Qian Y. and Liu C. (2016) “Multiple dolomitization and later hydrothermal alteration on the Upper Cambrian-Lower Ordovician carbonates in the northern Tarim Basin, China” **Marine and Petroleum Geology.**, **72**: **295-316**.

Hamdi B. (1989) “Stratigraphy and paleontology of the late Precambrian to early Cambrian in the Alborz mountain, northern Iran” **Geological Survey of Iran**.

Harwood C. L. and D. Y. Sumner. (2011) “Microbialites of the Neoproterozoic Beck Spring Dolomite, Southern California” **Sedimentology.**, v. **58**, p.**1648–1673**.

Harwood. (2009), PhD. thesis, “Multiple origins of microbial fabrics in thrombolitic and stromatolitic structures from the Neoproterozoic Beck Spring Dolomite” University of California.

Hassanzadeh J. Stockli D. F. Horton B. K. Axen G. J. Stockli L. D. Grove M. Schmitt A. K. and Walker J. D. (2008) ”U–Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian

granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement” **Tectonophysics.**, **451**: 71–96.

Hofmann H. J. (2000) “Archean stromatolites as microbial archives. In: Riding, S.M., (ed.), *Microbial Sediments*” **Springer, Berlin, Heidelberg.**, 315–327.

Huang S. Qing H. Huang P. Hu Z. Wang Q. Zou M. and Liu H. (2008) “Evolution of strontium isotopic composition of seawater from Late Permian to Early Triassic based on study of marine carbonates, Zhongliang Mountain, Chongqing, China” **Science China Earth Sciences.**, **51 (4)**: 528-539.

Illing L. V. Wells A. J. and Taylor J. C. M. (1965) “Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf, In: Pray, LC and Murray, RC (eds.): *Dolomitization and limestone diagenesis*” **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication.**, No.13, p. 89-111.

Jacobsen S. B. and Kaufman A. J. (1999) “The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater” **Chemical Geology.**, **161(1-3)**: 37-57.

Jacquemyn C. El Desouky H. Hunt D. Casini G. and Swennen R. (2014) “Dolomitization of the Latemar platform: fluid flow and dolomite evolution” **Marine and Petroleum Geology.**, **55**: 43-67.

Jahnert R. J. and Collins L. B. (2011) “Significance of subtidal microbial deposits in Shark Bay, Australia” **Marine Geology.**, v. **286**, p.106-111.

Jamalian M. and Adabi M. H. (2015) “Geochemistry, microfacies and diagenetic evidences for original aragonite mineralogy and open diagenetic system of Lower Cretaceous carbonates Fahliyan Formation (Kuh-e Siah area, Zagros Basin, South Iran)” **Carbonates and evaporates.**, **30(1)**, 77-98.

Jin F. Hazbun T. Michaud G. A. Salcius M. Predki P. F. Fields S. and Huang J. (2006) “A pooling-deconvolution strategy for biological network elucidation” **Nature methods.**, **3(3)**, 183.

Kaczmarek S. E. and Sibley D. F. (2011) “On the evolution of dolomite stoichiometry and cation order during high-temperature synthesis experiments: an alternative model for the geochemical evolution of natural dolomites” **Sedimentary Geology.**, **240(1-2): 30-40.**

Kaufman S. R. (1994) “**The ageless self: Sources of meaning in late life**” University of Wisconsin Press.

Kirmaci M. Z. (2008) “Dolomitization of the late cretaceous-paleocene platform carbonates, gölköy (ordu), eastern Pontides, NE Turkey” **Sedimentary Geology.**, **203: 289–306.**

Kirmaci M. Z. and Akdag K. (2005) “Origin of dolomite in the Late Cretaceous-Paleocene limestone turbidites, Eastern Pontides, Turkey” **Sedimentary Geology.**, **181: 39-57.**

Kirmaci M. Z. Yildiza M. Kandemir R. and Gumruka E T. (2018) “Multistage dolomitization in Late Jurassic Early Cretaceous platform carbonates (Berdiga Formation), Başoba Yayla (Trabzon), NE Turkey: Implications of the generation of magmatic arc on dolomitization” **Marine and Petroleum Geology.**, **89: 515-529.**

Kohout F. A. (1967) “GroundWater Flow and the Geothermal Regime of the Floridian Plateau” **Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions.**, v. **17**, p. **339-354.**

Land L. S. (1985) “The origin of massive dolomite: summary and suggestion” **Journal of Geological Education.**, v. **33**, p. **112-125.**

Land L. S. (1998) “Failure to precipitate dolomite at 25 °C from dilute solution despite 1000-fold oversaturation after 32 years” **Aquatic Geochemistry.**, **4(3): 361-368.**

Last F. M. and Last W. M. (2012) “Lacustrine carbonates of the northern Great Plains of Canada” **Sedimentary Geology.**, **277: 1-31.**

Li Q. Jiang Z. Hu W. You X. Hao G. Zhang J. and Wang X. (2015) “Origin of dolomites in the Lower Cambrian Xiaoerbulak Formation in the Tarim Basin, NW China: Implications for porosity development” **Journal of Asian Earth Sciences.**, **115: 557-570.**

Logan B. W. Read J. F. Hagan G. M. Hoffman P. Brown R. G. Woods P.J., and Gebelein C. D. (1974) "Evolution and diagenesis of quaternary carbonate sequences, Shark Bay, Western Australia" **American Association of Petroleum Geologists Memoir., 22: 358p.**

Logan B. W. Rezak R. and Ginsburg R. N. (1964) "Classification and environmental significance of algal stromatolites." **Geology., 72: 68-83.**

Loyd S. J. Berelson W. M. Lyons T. W. Hammond D. E. and Corsetti F. A. (2012) "Constraining pathways of microbial mediation for carbonate concretions of the Miocene Monterey Formation using carbonate-associated sulfate" **Geochimica et Cosmochimica Acta., 78: 77-98.**

Machel H. G. (2004) "Concepts and models of dolomitization, a critical reappraisal. Geological Society, London" **Special Publications., 235(1): 7-63.**

Mazzullo S. J. (1992) "Geochemical and neomorphic alteration of dolomite" a review. **Carbonates and evaporates.,7(1): 21.**

Mazzullo S. J. Reid A. M. and Gregg J. M. (1987) "Dolomitization of Holocene Mg-calcite supratidal deposits, Ambergris Cay, Belize" **Geological Society of America Bulletin., 98(2), 224-231.**

McKenzie J. A. (1981) "Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, UAE: a stable isotope study" **The Journal of Geology., 89(2), 185-198.**

Mckenzie J. A. and Vasconcelos C. (2009) "Dolomite mountains and the origin of the dolomite rock of which they mainly consist: historical developements and new perspectives" **Sedimentology., 56: 205-219.**

McKenzie J. A. Hsü K. J. and Schneider J. F. (1980) "Movement of subsurface waters under the sabkha Abu Dhabi, UAE, and its relation to evaporative dolomite genesis" **Mineralogists, Special Publication., v. 28, p. 11-30.**

Meister P. McKenzie J. A. Bernasconi S. M. and Brack P. (2013) "Dolomite formation in the shallow seas of the Alpine Triassic" **Sedimentology., 60: 270–291.**

Meyer S. P. (1967) “Die Geologie des Gebietes Velian-Kechire (Zentral-Elburz, Iran)” These Zurich” **Mitt Geology Institute., N.F., 79,127p.**

Montanez I. P. (1994) “Late diagenetic dolomitization of Lower Ordovician Upper Knox carbonates: A record of the hydrodynamic evolution of the southern Appalachian Basin” **Advancing the World of Petroleum Geosciences Bulletin., 78: 1210-1239.**

Morse J. W. and Bender M. L. (1990) “Partition coefficients in calcite: examination of factors influencing the validity of experimental results and their application to natural systems” **Chemical Geology., 82: 265–277.**

Mountjoy E. W. Machel H. G. Green D. Duggan J. and Williams-Jones A. E. (1999) “Devonian matrix dolomites and deep burial carbonate cements: a comparison between the Rimbey-Meadowbrook reef trend and the deep basin of westcentral Alberta” **Bulletin of Canadian Petroleum Geology., 47: 487–509.**

Mukhopadhyay A. and Banerjee T. (2016) “Stromatolites: a guideline for development of a carbonate ramp, Basantpur Formation, Neoproterozoic Simla Group in Lesser Himalaya, India” **Arabian Journal of Geosciences., 9(8), 521.**

Mullins H. T. Dix G. R. Gardulski A. F. and Land L. S. (1988) “Neogene deep-water dolomite from the Florida-Bahamas platform” **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication., No, 43, p. 235-243.**

Nash M. C. Troitzsch U. Opdyke B. N. Trafford J. M. Russell B. D. and Kline D. L. (2011) “First discovery of dolomite and magnesite in living coralline algae and its geobiological implications” **Biogeosciences., 8: 3331-3340.**

Olanipekun B. J. and Azmy K. (2016) “Genesis and morphology of intracrystalline nanopores and mineral micro inclusions hosted in burial dolomite crystals: application of Broad Ion Beam-Scanning Electron Microscope (BIB-SEM)” **Marine and Petroleum Geology., 74: 1–11.**

Pokrovsky B. G. Chumakov N. M. Melezhik V. A. and Bujakaite M. I. (2010) “Geochemical properties of Neoproterozoic “cap dolomites” in the Patom paleobasin and problem of their genesis” **Lithology and Mineral Resources.**, **45.6: 577-592.**

Porada H. Bouougri E. H. (2007) “Wrinkle structures—a critical review” **Earth-Science Reviews.**, **81(3-4), 199-215.**

Qiu X. Wang H. Yanchen Yao Y. and Duan Y. (2017) “High salinity facilitates dolomite precipitation mediated by *Haloferax volcanii* DS52” **Earth and Planetary Science Letters.**, **472: 197–205.**

Radke B. M. and Mathis R. L. (1980) “On the formation and occurrence of saddle dolomite” **Journal of Sedimentary. Research.**, **50(4): 1149-1168.**

Rao C. P. (1996) “Elemental composition of marine calcite from modern temperate shelf brachiopods, bryozoans and bulk carbonates, eastern Tasmania, Australia” **Carbonates and Evaporites.**, **11(1), 1.**

Reid P. R. James N. P. Macintyre I. G. Dupraz C. P. and Burne R.V. (2003) “Shark Bay stromatolites: microfabrics and reinterpretation of origins” **Facies.**, **v. 49, p. 299– 324.**

Sanchez-Roman M. McKenzie J. A. de Luca Rebello Wagener A. Rivadeneyra M. A. and Vasconcelos C. (2009) “Presence of sulfate does not inhibit low-temperature dolomite precipitation” **Earth and Planetary Science Letters.**, **285 (1–2): 131–139.**

Sass E. and Bein A. (1988) “Dolomites and Salinity: A Comparative Geochemical Study. In: Shukla, V. and Baker, P.A., Eds., *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones*, Society for Sedimentary Geology” **Special Publications.**, **43: 223-233.**

Schopf J. W. Kudryavtsev A. B. Czaja A. D. and Tripathi A. B. (2007) “Evidence of Archean life: stromatolites and microfossils” **Precambrian Research.**, **158(3-4), 141-155.**

Şen. C. (2007) “Jurassic volcanism in the Eastern Pontides: is it rift related or subduction related?” **Turkish Journal of Earth Sciences.**, **16: 523–539.**

Şengor A. M. C. (1990) “A new model for the late Palaeozoic- Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman” **Geological Society, London, Special Publications., 49(1), 797-831.**

Shahkarami S. Mángano M. G. and Buatois L. A. (2017) “Discriminating ecological and evolutionary controls during the Ediacaran– Cambrian transition: trace fossils from the Soltanieh Formation of northern Iran” **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology., 476, 15-27.**

Siahi M. Hofmann A. Hegner E. and Master S. (2016) “Sedimentology and facies analysis of Mesoarchaeon stromatolitic carbonate rocks of the Pongola Supergroup, South Africa” **Precambrian Research., 278: 244–264.**

Sibley D. F. and Gregg J. M. (1987) “Classification of dolomite rock textures” **Journal of Sedimentary. Research., v. 57/5, p. 967-975.**

Simonson B. M. Carney K. E. (1999) “Roll-up structures: evidence of in situ microbial mats in Late Archean deep shelf environments” **Palaios., 14: 13–24.**

Smith D. B. (1986) “The Trow Point Bed-a deposit of Upper Permian marine oncoids, peloids and columnar stromatolites in the Zechstein of NE England” **Geological Society, London, Special Publications., 22(1), 113-125.**

Smith L. B. (2006) “Origin and reservoir characteristics of Upper Ordovician Trenton-Black River hydrothermal dolomite reservoirs in New York” **Advancing the World of Petroleum Geosciences Bulletin., 90: 1691-1718.**

Stampfli G. Marcoux J. and Baud A. (1991) “Tethyan margins in space and time” **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology., 87(1-4), 373-409.**

Stocklin J. (1968) “Structural history and tectonics of Iran: a review” **Advancing the World of Petroleum Geosciences Bulletin., 52(7), 1229-1258.**

Stocklin J. Ruttner A. and Nabavi M. (1964) “New data on the lower Paleozoic and Precambrian of north Iran” **Geological survey of Iran., NO, 1, 29 p.**

Sumner D.Y. and Grotzinger J. P. (2004) "Implications for Neoproterozoic ocean chemistry from primary carbonate mineralogy of the Campbellrand-Malmani platform, South Africa" **Sedimentology.**, **51**, 1–27.

Suzuki Y. Iry Y. Inagaki S. Yamada T. Aizawa S. and Budd D. A. (2006) "Origin of atoll dolomites distinguished by geochemistry and crystal chemistry: Kita-daito-jima, northern Philippine Sea" **Sedimentary Geology.**, **183(3-4)**: 181-202.

Tosti F. and Riding R. (2017) "Fine-grained agglutinated elongate columnar stromatolites: Tieling Formation, ca 1420 Ma, North China" **Sedimentology.**, **64(4)**, 871-902.

Van Lith Y. Vasconcelo C. Warthmann R. and McKenzie J. A. (2003) "Sulphate-reducing bacteria induce low-temperature Ca-dolomite and high Mg-calcite formation" **Geobiology.**, **1**: 71–79.

Vasconcelos C. and McKenzie J. A. (1997) "Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil)" **Journal of sedimentary Research.**, **67**: 378-390.

Vasconcelos C. McKenzie J. A. Bernasconi S. M. Grujic D. and Tien A. J. (1995) "Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperatures" **Nature .**, **377**: 220–222.

Veizer J. (1983a) "Chemical diagenesis of carbonates: theory and application" **Stable isotopes in sedimentary geology.**, **10**: 3-100.

Veizer J. (1983b) "Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates" **Reviews in Mineralogy and Geochemistry.**, **11(1)**: 265-299.

Warren J. (2000) "Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations" **Earth-Science Reviews.**, **52 (1)**: 1-81.

Warthman R. Lith Y. V. Vasconcelos C. McKenzie J. A. and Karpoff A. M. (2000) "Bacterially induced dolomite precipitation in anoxic culture experiments" **Geology.**, **28 (12)**: 1091–1094.

Warthmann R. Vasconcelos C. Sass H. and McKenzie J. A. (2005) “Desulfovibrio brasiliensis sp. nov., a moderate halophilic sulfate-reducing bacterium from Lagoa Vermelha (Brazil) mediating dolomite formation” **Extremophiles.**, **9 (3): 255–261.**

Whitaker F. F. Smart P. L. Vahrenkamp V. C. Nicholson H. and Wogelius R. A. (1994) “Dolomitization by near-normal seawater? Field evidence from the Bahamas” **Dolomites, A Volume in Honour of Dolomieu.**, **21, 111-132.**

Wright D. T. and Wacey D. (2005) “Precipitation of dolomite using sulphate reducing bacteria from the Coorong Region, South Australia: significance and implications” **Sedimentology.**, **52(5): 987-1008.**

Xiong L. Yao G. Xiong S. Wan J. Ni S. Shen A. and Hao Y. (2018) “Origin of dolomite in the Middle Devonian Guanwushan Formation of the western Sichuan Basin, western China” **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.**, Available online 2 January 2018.

You X. Sun S. Zhu J. Li Q. Hu W. and Dong H. (2013) “Microbially mediated dolomite in Cambrian stromatolites from the Tarim Basin, north-west China: implications for the role of organic substrate on dolomite precipitation” **Terra Nova.**, **25(5), 387-395.**

Zentmyer R. A. Pufahl P. K. James N. P. and Hiatt E. E. (2011) “Dolomitization on an evaporitic Paleoproterozoic ramp: Widespread syngedimentary dolomite in the Denault Formation, Labrador Trough, Canada” **Sedimentary Geology.**, **238: 116–131.**

Zhang W. Guan P. Jian X. Feng F. and Zou C. (2014) “In situ geochemistry of Lower Paleozoic dolomites in the northwestern Tarim basin: Implications for the nature, origin, and evolution of diagenetic fluids” **Geochemistry, Geophysics, Geosystems.**, **15(7): 2744-2764.**

Zhao M. Y. and Zheng Y. F. (2017) “A geochemical framework for retrieving the linked depositional and diagenetic histories of marine carbonates” **Earth and Planetary Science Letters.**, **460, 213-221.**

Abstract

The chopoghlu section is located on 90 km south-east of Zanzan city and in Soltanieh Mountains. The study is done on late Precambrian deposits includes the Bayondor Formation with a thickness of 605 m mainly composed of shale with interbedded of dolomite, and lower dolomite of Soltanieh Formation with a thickness of 100 meters. The chopoghlu section is located in the central Alborz Zone in terms of Iran's sedimentary-structural divisions. XRD results from dolomite samples in the region indicate that the most abundant mineral is dolomite, and calcite, quartz and moscovite minerals are present as minor and trace minerals in the studied rocks. Petrographic and geochemical studies (XRD and ICP-OES) of dolomites show that this section has 5 types of dolomite as follows: 1) very fine-crystalline dolomites 2) fine-crystalline dolomites 3) medium-crystalline dolomites 4) medium to coarse-crystalline dolomites and 5) dolomitic cement, which is the fine-crystalline dolomite type of most abundant in the region. Very fine-crystalline dolomite is related to primary diagenesis. Second type of the dolomite mainly formed from recrystallization of the first-type dolomite. Second type of the dolomite mainly formed from recrystallization of the first-type dolomite. Third to fifth type of dolomites is formed during last stages of diagenesis and by impact of interstitial fluids. The dolomitization mechanism for the first-type dolomite is related to Sabkha model, the second-type dolomite is related to shallow burial and finally the third to fifth-types of dolomites is related to deep burial. Geochemical studies show that lower amount of strontium in coarse crystalline dolomites compared to seawater, modern dolomites and compared to very fine crystalline dolomite indicate that the formation of these dolomites is related to increasing depth of burial. The higher amount of iron and manganese in Chopoghlu dolomites in comparison with modern dolomites and seawater indicate that the formation of these dolomites is carried out in reduction conditions and the presence of sulfate-reducing bacteria.

Keywords: Late Precambrian, geochemistry, Dolomitization, Chapoghlu, Zanzan.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

M.S.c Thesis of Geochemistry

Title:

**Geochemical studies of carbonate deposits of the Late Precambrian
stratigraphic sequence in South-East Zanjan**

By: Jaber Pilekouhi

Supervisors:

Dr. Azizollah Taheri

Dr. Mahdi Jafarzadeh

Advisor:

Dr. Afshin Zohdi

July 2018