





دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شیمی

کاربرد عناصر نادر خاکی در تعیین ژنز دولومیت‌های بخش مخزنی سازند آسماری در میدان نفتی قلعه‌نار، جنوب غرب ایران

نگارنده: وحید فاطمی

استاد راهنما

دکتر معصومه کردی

استاد مشاور

دکتر حامد هوشمند گوچی

استاد مشاور صنعتی

دکتر محمد نیکفرد

تیر ماه ۱۴۰۰



مدیریت تحصیلات تکمیلی

باسمه تعالی

فرمهای ارزشیابی پایان نامه
کارشناسی ارشد مربوط به ورودی های
۹۴ به بعد

شماره: ۲۰۴۱۶
تاریخ: ۸ مرداد ۹۴
ویرایش:

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 آقای وحید فاطمی با شماره دانشجویی ۹۶۱۱۳۱۴ رشته زمین شناسی گرایش زمین شیمی تحت عنوان کاربرد عناصر نادر خاکی در تعیین ژنر دولومیت های بخش مغزنی سازند آسماری در میدان نفتی قلعه ناز، جنوب غرب ایران که در تاریخ ۱۴۰۰/۰۴/۲۹ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار شد به شرح ذیل اعلام می گردد:

الف) درجه عالی: نمره ۲۰-۱۹ ☒ (ب) درجه خیلی خوب: نمره ۱۸/۹۹-۱۸ ☐ ج) درجه خوب: نمره ۱۷/۹۹-۱۶ ☐ (د) درجه متوسط: نمره ۱۵/۹۹-۱۴ ☐ ه) کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول و نیاز به دفاع مجدد دارد ☐ نوع تحقیق: نظری ☐ عملی ☒			
عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	اعضا
۱- استاد راهنما	دکتر معصومه کردی	استادیار	
۳- استاد مشاور	دکتر حامد هوشمند	استادیار	ع
۴- استاد داور اول	دکتر مهدی جعفرزاده	استادیار	
۵- استاد داور دوم	دکتر فریدین موسویوند	استادیار	
۶- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر محمود صادقیان	دانشیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر رمضان رضایی اومالی

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:

۱۳۹۹/۵/۲



قل سیروانی الارض فانظروا کیف بدا الخلق (سوره عنکبوت آیه ۲۰)

بگو در زمین سیر کنید و بنگرید خداوند چگونه آفرینش را بوجود آورده است.

خداوند را سپاس می گویم بر نعمت های یگراش.

این مجموعه را تقدیم می کنم به:

پدرم که برایم تکیه گاهی محکم تر از کوه نباشده در هستی،

به مادرم، که برایم آغوش پروردگار بر زمین و زیباترین هدیه خدا،

و به همسر عزیزم، که جان من، در قالبی دیگر است.

اگر همیاری و دگر می ایشان که بودشان، دانه های مروارید در صدف جان

من است، نبود، این پروژه میسر نمی شد.

پاسکزاری و قدردانی

- * نخستین پاس و تسلیش از آن خداوندی است که بنده کوچکش را در دیای میکران اندیشه، قهره‌ای ساخت تا وسعت آن را از دمیچه اندیشه ناب آموزگارانی بزرگ به تماشا نشیند؛ اما در این راه؛ چه بس بزرگوارانی که حقیر را لایق ارشاد و محبت خویش دانستند. لذا اکنون در سایه بنده- نوازی ملتش پیمان نامه حاضر به انجام رسیده است، لذا بر خود لازم می دانم تا مراتب پاس را از بزرگوارانی بجا آورم که اگر یاری ایشان نبود، هرگز این پیمان نامه به انجام نمی رسید. لازم دانستم که حداقل به ذکر نامی از آن فرزانهان مراتب لطف و مرحمتشان را ارج بگذارم.
- * از استاد راحمی محترم و دلسوز، خانم دکتر مصومه کردی، نهایت تشکر و قدر دانی را دارم، ایشان که با توجه و صبر بسیار، راحما و مشوق اینجانب، در تکمیل این پیمان نامه بودند و این حقیر در این راه از دانش و راحمائی های ایشان بهره بسیار برده ام.
- * از استاد مشاور جناب آقای دکتر حامد، هوشمند کوچی و جناب آقای دکتر محمد یکنفر که زحمات مشاوره و در اختیار گذاشتن اطلاعات میدان مورد مطالعه در این پروژه را بر عهده داشتند، پاسکزارم.
- * از شرکت ملی مناطق نفتخیز جنوب جهت بحاری و حمایت برای انجام این پروژه و همچنین کارکنان دلسوز و زحمتمش شرکت ملی مناطق نفتخیز جنوب: آقایان مهندس علی وند، دکتر باوی، مهندس ارشد، محمود مقدم و کارکنان بخش انبار و همچنین سرکار خانم قیصری و خانم نظریه، که در این پروژه باینده صمیمانه ترین بحاری را داشته اند، کمال پاس و قدردانی را دارم.
- * از پروفیسور Othmar Muntener و دکتر Alexey Ulianov از دانشگاه لوزان سوئیس، جهت انجام آزمایشات LA-ICP-MS قدردانی و تشکر می نمایم.
- * از استادان عزیز دکتر علیپور، دکتر صادقان، دکتر صفرزاده، دکتر موسوند که از راحمائی های ارزشمند ایشان بهره مند شده ام، تشکر و قدردانی می نمایم.
- * اما صادقانه ترین قدردانی خود را شاپرد و مادر و همسر عزیزم می کنم که صبر و شکیبایی صمیمانه آنان در نخط نخط انجام این پژوهش همراه من بوده است.
- * در پایان، از خداوند منان آرزوی توفیق روز افزون، برای ایشان و سلامتی را مسلت می نمایم.

تعمدنامه

اینجانب وحید فاطمی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه کاربرد عناصر نادر خاکی در تعیین ژنز دولومیت های بخش مخزنی سازند آسماری در میدان نفتی قلعه نار، جنوب غرب ایران تحت راهنمایی خانم دکتر معصومه کردی متعهد می شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .
- در استفاده از نتایج پژوهش های 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 می باشد 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 می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت های آن ها) 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 افزار ها 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 نمی باشد.

میدان نفتی قلعه نار در شمال فروافتادگی دزفول و حدود ۳۰ کیلومتری شمال شهرستان اندیمشک قرار دارد. تاقدیس قلعه نار، با امتداد تقریبی شرقی-غربی، در کمربند ساده چین خورده زاگرس قرار داشته و سازند کربناته آسماری به سن الیگوسن-میوسن مهمترین سازند مخزنی و تولیدی آن است. سازند آسماری در این میدان، مورد مطالعه قرار گرفته است تا ژنز دولومیت‌های این سازند و تأثیر آنها بر کیفیت مخزن تعیین گردند.

جهت انجام این تحقیق از مطالعات پتروگرافی با میکروسکوپ‌های پلاریزان و الکترونی روبشی گسیل میدانی (FE-SEM) و آنالیز عنصری نقطه‌ای (EDS)، آنالیز دما و شوری سیالات درگیر (fluid inclusions) و آنالیز عناصر نادرخاکی با روش طیف سنجی پلاسمای جفت شده القایی-اسپکترومتري جرمی به روش لیزرسایي (LA-ICP-MS) استفاده شد. مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی، منجر به شناسایی چهار نوع دولومیت در سازند آسماری گردید که عبارتند از: دولومیکرایت، دولومیکرواسپارایت، دولواسپارایت و سیمان پرکننده حفرات و شکستگی‌ها. با توجه به شواهد پتروگرافی در دولومیکرایت‌ها (دولومیت‌های نوع اول)، از جمله بافت، شکل و اندازه بلورها، وجود لامیناسیون و رشته‌های جلبکی، فابریک فنسترال، قالب کانی‌های تبخیری و ندول‌های انیدریتی و ذرات پراکنده کوارتز و همچنین شواهد ژئوشیمیایی مانند دما، شوری و غلظت عناصر نادرخاکی می‌توان نتیجه گرفت که این نوع دولومیت‌ها در محیط سبزا یا پهنه‌های جزر و مدی با تبخیر بالا بصورت اولیه و همزمان با رسوب‌گذاری تشکیل شده‌اند. محدوده دمایی تشکیل دولومیکرایت‌ها ۲۷ تا ۳۵ درجه‌ی سانتی‌گراد و شوری متوسط محلول دولومیت‌ساز ۱۱/۵۰ درصد وزنی معادل کلرید سدیم بوده است. تفکیک‌پذیری بسیار بالای نمودارهای عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به مرجع استاندارد

آب دریا در این دولومیت‌ها، نسبت به نمودارهای دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها، نشان از شرایط کاملاً متفاوت تشکیل دولومیکرایت‌ها نسبت به دیگر دولومیت‌ها است. مشابهت الگوی این نمودارها با آهک‌های معرف و آنومالی مثبت سریم، تشکیل دولومیکرایت‌ها از آب‌های با منشأ دریایی در محیط سب‌خا با شرایط احیایی را تایید نمود. مکانیسم تشکیل دولومیکرواسپارایت‌ها (دولومیت‌های نوع دوم) در سازند آسماری، مدل تدفینی کم‌عمق (ائودیائوز) می‌باشد که در اثر جانشینی و یا تبلور مجدد، به‌صورت ثانویه ایجاد شده‌اند. دولومیکرواسپارایت‌ها در دمای ۴۵ تا ۵۵ درجه‌ی سانتی‌گراد، در عمق تدفین کم تشکیل شده‌اند. شوری متوسط سیال دولومیت‌ساز در دولومیکرواسپارایت‌ها ۱۶/۶۹ درصد وزنی معادل کلرید سدیم بوده است. با افزایش عمق تدفین و در مراحل انتهایی دیاژنز (مزودیائوز)، سیمان دولومیتی پرکننده حفرات و شکستگی‌ها (دولومیت نوع چهارم) و همچنین سیمان رورشدی در اطراف دولومیت‌های جانشینی تشکیل شده‌اند. مطالعات دقیق تر پتروگرافی با میکروسکوپ الکترونی روبشی گسیل میدانی نشان داد که دولواسپارایت‌ها (دولومیت‌های نوع سوم) طی دو مرحله دیاژنزی ایجاد شده‌اند. بر این اساس، در ابتدا در اعماق تدفین کمتر، دولومیت بصورت جانشینی و سپس در اعماق تدفین بیشتر، بصورت سیمان رورشدی بر روی دولومیت‌های جانشینی تشکیل شده است. محدوده دمای تشکیل سیمان رورشدی و سیمان پرکننده حفرات و شکستگی‌ها بین ۶۵ تا ۸۰ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده است. شوری بالای سیال دولومیت‌ساز در دولواسپارایت‌ها (متوسط ۱۷/۱۴ درصد وزنی معادل کلرید سدیم) تایید کننده تشکیل آن‌ها در شرایط دیاژنزی و بسته تا نیمه بسته تدفین می‌باشد. مشابهت الگوی نمودارهای عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به مرجع استاندارد آب دریا با آهک‌های معرف، غنی‌شدگی نسبی سریم و عدم وجود آنومالی مثبت یوروپیم نشان می‌دهد که منشأ اصلی سیال دولومیت‌ساز در دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها از آب‌های دریایی محبوس شده در شرایط احیایی تدفین بوده که تحت تأثیر آب‌های گرمابی نبوده‌اند.

دولومیتی شدن، ایجاد تخلخل‌های انحلالی و شکستگی‌ها از مهمترین عوامل دیاژنزی افزایش‌دهنده کیفیت مخزن در سازند آسماری می‌باشند. با توجه به اینکه سختی و خاصیت شکنندگی در دولومیت‌ها بیشتر از آهک‌ها می‌باشد، تشکیل دولومیکرایت‌ها بصورت اولیه و همزمان با رسوب‌گذاری موجب تأثیر بیشتر و طولانی‌تر نیروهای تکتونیکی و ایجاد شکستگی‌ها و در نتیجه افزایش تراوایی در آن‌ها شده است. در دولومیکرواسپارایت‌ها نیز تشکیل دولومیت از طریق جانشینی دولومیت بجای آلومک‌ها و یا ماتریکس میکرایتی و همچنین تبلور مجدد دولومیکرایت‌ها، موجب افزایش تخلخل و تراوایی شده است. با این حال در این نوع دولومیت به علت وجود ذرات و بلورهای دانه‌ریز (میکرایت و دولومیکرایت)، همگنی و ایزوتروپی کمتری نسبت به دولواسپارایت‌ها وجود دارد. دولومیتی شدن فراگیر در دولواسپارایت‌ها، با وجود بلورهای شکل‌دار و بزرگتر و همچنین بافت یکنواخت دانه شکر، موجب افزایش تخلخل و تراوایی و همچنین ایزوتروپی مخزن شده است. بنابراین بالاترین کیفیت مخزن مربوط به بخش میانی سازند است که حاوی دولواسپارایت‌ها می‌باشند و به عنوان زون مخزنی اصلی و بهترین زون تولید نفت می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، میدان قلعه نار، فروافتادگی دزفول، سازند آسماری، دولومیت، سیالات درگیر، عناصر نادر خاکی.

فهرست مطالب

ح	فهرست جداول.....
خ	فهرست اشکال.....
۱	فصل ۱: کلیات.....
۲	۱-۱ تعریف مسئله و ضرورت انجام کار.....
۴	۲-۱ تاریخچه مطالعات پیشین.....
۴	۱-۲-۱ مطالعات بر روی دولومیت‌های سازند آسماری در ایران.....
۶	۲-۲-۱ مطالعات بر روی عناصر نادر خاکی جهت تعیین ژنز دولومیت‌ها در جهان.....
۸	۳-۱ اهداف تحقیق.....
۹	۴-۱ روش‌ها و مراحل تحقیق.....
۹	۱-۴-۱ جمع‌آوری اطلاعات.....
۹	۲-۴-۱ نمونه برداری.....
۹	۳-۴-۱ آماده‌سازی نمونه‌ها.....
۹	۴-۴-۱ مطالعات پتروگرافی.....
۱۰	۵-۴-۱ آنالیز سیالات درگیر (Fluid Inclusion Analysis).....
۱۰	۶-۴-۱ آنالیز میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) و تجزیه عنصری درجا (EDS).....
	۷-۴-۱ آنالیز طیف سنجی پلاسمای جفت شده‌ی القایی_ اسپکترومتری جرمی به روش لیزر سایی (LA-ICP-MS) (Laser ablation-Inductively coupled plasma mass spectrometry).....
۱۱	۸-۴-۱ نتیجه‌گیری، تدوین و نگارش پایان نامه.....
۱۱	۵-۱ ساختار پایان نامه.....

فصل ۲: زمین شناسی منطقه و میدان مورد مطالعه.....	۱۳
۱-۲ مقدمه.....	۱۴
۲-۲ زمین شناسی کمر بند چین خورده-رانده شده زاگرس.....	۱۴
۳-۲ زیرپهنه زاگرس چین خورده.....	۱۶
۴-۲ فروافتادگی دزفول.....	۱۸
۵-۲ موقعیت جغرافیایی و مشخصات کلی میدان قلعه نار.....	۲۰
۶-۲ چینه شناسی منطقه و میدان مورد مطالعه.....	۲۲
۱-۶-۲ سازندهای سطحی در منطقه.....	۲۲
۲-۶-۲ سازندهای زیر سطحی حفاری شده در میدان قلعه نار.....	۲۳
۱-۲-۶-۲ سازند آغا جاری.....	۲۴
۲-۲-۶-۲ سازند گچساران.....	۲۴
۳-۲-۶-۲ سازند آسماری.....	۲۵
۴-۲-۶-۲ بخش تبخیری کلهر در سازند آسماری.....	۲۸
۵-۲-۶-۲ بخش ماسه سنگی اهواز در سازند آسماری.....	۲۸
۷-۲ زونهای مخزن آسماری در میدان قلعه نار بر اساس رخساره های الکتریکی (الکتروفاسیس).....	۳۰
۱-۷-۲ توصیف زون ۱.....	۳۳
۲-۷-۲ توصیف زون ۲.....	۳۳
۳-۷-۲ توصیف زون ۳.....	۳۴
۴-۷-۲ توصیف زون ۴.....	۳۵
۵-۷-۲ توصیف زون ۵.....	۳۶
۶-۷-۲ توصیف زون ۶.....	۳۷

فصل ۳: ریز رخساره‌ها، محیط رسوبی و تقسیم‌بندی دولومیت‌ها.....	۳۹
۱-۳ مقدمه.....	۴۰
۲-۳ ریز رخساره‌ها و محیط رسوبی.....	۴۱
۱-۲-۳ وکستون-پکستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتون (MF1).....	۴۲
۲-۲-۳ رودستون-پکستون نومولیت-لیپیدوسیکلینا (MF2).....	۴۳
۳-۲-۳ پکستون تا گرینستون حاوی نومولیت (MF3).....	۴۴
۴-۲-۳ فلوتستون تا رودستون حاوی جلبک‌های قرمز کورالین و مرجان (MF4).....	۴۵
۵-۲-۳ گرینستون-وکستون حاوی فرامینیفرهای کفزی (MF5).....	۴۶
۶-۲-۳ گرینستون-پکستون حاوی اووئید و بایوکلست (MF6).....	۴۷
۷-۲-۳ مادستون-دولومادستون ماسه‌ای (MF7).....	۴۸
۸-۲-۳ دولواسپارایت (MF8).....	۴۹
۳-۳ مدل محیط رسوبی.....	۵۲
۴-۳ تقسیم‌بندی دولومیت‌ها.....	۵۴
۱-۴-۳ دولومیت نوع اول؛ دولومیکرایت (Dolomicrite).....	۵۹
۲-۴-۳ دولومیت نوع دوم؛ دولومیکرواسپارایت (Dolomicrosparite).....	۶۰
۳-۴-۳ دولومیت نوع سوم؛ دولواسپارایت (Dolosparite).....	۶۱
۴-۴-۳ دولومیت نوع چهارم؛ پرکننده حفرات و شکستگی‌ها (Pore and fracture filling dolomite).....	۶۴
فصل ۴: مطالعات ژئوشیمیایی.....	۶۷
۱-۴ مقدمه.....	۶۸
۲-۴ مطالعه میانبارهای سیال.....	۶۸
۳-۴ فازها و روش مطالعه میانبارهای سیال.....	۷۰

۴-۴	کاربرد میانبارهای سیال.....	۷۲
۴-۵	انتخاب و آماده سازی نمونه برای مطالعه میانبارهای سیال دولومیت‌های سازند آسماری.....	۷۳
۴-۶	پتروگرافی میانبارهای سیال دولومیت‌های سازند آسماری.....	۷۵
۴-۷	اندازه میانبارهای سیال دولومیت‌های سازند آسماری.....	۷۶
۴-۸	انواع میانبارهای سیال دولومیت‌های سازند آسماری.....	۷۷
۴-۹	مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال دولومیت‌های سازند آسماری.....	۷۸
۴-۱۰	دمای به دام افتادن میانبارهای سیال یا دمای تشکیل دولومیت‌های سازند آسماری.....	۸۱
۴-۱۱	شوری سیالات تشکیل دهنده دولومیت‌های سازند آسماری.....	۸۲
۴-۱۲	تعبیر و تفسیر نتایج ریزدماسنجی و شوری میانبارهای سیال دولومیت‌های سازند آسماری.....	۸۴
۴-۱۳	ژئوشیمی عناصر نادرخاکی.....	۸۵
۴-۱۴	روش‌های اندازه‌گیری عناصر نادر خاکی.....	۸۷
۴-۱۵	روش طیف سنجی پلاسمای جفت شده‌ی القایی (ICP-MS).....	۸۷
۴-۱۶	طیف سنجی پلاسمای جفت شده‌ی القایی- اسپکترومتری جرمی به روش لیزرسای (LA-ICP-MS).....	۸۸
۴-۱۷	تفاوت ICP-MS با LA-ICP-MS در مطالعات عناصر نادر خاکی.....	۸۹
۴-۱۸	آنالیز نمونه‌های دولومیتی سازند آسماری در میدان قلعه نار به روش LA-ICP-MS.....	۹۰
۴-۱۹	نرمال سازی عناصر نادرخاکی نمونه‌های دولومیت سازند آسماری در میدان قلعه نار.....	۹۲
۴-۲۰	تجزیه و تحلیل آنالیز عناصر نادرخاکی نمونه‌های دولومیت سازند آسماری در میدان قلعه نار به روش LA-ICP-MS.....	۹۲
۴-۲۰-۱	نمونه آهک.....	۹۵
۴-۲۰-۲	نمونه دولومیکرایت.....	۹۷

۹۸	نمونه ۳-۲۰-۴ دولواسپارایت
۱۰۰	نمونه ۴-۲۰-۴ دولومیکرواسپارایت
۱۰۳	فصل ۵: مدل های تشکیل دولومیت و تأثیر آن ها بر کیفیت مخزن
۱۰۴	۱-۵ مقدمه
۱۰۵	۲-۵ مدل های تشکیل دولومیت
۱۰۸	۳-۵ مدل های تشکیل دولومیت های سازند آسماری در میدان قلعه نار
۱۰۸	۱-۳-۵ مدل سبخا (Sabkha Model)
۱۱۰	۲-۳-۵ مدل تدفینی کم عمق (Shallow Burial Model)
۱۱۱	۳-۳-۵ مدل تدفینی عمیق (Deep Burial Model)
۱۱۴	۴-۵ تأثیر تشکیل دولومیت های سازند آسماری بر کیفیت مخزن در میدان قلعه نار
۱۱۹	فصل ۶: نتایج و پیشنهادات
۱۲۰	۱-۶ نتیجه گیری
۱۲۴	۲-۶ پیشنهادات
۱۲۵	منابع و مراجع
۱۳۶	چکیده لاتین

فهرست جداول

جدول ۱-۲: وضعیت چاه‌های حفاری شده در میدان قلعه نار براساس آخرین سازند حفاری شده.....	۳۱
جدول ۲-۲: زون‌بندی مخزن آسماری میدان قلعه نار.....	۳۲
جدول ۱-۳: که شامل نوع میکروفاسیس، کد میکروفاسیس، نوع مجموعه میکروفاسیسی و کد رنگ آن، محیط رسوب‌گذاری و نوع تشکیل دهنده‌های هر رخساره است (اقتباس از گزارش شماره ۹۵۲۵ شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب).....	۵۱
جدول ۲-۳: ریز رخساره ها و کمربندهای رخساره ای شناسایی شده سازند آسماری در چاه شماره ۱۷ میدان قلعه نار.....	۵۳
جدول ۳-۳: تقسیم بندی دولومیت‌های سازند آسماری در میدان قلعه نار با استفاده از طبقه بندی سیبلی و گرگ ۱۹۸۷.....	۶۶
جدول ۱-۴: مشخصات نمونه‌های مطالعه‌شده.....	۷۴
جدول ۲-۴: نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی نمونه دولومیکرایت، QR17-.....	2937
جدول ۳-۴: نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی نمونه دولواسپارایت، QR17-.....	3100
جدول ۴-۴: نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی نمونه دولواسپارایت، QR17-.....	3111
جدول ۵-۴: نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی نمونه دولومیکرواسپارایت، QR17-.....	3158.5
جدول ۶-۴: نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی نمونه دولومیکرواسپارایت، QR17-.....	3166
جدول ۷-۴: نتایج آنالیزهای شیمیایی عناصر نادرخاکی (ppm) با استفاده از دستگاه LA-ICP-MS بر روی نمونه‌های دولومیت میدان قلعه نار (نرمالیزه شده به آب دریا).....	۹۱

فهرست اشکال

- شکل ۱-۲: میدان‌های نفتی و گازی ایران..... ۱۵
- شکل ۲-۲: زمین‌ریخت‌شناسی و تقسیم‌بندی زیر پهنه‌های زاگرس..... ۱۶
- شکل ۳-۲: تقسیمات ساختمانی زاگرس (مطیعی، ۱۳۷۲)..... ۱۷
- شکل ۴-۲: موقعیت میدان نفتی قلعه نار در زاگرس..... ۲۰
- شکل ۵-۲: سطوح سرسازندی مخزن آسماری میدان قلعه نار و موقعیت چاه‌ها (اقتباس از شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب)..... ۲۲
- شکل ۶-۲: رسوبات رخنمون یافته منطقه در سطح زمین..... ۲۲
- شکل ۷-۲: ستون چینه شناسی زاگرس از زمان کامبرین تا ترشیاری (مطیعی، ۲۰۰۱)..... ۲۳
- شکل ۸-۲: گسترش سنگ چینه‌ای سازند آسماری در فروافتادگی دزفول (برگرفته از van Buchem et al, 2010)..... ۲۷
- شکل ۹-۲: ستون چینه شناسی سازند آسماری در چاه شماره ۱۷ میدان نفتی قلعه نار..... ۳۰
- شکل ۱۰-۲: نمایش زون ۱ مخزن آسماری میدان قلعه نار در چاه ۱۷..... ۳۳
- شکل ۱۱-۲: نمایش زون ۲ مخزن آسماری میدان قلعه نار در چاه ۱۷..... ۳۴
- شکل ۱۲-۲: نمایش زون ۳ مخزن آسماری میدان قلعه نار در چاه ۱۷..... ۳۵
- شکل ۱۳-۲: نمایش زون ۴ مخزن آسماری میدان قلعه نار در چاه ۱۷..... ۳۵
- شکل ۱۴-۲: نمایش زون ۵ مخزن آسماری میدان قلعه نار در چاه ۱۷..... ۳۶
- شکل ۱۵-۲: نمایش زون ۶ مخزن آسماری میدان قلعه نار در چاه ۱۷..... ۳۷
- شکل ۱-۳: (MF1) ریزرخساره رسوبی وکستون-پکستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتون..... ۴۲
- شکل ۲-۳: مغزه‌های حفاری شده از رخساره رسوبی وکستون-پکستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتون..... ۴۲
- شکل ۳-۳: (MF2) ریز رخساره رودستون-پکستون نومولیت-لیپیدوسیکلینا..... ۴۳
- شکل ۴-۳: مغزه‌های حفاری شده رخساره رودستون-پکستون نومولیت-لیپیدوسیکلینا..... ۴۳
- شکل ۵-۳: (MF3) ریزرخساره رسوبی پکستون تا گرینستون حاوی نومولیت..... ۴۴
- شکل ۶-۳: مغزه‌های حفاری شده ریزرخساره رسوبی پکستون تا گرینستون حاوی نومولیت..... ۴۴
- شکل ۷-۳: (MF4) ریزرخساره رسوبی فلوتستون تا رودستون حاوی جلبک‌های قرمز کورالین و مرجان..... ۴۵
- شکل ۸-۳: مغزه‌های حفاری شده رخساره رسوبی فلوتستون تا رودستون حاوی جلبک‌های قرمز کورالین و مرجان..... ۴۵
- شکل ۹-۳: (MF5) ریزرخساره رسوبی گرینستون-وکستون حاوی فرامینیفرهای کفزی..... ۴۶
- شکل ۱۰-۳: مغزه‌های حفاری شده در رخساره رسوبی گرینستون-وکستون حاوی فرامینیفرهای کفزی..... ۴۶

- شکل ۳-۱۱: (MF6) ریزرخساره رسوبی گرینستون-پکستون حاوی اووئید و بایوکلاست..... ۴۷
- شکل ۳-۱۲: مغزه‌های حفاری شده در رخساره رسوبی گرینستون-پکستون حاوی اووئید و بایوکلاست..... ۴۷
- شکل ۳-۱۳: (MF7) ریزرخساره رسوبی مادستون-دولومادستون ماسه‌ای..... ۴۸
- شکل ۳-۱۴: مغزه‌های حفاری شده در رخساره رسوبی مادستون-دولومادستون ماسه‌ای..... ۴۸
- شکل ۳-۱۵: (MF8) ریزرخساره رسوبی دولواسپارایت..... ۴۹
- شکل ۳-۱۶: مغزه‌های حفاری شده رخساره رسوبی دولواسپارایت..... ۴۹
- شکل ۳-۱۷: ستون چینه شناسی چاه شماره ۱۷ (اقتباس از گزارش شماره ۹۵۲۵ شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب)..... ۵۰
- شکل ۳-۱۸: مدل محیط رسوبی سازند آسماری در میدان قلعه نار..... ۵۲
- شکل ۳-۱۹: منحنی توزیع دولومیت‌ها در طول فانروزوئیک؛ نسبت Ca / Mg در سنگ‌های کربناته (Given and Wilkinson, 1987)..... ۵۵
- شکل ۳-۲۰: سه بافت اصلی و فراوان در دولومیت‌ها..... ۵۸
- شکل ۳-۲۱: دولومیت نوع اول، دولومیکرایت (Dolomicrite)..... ۵۹
- شکل ۳-۲۲: دولومیت نوع دوم، دولومیکرواسپارایت (Dolomicrosparite)..... ۶۱
- شکل ۳-۲۳: دولومیت نوع سوم، دولواسپارایت (Dolosparite)؛ ۶۳
- شکل ۳-۲۴: آنالیز عنصری نقطه ای EDS از بخش‌های جانیشینی مرکزی..... ۶۴
- شکل ۳-۲۵: دولومیت نوع چهارم، پرکننده حفرات و شکستگی‌ها (Pore and fracture filling dolomite)؛ ۶۵
- شکل ۴-۱: طبقه‌بندی شماتیک میانبارهای سیال بر اساس فازهای مشاهده شده در دمای اتاق (Shepherd et al, 1985)..... ۷۱
- شکل ۴-۲: تصویری از دستگاه میانبارهای سیال دانشگاه صنعتی شاهرود و اجزای آن..... ۷۴
- شکل ۴-۳: تصویرهای میانبارهای سیال در دولومیت‌ها..... ۷۶
- شکل ۴-۴: هیستوگرام فراوانی اندازه میانبارهای سیال در دولومیت‌های سازند آسماری در چاه ۱۷ میدان قلعه نار..... ۷۷
- شکل ۴-۵: تغییرات دمای همگن شدن میانبارها به فاز مایع برای دولومیکرایت‌ها، دولومیکرواسپارایت-ها و دولواسپارایت‌ها..... ۸۲
- شکل ۴-۶: میزان شوری میانبارهای سیال در سازند مورد مطالعه برای دولومیکرایت‌ها، دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها..... ۸۳
- شکل ۴-۷: نمودار شوری در برابر همگن شدگی در نمونه‌های دولومیت سازند آسماری..... ۸۴
- شکل ۴-۸: موقعیت عناصر نادر خاکی در جدول تناوبی..... ۸۵
- شکل ۴-۹: دستگاه LA-ICP-MS دانشگاه لوزان سوییس..... ۹۰

- شکل ۴-۱۰: نمودار همبستگی مثبت بین غلظت Ce و ΣREE برای هرچهار نمونه..... ۹۳
- شکل ۴-۱۱: مقایسه نمودارهای عنکبوتی غلظت عناصر نادرخاکی نرمالیزه شده، به آب دریا در ۴ نمونه آنالیز شده از سازند آسماری..... ۹۴
- شکل ۴-۱۲: هیستوگرام توزیع مجموع عناصر نادرخاکی به تفکیک نمونه های آنالیز شده از سازند آسماری..... ۹۵
- شکل ۴-۱۳: تصویر مقطع دوبرصیقل نمونه معرف آهک و نقاط مشخص شده برای آنالیز شیمیایی LA-ICP-MS..... ۹۶
- شکل ۴-۱۴: الگوی توزیع عناصر نادرخاکی نرمالیزه شده به مرجع استاندارد آب دریا (Kawabe et al, 1998)، در نمونه ی آهک، سازند آسماری در میدان نفتی قلعه نار..... ۹۶
- شکل ۴-۱۵: تصویر مقطع دوبرصیقل نمونه دولومیکرایت و نقاط مشخص شده برای آنالیز شیمیایی LA-ICP-MS..... ۹۷
- شکل ۴-۱۶: الگوی توزیع عناصر نادرخاکی نرمالیزه شده به مرجع استاندارد آب دریا (Kawabe et al, 1998)، در نمونه ی دولومیکرایت، سازند آسماری در میدان نفتی قلعه نار..... ۹۸
- شکل ۴-۱۷: تصویر مقطع دوبرصیقل نمونه دولواسپارایت و نقاط مشخص شده برای آنالیز شیمیایی LA-ICP-MS..... ۹۹
- شکل ۴-۱۸: الگوی توزیع عناصر نادرخاکی نرمالیزه شده به مرجع استاندارد آب دریا (Kawabe et al, 1998)، در نمونه ی دولواسپارایت، سازند آسماری در میدان نفتی قلعه نار..... ۹۹
- شکل ۴-۱۹: تصویر مقطع دوبرصیقل نمونه دولومیکرواسپارایت و نقاط مشخص شده برای آنالیز شیمیایی LA-ICP-MS..... ۱۰۰
- شکل ۴-۲۰: الگوی توزیع عناصر نادرخاکی نرمالیزه شده به مرجع استاندارد آب دریا (Kawabe et al, 1998)، در نمونه ی دولومیکرواسپارایت، سازند آسماری در میدان نفتی قلعه نار..... ۱۰۱
- شکل ۵-۱: انواع الگوهای دولومیتی شدن (برگرفته با اندکی تغییرات از Flügel, 2010)..... ۱۰۵
- شکل ۵-۲: مدل دولومیتی شدن ارائه شده برای توالی های دولومیتی سازند آسماری در میدان نفتی قلعه نار، فروافتادگی دزفول،..... ۱۱۳
- شکل ۵-۳: ارتباط تخلخل و تراوایی در چاه شماره ۱۷ میدان قلعه نار در فروافتادگی دزفول..... ۱۱۶
- شکل ۵-۴: ارتباط تخلخل و تراوایی با شکستگی ها و مخزن اصلی و همچنین انواع دولومیت های مشخص شده در میدان نفتی قلعه نار در سازند آسماری..... ۱۱۷

فصل اول:

کلیات

۱-۱ تعریف مسئله و ضرورت انجام کار

عناصر نادرخاکی (REEs) شامل ۱۵ عنصر از گروه لانتانیدها، La (با عدد اتمی ۵۷) تا Lu (با عدد اتمی ۷۱) می‌باشند. دو عنصر اسکندیم (Sc) و ایتیریم (Y) که خواص مشابهی با این گروه دارند و بیشتر در همان سنگ‌هایی یافت می‌شوند که لانتانیدها پیدا می‌شوند نیز جزء این عناصر قرار می‌گیرند. عناصر نادرخاکی خواص شیمیایی و فیزیکی مشابهی نشان می‌دهند. این مشابهت ناشی از طبیعت آرایش الکترونی آن‌هاست که منجر به ایجاد یک حالت اکسیداسیونی پایدار $3+$ و یک کاهش اندک اما ثابت در شعاع یونی با افزایش عدد اتمی آن‌ها می‌شود. علی‌رغم مشابهت رفتار شیمیایی، این عناصر می‌توانند توسط برخی از فرآیندهای پترولوژیکی و کانی‌شناسی از یکدیگر متمایز شوند. با بررسی فراوانی عناصر نادرخاکی و تغییرات آن‌ها می‌توان به اطلاعات با ارزشی در خصوص شرایط ژئوشیمیایی تشکیل انواع کانی‌ها و سنگ‌ها دست یافت (Rollinson, 1993). عناصر نادرخاکی از لحاظ ژئوشیمیایی نسبتاً پایدار بوده و طی فرآیندهای مختلف بعد از رسوب‌گذاری تغییرات زیادی در آن‌ها ایجاد نمی‌شود، به همین جهت می‌توان از آن‌ها به‌عنوان ردیاب‌های ژئوشیمیایی در تعیین ژنز و خاستگاه سیالات سازنده کانی‌ها و سنگ‌های مختلف استفاده نمود (Azmy et al, 2011).

یکی از مطالعات ژئوشیمیایی مرتبط با تعیین ژنز کانی‌ها که در یک دهه‌ی اخیر در برخی از کشورها رو به گسترش است، استفاده از عناصر نادرخاکی در تعیین ژنز دولومیت‌ها می‌باشد (Yang et al, 2018; Jiang et al, 2015; Xunyun et al, 2014; Zhang et al, 2014; Kučera et al, 2009; Xiaolin et al, 2009). از آنجا که در طبیعت انواع مختلف دولومیت وجود دارند، بنابراین یک فرآیند مستقل نمی‌تواند عاملی برای دولومیت‌زایی باشد، بلکه فرآیندهای پیچیده در شرایط ژئوشیمیایی مختلف عامل دولومیتی‌شدن می‌باشند. دولومیت‌ها در شرایط رسوبی متنوعی، در شرایط دریایی، حد واسط و قاره‌ای قادر به تشکیل شدن می‌باشند (رضایی، ۱۳۸۴). مدل‌های مختلفی برای تشکیل دولومیت‌ها ارائه شده است که در این مدل‌ها دولومیت در محدوده وسیعی از آب‌های منفذی شامل

آب‌های دریایی در شرایط نزدیک به کف دریا، آب‌های لب شور در محیط‌های حدواسط، آب‌های فوق شور در محیط‌های لاگونی یا سبخایی، آب‌های سازندی در شرایط تدفین کم عمق تا عمیق و یا آب-های گرمابی با دمای بالا قادر به تشکیل شدن می‌باشند (Raudina et al, 2017). مقادیر و الگوی پراکندگی عناصر نادرخاکی در دولومیت‌ها توسط رسوبات اولیه و سیالات دولومیت‌ساز کنترل می‌شود (Qing and Mountjoy, 1994). بنابراین بررسی الگوی پراکندگی و مقادیر عناصر نادرخاکی در دولومیت‌های مختلف و مقایسه‌ی آن‌ها با بخش‌های آهکی راهنمای خوبی جهت تعیین شرایط ژئوشیمیایی، اولیه یا ثانویه بودن، محیط تشکیل و خاستگاه سیالات دولومیت‌ساز و ژنز دولومیت‌ها می‌باشد (Yang et al, 2018; Xunyun et al, 2014).

همانطور که اشاره شد این گونه مطالعات ژئوشیمیایی در چندین سال اخیر در کشورهای مختلف رو به افزایش می‌باشد ولی در ایران تاکنون مطالعاتی جهت تعیین شرایط ژئوشیمیایی تشکیل دولومیت‌ها و ژنز آن‌ها بر اساس عناصر نادرخاکی انجام نشده است.

سنگ‌های دولومیتی واقع در حوضه‌های نفتی از لحاظ اقتصادی حائز اهمیت زیادی هستند، زیرا بسیاری از منابع هیدروکربنی دنیا در سنگ‌های دولومیتی جای دارند، بطوری‌که بیش از ۵۰ درصد مخازن کربناته هیدروکربنی دنیا سنگ‌های دولومیتی می‌باشند (Raudina et al, 2017). سنگ‌های دولومیتی در ایران نیز از اهمیت خاصی برخوردار هستند زیرا این سنگ‌ها در بخش‌های جنوبی و غربی ایران، سنگ مخزن‌های مهم نفت و گاز را تشکیل می‌دهند. سازند کربناته آسماری به سن الیگوسن- میوسن که مهم‌ترین سازند مخزنی و تولیدی نفت در ایران می‌باشد، حاوی بخش‌های دولومیتی است (Alavi, 2004). بخش‌های دولومیتی در این سازند از لحاظ خصوصیات مخزنی متفاوت می‌باشند و شناسایی نوع و نحوه‌ی تشکیل دولومیت‌ها و تأثیر آن‌ها بر کیفیت مخزن از اهمیت خاصی برخوردار است. بنابراین جهت شناسایی و تعیین گسترش بخش‌های با خصوصیات مخزنی مناسب، مطالعه منشأ و ژنز دولومیت‌ها امری ضروری است.

در این پژوهش با مطالعه عناصر نادرخاکی در بخش‌های مختلف دولومیتی سازند آسماری و مقایسه آن‌ها با بخش‌های آهکی این سازند و همچنین استفاده از سیالات درگیر، شرایط ژئوشیمیایی و مکانیزم تشکیل دولومیت‌های مختلف در بخش مخزنی میدان قلعه نار در جنوب غربی ایران بررسی خواهد شد.

۱-۲ تاریخچه مطالعات پیشین

۱-۲-۱ مطالعات بر روی دولومیت‌های سازند آسماری در ایران

سازند آسماری به علت اینکه اولین سازند شناخته شده در تولید نفت ایران و یکی از مهم‌ترین سازندهای مخزنی می‌باشد، مطالعات متعددی بر روی آن انجام شده است. در این قسمت به برخی از مطالعاتی که بر روی بخش‌های دولومیتی آن انجام شده است اشاره می‌شود:

❖ اولین مقاله در مورد سازند آسماری توسط Busk and Mayo, (1918) منتشر شده که در این

مقاله، این سازند بصورت یک توالی کربناتی به سن کرتاسه تا ائوسن توصیف شده است.

❖ آنچه که امروزه در صنایع نفت درباره سازند آسماری قابل قبول است، به وسیله Lees,

(1933) پایه گذاری شده، به این معنی که سن سازند آسماری الیگو-میوسن تعیین شده و

انیدریت قاعده آسماری، که در زیر لایه‌های آهکی قرار دارد نیز جزء سازند آسماری رده

بندی شده است.

❖ غفرانی و همکاران (۱۳۸۱) با بررسی فرآیند دولومیتی‌شدن سازند آسماری در میدان اهواز

دریافتند که سازند آسماری در میدان اهواز شامل ۱۰ پهنه است که آهک‌ها در زون‌های

مختلف این مخزن به مقادیر مختلفی دولومیتی گشته‌اند و تأثیر بسزایی در کیفیت مخزن

دارند.

- ❖ Aqrabi et al, (2006) با مطالعه دولومیت‌های سازند آسماری در میادین بی بی حکیمه و مارون و تاق‌دیس خویز به طور کلی دو نوع دولومیت را تشخیص دادند. ۱- دولومیت‌های ریز بلور (با اندازه بلورهای کوچکتر از ۲۰ میکرون) و ۲- دولومیت‌های درشت بلورتر (با اندازه بلورهای بزرگتر از ۱۵۰ میکرون). مطالعات سیالات درگیر در این دو نوع دولومیت نشان داد که دولومیت‌های ریز بلور در دمای کمتر از ۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند در حالی که دمای تشکیل دولومیت‌های درشت بلورتر بین ۵۰ تا ۱۴۰ درجه سانتی‌گراد بوده است.
- ❖ کاویانپور و همکاران (۱۳۹۱) به بررسی پتروگرافی دولومیت‌های سازند آسماری و تأثیر آن‌ها بر کیفیت مخزن در میدان نفتی منصوری پرداختند. فرآیند دولومیتی‌شدن به طور عمده این سازند را تحت تأثیر قرارداده و باعث تغییر در میزان تخلخل آن شده است.
- ❖ حسینی و همکاران (۱۳۹۴) با بررسی فرآیند دولومیتی‌شدن در سازند آسماری میدان نفتی مسجدسلیمان دریافتند که فرآیند دولومیتی‌شدن کیفیت مخزنی میدان مورد مطالعه را تحت تأثیر قرار داده است.
- ❖ Bahram et al, (2017) با مطالعه سازند آسماری در میدان نفتی رامین نشان دادند که انحلال نقش مهمی در افزایش کیفیت مخزن داشته ولی دولومیت‌زایی سبب کاهش کیفیت مخزنی گردیده است.
- ❖ احمدزاده و همکاران (۱۳۹۷) با بررسی پتروگرافی دولومیت‌های سازند آسماری در میدان نفتی مارون شش نوع دولومیت با بلورهای دانه‌ریز تا درشت بلور و بی‌شکل تا کاملاً شکل‌دار، که نشان‌دهنده تشکیل دولومیت‌ها در مراحل اولیه رسوبگذاری و دیاژنز تا مراحل نهایی دیاژنز و بالآمدگی بوده است را تشخیص دادند.
- ❖ مرادی و همکاران (۱۳۹۷) با بررسی انواع دولومیت‌های سازند آسماری در میدان نفتی آغاجاری، پنج نوع دولومیت شامل دولومیکرایت، دولومیکرواسپار، دولواسپار، دولومیت‌های

لوزی شکل پراکنده در در ماتریکس و سیمان دولومیتی شناسایی کردند که هریک تأثیر متفاوتی بر روی خصوصیات مخزنی سازند آسماری داشته‌اند.

۱-۲-۲ مطالعات بر روی عناصر نادرخاکی جهت تعیین ژنز دولومیت‌ها

در جهان

در خصوص عناصر نادرخاکی در ایران کارهای زیادی انجام شده است که این مطالعات بیشتر یا بر روی سنگ‌های آذرین و دگرگونی بوده و یا مطالعات در جهت بررسی‌های اقتصادی عناصر نادرخاکی بوده است. بر روی کاربرد عناصر نادرخاکی برای تعیین ژنز دولومیت‌ها، تا کنون مطالعه‌ای در ایران انجام نشده است، ولی در خارج از کشور چندین نمونه کار مشابه صورت گرفته است که به برخی از آن‌ها اشاره می‌شود:

❖ Tlig and M'rabet, (1985) با مطالعه توالی‌های دولومیتی و آهکی کرتاسه پایینی حوضه مرکزی تونس نشان دادند که الگوی عناصر نادرخاکی در دولومیت‌های جانشینی مشابه با منشأ آهکی آن‌ها است ولی مقادیر کلی آن‌ها در طی فرآیند دولومیتی‌شدن کاهش یافته است.

❖ Qing and Mountjoy, (1994) دولومیت‌های دونین میانی حوضه بریتیش کلمبیای کانادا را مطالعه نمودند و بر اساس الگوی عناصر نادرخاکی در چهار نوع دولومیت ریزبلور، متوسط بلور، درشت بلور و زین اسبی و همچنین مقایسه الگوی عناصر نادرخاکی دولومیت‌ها با آهک-های همان سازند دریافتند که دولومیت ریزبلور بصورت اولیه و همزمان با رسوب‌گذاری، دولومیت‌های متوسط بلور بر اساس جانشینی آهک‌ها و دولومیت‌های درشت بلور و زین اسبی به‌صورت ثانویه و با سیال دولومیت‌ساز متفاوتی از آن دو تشکیل شده‌اند.

- ❖ Kučera et al, (2009) بر اساس مطالعه عناصر نادرخاکی موجود در دولومیت‌های کربونیفر-پرمین جمهوری چک، دولومیت‌ها را به چهار گروه تقسیم‌بندی نمودند و دریافتند که با افزایش میزان شوری و مقادیر عناصر CL و F در سیالات دولومیت ساز، مقادیر عناصر نادرخاکی موجود در دولومیت‌ها نیز افزایش یافته است.
- ❖ Xiaolin et al, (2009) با مطالعه عناصر نادرخاکی ژنز دولومیت‌های حوضه تاریم چین را بررسی نمودند و انواع دولومیت‌ها شامل دولومیت‌های اولیه با بالاترین مقادیر عناصر نادرخاکی و چهار نوع دولومیت ثانویه با الگوی عناصر نادرخاکی منحصر به هر نوع دولومیت را شناسایی نمودند.
- ❖ Zhang et al, (2014) با کمک عناصر نادرخاکی خاستگاه‌های مختلف برای سیالات دولومیت‌ساز در سازندهای کربنات دولومیت‌های پالئوزوئیک زیرین چین تشخیص دادند.
- ❖ Xunyun et al, (2014) با بررسی عناصر نادرخاکی دولومیت‌های سازند مخزنی ماجیاگو در یکی از میدان‌های گازی شمال چین دریافتند که دولومیت‌های این سازند از آب دریا و در مدل نشتی – برگشتی (seepage-reflux model) تشکیل شده‌اند.
- ❖ Jiang et al, (2015) با مطالعه دولومیت‌ها و آهک‌های حوضه سیچوان چین به این نتیجه رسیدند که الگوی عناصر نادرخاکی در آهک‌ها و دولومیت‌هایی که در اثر جانشینی همان آهک‌ها تشکیل شده‌اند یکسان می‌باشند.
- ❖ Yang et al, (2018) بر اساس مطالعه عناصر نادرخاکی موجود در دولومیت‌های سازند پنج با سن اردوئیسین در حوضه اوردوس، در یکی از میدان‌های گازی شمال چین پی بردند که سیال دولومیت‌ساز از آب دریا بوده است. دولومیت‌های میکریتی با بالاترین مقادیر عناصر نادرخاکی همزمان با رسوب‌گذاری و دولومیت‌های سیلتی-میکریتی و سیلتی با عناصر

نادرخاکی سبک و کاهش عناصر نادرخاکی سنگین به صورت ثانویه در شرایط دیاژنزی تشکیل شده‌اند.

۱-۳ اهداف تحقیق

با وجود مطالعات فراوان در خصوص تشکیل دولومیت‌ها و ارائه مدل‌های مختلف هنوز هم شرایط و مکانیسم تشکیل دولومیت‌ها بطور کامل شناخته شده نیست (Schmidt et al, 2005; Wacey et al, 2007). از آنجا که در طبیعت انواع مختلف دولومیت وجود دارند، بنابراین یک فرآیند مستقل نمی‌تواند عاملی برای دولومیت‌زایی باشد، بلکه فرآیندهای پیچیده در شرایط ژئوشیمیایی مختلف عامل دولومیتی‌شدن می‌باشند. عناصر نادرخاکی به عنوان ردیاب‌های ژئوشیمیایی در تعیین ژنز و شرایط تشکیل سنگ‌های مختلف استفاده‌های زیادی دارند. در یک دهه اخیر در دنیا مطالعات گوناگونی در خصوص استفاده از عناصر نادرخاکی جهت تعیین ژنز و شرایط تشکیل دولومیت‌ها انجام شده است ولی در ایران کاربرد عناصر نادرخاکی در تعیین ژنز دولومیت‌ها برای اولین بار در بخش مخزنی یک میدان نفتی مورد بررسی قرار خواهد گرفت. این مطالعه در سازند آسماری و بر روی بخش‌های دولومیتی آن در میدان نفتی قلعه نار در فروافتادگی دزفول انجام شده است.

پاره‌ای از سوالات مطرح شده در این پژوهش عبارتند از:

- الگوی پراکندگی و فراوانی عناصر نادرخاکی در دولومیت‌های مختلف با خصوصیات مخزنی متفاوت چگونه است؟
- الگوی پراکندگی و فراوانی عناصر نادرخاکی در دولومیت‌ها با آهک‌های سازند آسماری چه تفاوت‌ها و یا شباهت‌هایی دارد؟
- شرایط ژئوشیمیایی، و دمای تشکیل دولومیت‌های مختلف چه می‌باشد؟

▪ بر اساس الگوی پراکندگی و فراوانی عناصر نادرخاکی و نیز دمای تشکیل، ژنز و مکانیزم

تشکیل دولومیت‌های مختلف چیست؟

پاسخ دادن به این سوالات کمک فراوانی به تعیین میزان و نحوه‌ی گسترش دولومیت‌های مختلف در میدان مورد مطالعه خواهد نمود که این امر موجب شناخت افق‌های با کیفیت مخزنی خوب جهت حفر چاه‌های جدید در برنامه توسعه میدان خواهد شد.

۴-۱ روش‌ها و مراحل تحقیق

بررسی سازند آسماری در میدان مورد مطالعه به شرح زیر صورت گرفته است:

۱-۴-۱ جمع آوری اطلاعات: شامل بررسی‌های مقدماتی و مطالعات انجام شده قبلی بر

روی سازند آسماری در فروافتادگی دزفول و در میدان مورد مطالعه. در این مرحله کلیه گزارشات از جمله گزارش جامع مخزن آسماری و قلعه نار که توسط شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب تهیه شده بود و همچنین کتب، مقالات و پایان نامه‌های در دسترس که در ارتباط با موضوع این پایان‌نامه بودند مورد بررسی و مطالعه قرار گرفتند.

۲-۴-۱ نمونه برداری: در این پروژه، مغزه‌های حفاری (drilling core) از چاه‌های حفر شده

در میدان قلعه نار شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب موجود بود نمونه برداری بطور سیستماتیک از مغزه‌های چاه شماره ۱۷ قلعه نار در شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب در شهر اهواز انجام شد.

۳-۴-۱ آماده‌سازی نمونه‌ها: از نمونه‌های انتخاب‌شده تعداد ۱۴ مقطع دوبرصیقل برای

مطالعات سیالات درگیر و همچنین تعداد ۱۴ مقطع صیقلی دیگر برای مطالعات طیف سنجی پلاسمای جفت شده‌ی القایی- اسپکترومتری جرمی به روش لیزرسایی تهیه شد.

۴-۴-۱ مطالعات پتروگرافی: مطالعات پتروگرافی بر روی حدوداً ۶۵۰ مقطع نازک که

توسط شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب تهیه شده بود انجام شد. این مطالعه شامل بررسی و شناخت انواع ذرات اسکلتی و غیر اسکلتی، ماتریکس، سیمان، انواع دولومیت و ریزرخساره‌های تشکیل دهنده‌ی نمونه‌ها بوده است.

۱-۴-۵ آنالیز سیالات درگیر (Fluid Inclusions Analysis): در این مرحله

تعداد ۱۴ مقطع دوبرصیقل که سیالات درگیر در دولومیت‌های آن‌ها قابل شناسایی و بررسی بودند انتخاب و در آزمایشگاه سیالات درگیر دانشگاه صنعتی شاهرود مطالعه شدند. در این بررسی دما و ترکیب شیمیایی سیالات درگیر مورد مطالعه قرار گرفتند.

۱-۴-۶ آنالیز میکروسکوپ الکترونی روبشی گسیل میدانی (FE-SEM)

(SEM و تجزیه عنصری درجا (EDS): در این مرحله تعداد ۶ نمونه از دولومیت‌های تقسیم بندی شده، به عنوان معرف، جهت تکمیل مطالعات پتروگرافی با میکروسکوپ الکترونی روبشی گسیل میدانی و تجزیه عنصری درجا، مدل Sigma 300-HV ساخت Zeiss کشور آلمان در آزمایشگاه میکروسکوپ الکترونی روبشی دانشگاه صنعتی شاهرود مورد مطالعه دقیقتر قرار گرفتند.

۱-۴-۷ آنالیز طیف سنجی پلاسمای جفت شده‌ی القایی_

اسپکترومتري جرمی به روش لیزرسایي (LA-ICP-MS Laser)

(ablation-Inductively coupled plasma mass spectrometry): در این

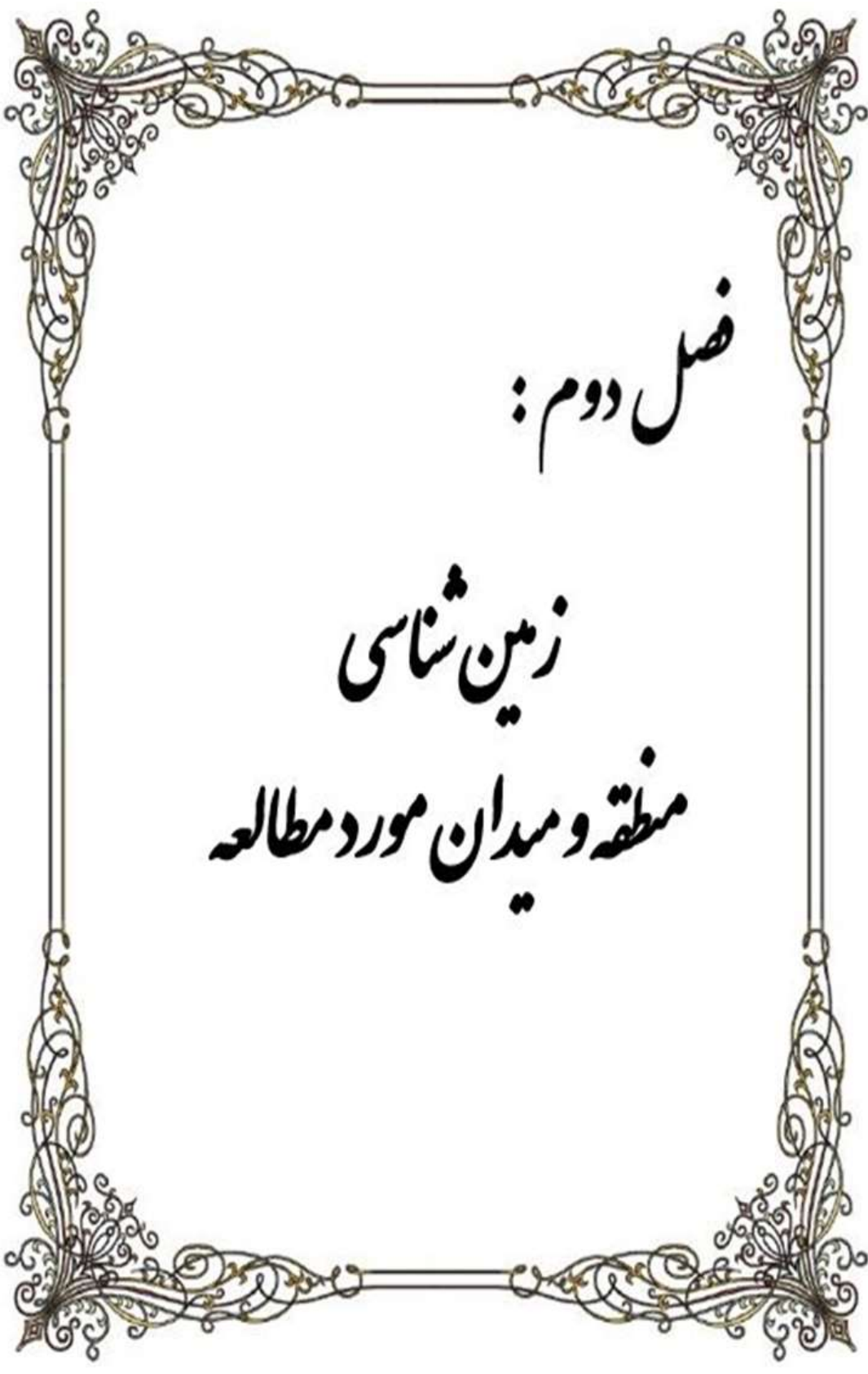
بخش جهت تعیین مقادیر عناصر نادرخاکی، تعداد ۴ نمونه مقطع صیقلی توسط میکروسکوپ پلاریزان مطالعه و کانی‌ها و ذرات مورد نظر در مقیاس‌های مختلف عکس‌برداری شدند. سپس نمونه‌ها و عکس‌ها به آزمایشگاه دانشگاه لوزان در کشور سوئیس فرستاده شد و آنالیز تعیین مقادیر عناصر نادرخاکی به روش LA-ICP-MS انجام شد.

۱-۴-۸ نتیجه گیری، تدوین و نگارش پایان نامه: نتایج حاصل از مطالعات و

آنالیزهای نمونه‌ها به همراه مطالعه مقالات و کتب مختلف و استفاده از نرم افزارهای کامپیوتری از جمله: Corel DRAW، Microsoft Office 2016 و Grapher دسته بندی، پردازش و تعبیر و تفسیر شده و تدوین و نگارش پایان نامه انجام شد.

۱-۵ ساختار پایان نامه

در فصل اول به بیان کلیات که شامل تعریف مساله و ضرورت انجام کار، تاریخچه مطالعات پیشین، اهداف تحقیق و روش‌ها و مراحل تحقیق است، پرداخته شده است. در فصل دوم، بررسی زمین‌شناسی منطقه و میدان مورد مطالعه آورده شده است. در فصل سوم به مطالعات پتروگرافی، تقسیم بندی انواع دولومیت‌ها، تعیین زون‌های مخزنی، تعیین ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری پرداخته شده است. در فصل چهارم آنالیزهای سیالات درگیر و عناصر نادرخاکی مورد بررسی و تعبیر و تفسیر قرار گرفته است. در فصل پنجم مدل‌های تشکیل دولومیت و تأثیر آن‌ها بر کیفیت مخزن مورد بررسی قرار گرفته است. در فصل ششم نتیجه‌گیری به دست آمده و پیشنهادهایی جهت ادامه روند بهتر تحقیق‌ها ارائه شده است.



فصل دوم:

زمین‌شناسی منطقه و میدان مورد مطالعه

۲-۱ مقدمه

میدان نفتی قلعه نار، از لحاظ پهنه‌بندی رسوبی- ساختاری و موقعیت جغرافیایی بخشی از زاگرس چین‌خورده است که در جنوب غرب ایران قرار دارد. در این فصل در طی بررسی‌های زمین‌شناسی، نخست جایگاه زمین‌ساختی کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس، پهنه زاگرس چین‌خورده، فروافتادگی دزفول و سپس موقعیت میدان نفتی قلعه نار و چینه‌شناسی سازندهای موجود در چاه‌های حفر شده این میدان مورد مطالعه قرار گرفته است.

۲-۲ زمین‌شناسی کمربند چین‌خورده-رانده شده زاگرس

(Zagros Fold-Thrust Belt)

کمربند چین‌خورده-رانده شده زاگرس، با طول ۱۸۰۰ کیلومتر و عرض ۱۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر، بخشی از کوهزایی آلپ- هیمالیا می‌باشد. این پهنه با ضخامت حدود ۶ تا ۱۶ کیلومتر رسوبات، جنوب و جنوب غرب ایران را در برمی‌گیرد. کمربند زاگرس با روند شمال‌غربی- جنوب‌شرقی از شمال‌غرب توسط گسل راستالغز و چپگرد شرق آناتولی و از جنوب شرق به گسل میناب- عمان (گسل زندان) محدود می‌شود (درویش زاده، ۱۳۷۰؛ Alavi, 2004).

از نظر تکتونیکی، کمربند چین‌خورده-رانده شده زاگرس، پس از بسته شدن اقیانوس تتیس جوان، در اثر برخورد دو صفحه عربی و ایران مرکزی بوجود آمده است (Alavi, 2004; Kordi, 2019). این دو صفحه در اوایل پالئوزوئیک جزئی از ابرقاره گندوانا بودند. در زمان کربونیفر پسین تا پرمین پسین ایجاد ریفت درون قاره‌ای در حاشیه شمال شرقی گندوانا موجب تشکیل تتیس جوان بین دو صفحه عربی و ایران شد. باز شدگی اقیانوس تا اواخر تریاس ادامه داشت تا اینکه با ایجاد ریفت و بازشدگی اقیانوس‌های اطلس و هند، صفحات عربی و ایران شروع به همگرایی نمودند. در این زمان اقیانوس تتیس جوان شروع بسته شدن نمود. برخورد دو صفحه و فرورانش صفحه عربی به زیر صفحه ایران در

زمان میوسن پسین، موجب بسته شدن کامل اقیانوس تتیس جوان شد. همگرایی و فشارش وارده که در حال حاضر نیز ادامه دارد موجب چین خوردگی رسوبات ضخیم و ایجاد کمر بند چین خورده-رانده شده زاگرس گردیده است (Alavi, 2004; Kordi, 2019).

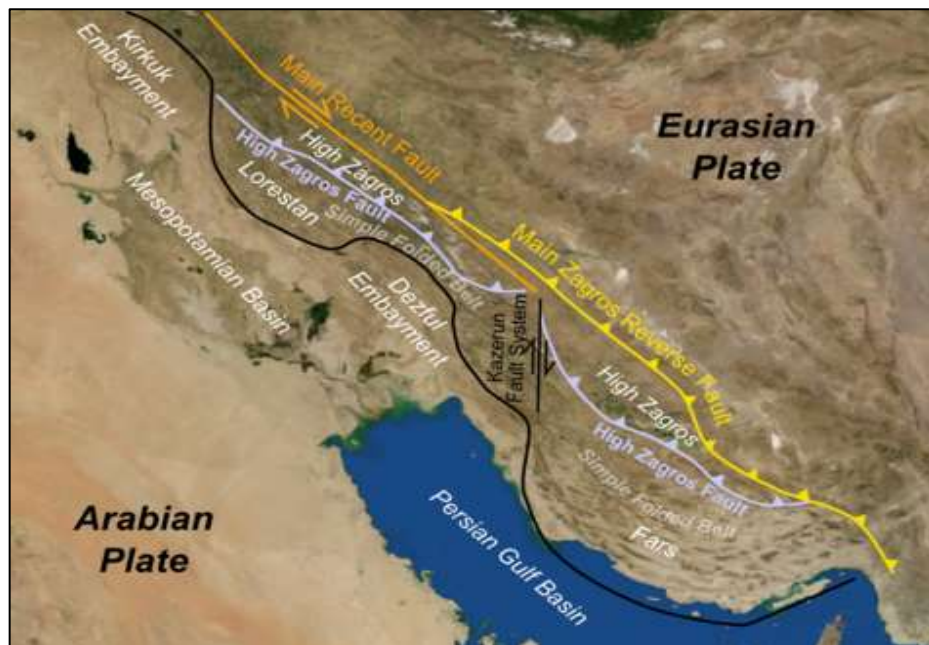
کمر بند چین خورده-رانده شده زاگرس به دلیل وجود چین های بزرگ، منظم و جوان و همچنین ذخایر هیدروکربنی موجود در بسیاری از تاق دیس های آن، از جایگاه ویژه ای برخوردار بوده و به عنوان یکی از غنی ترین حوضه های هیدروکربنی دنیا به شمار می رود (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۲: میدان های نفتی و گازی ایران (شرکت نفت مناطق مرکزی ایران، ۲۰۱۵).

تغییرات ساختاری، رخساره های رسوبی و ساختمانی این کمر بند، زمین شناسان را بر آن داشته تا این پهنه را به واحدهای کوچکتری تقسیم نمایند. تاکنون تقسیمات مختلفی برای پهنه زاگرس ارائه شده است (شرکتی، ۱۳۸۴، Setudehnia, 1978، Stockline, 1968، Berberan, 1977، James and Wynd, 1965، Falcon, 1974). اشتوکلین سال ۱۹۶۸، از لحاظ ساختاری و زمین ریخت شناسی، زاگرس را از شمال شرق به جنوب غرب، به سه زیر پهنه زاگرس مرتفع (High Zagros)، زاگرس ساده

چین خورده (Simple Folded Belt) و دشت خوزستان تقسیم نمود (شکل ۲-۲). با توجه به قرار گیری میدان مورد مطالعه در پهنه زاگرس چین خورده، به شرح مختصر این زیرپهنه پرداخته می شود.



شکل ۲-۲: زمین ریخت شناسی و تقسیم بندی زیر پهنه های زاگرس، زاگرس مرتفع، زاگرس ساده چین خورده (Stockline, 1968).

۲-۳ زیرپهنه زاگرس چین خورده (Zagros Folded Zone)

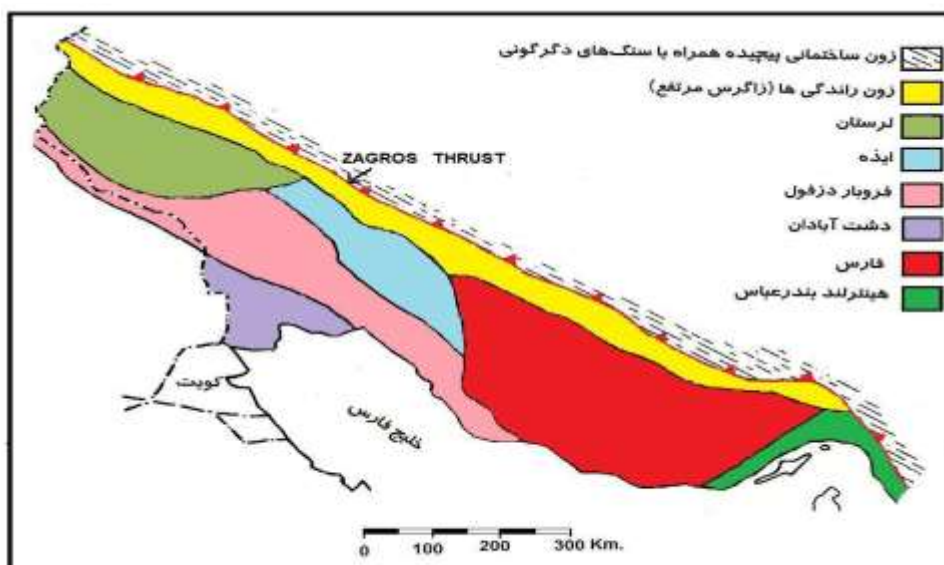
زیرپهنه زاگرس ساده چین خورده یا زاگرس بیرونی، در جنوب غرب ایران، با عرض ۱۵۰-۲۵۰ کیلومتر و روند شمال غربی - جنوب شرقی واقع شده که فروافتادگی (Trough) حاشیه ای و کراتونی سپر عربستان را تشکیل می دهد. در زاگرس چین خورده، رسوبات پالئوزوئیک و مزوزوئیک و ترشیاری با ضخامت بیش از ۱۰ کیلومتر روی هم قرار دارند (درویش زاده، ۱۳۷۰). این زیرپهنه در طی مزوزوئیک و سنوزوئیک در حال فرو نشست پیوسته بوده و توالی های ضخیمی از رسوبات در آن انباشته شده است. در زاگرس چین خورده، رخنمونی از سنگ های پرکامبرین دیده نشده و حفاری ها نیز تا الان به پی سنگ (Basement) نرسیده است (آقانباتی، ۱۳۸۳). با توجه به بررسی های ژئوفیزیکی، باور بر این

است که پی‌سنگ پرکامبرین زاگرس در این زیرپهنه، ادامه شمال-شمال‌شرقی سپر نوبی-عربی است (Arabian Nubian Shield).

در زاگرس چین‌خورده سنگ‌های پرکامبرین تا تریاس میانی، رخساره گندوانایی و مشابه با نواحی دیگر ایران دارند، ولی توالی‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک آن نسبت به رسوبات همزمان دیگر در ایران، دارای رخساره‌های سنگی و زیستی متفاوتی می‌باشند و بیشتر معرف رخساره‌های جنوب تتیس جوان است.

از لحاظ ساختمانی، زیرپهنه زاگرس چین‌خورده به وسیله تاقدیس‌ها و ناودیس‌های موازی و دو پلانژه با امتداد شمال‌غرب-جنوب‌شرق که اکثراً در اثر مکانیسم چین‌خوردگی خمشی-لغزشی شکل گرفته‌اند، مشخص گردیده است (Colman-Sadd, 1978). اکثر مخازن نفتی زاگرس، تاقدیس‌های کشیده-ای هستند، که غالباً در طی میوسن-پلیوسن بوجود آمده‌اند. تولید اصلی نفت در این تاقدیس‌ها از سازندهای آسماری، ایلام، سروک و گروه خامی می‌باشد (مطیعی، ۱۳۷۴).

مطیعی (۱۳۷۴) زاگرس چین‌خورده را به زیربخش‌های فروافتادگی دزفول، فروافتادگی کرکوک، فارس، لرستان، ایزه، دشت آبادان و پشت خشکی بندرعباس تقسیم نموده است (شکل ۲-۳). میدان قلعه نار در زون فروافتادگی دزفول قرار دارد.



شکل ۲-۳: تقسیمات ساختمانی زاگرس (مطیعی، ۱۳۷۲).

۲-۴ فروافتادگی دزفول (Dezful Embayment)

فروافتادگی دزفول بخشی از زاگرس چین خورده است که در آن سازند آسماری و طبقات قدیمی تر از آن رخنمون سطحی ندارند. این پهنه از دیدگاه زمین شناسی نفت حائز اهمیت زیادی است و با وجود مساحت نسبتاً کم (حدود ۶۰۰۰۰ کیلومترمربع)، اکثر مخازن نفتی کشورمان (بیش از ۴۵ میدان)، از جمله میدان نفتی قلعه نار در آن قرار گرفته است (Bordenave, 1995). بیش از ۸۵ درصد نفت تولیدی ایران در زون فروافتادگی دزفول قرار دارد که ۹۸ درصد نفت آن‌ها در مخازن سازند آسماری و گروه بنگستان (سازندهای سروک و ایلام) جا گرفته است (Bordenave, 2002).

از لحاظ زمین شناسی ساختاری، در مورد شروع شکل‌گیری فروافتادگی دزفول نظریات مختلفی عنوان شده است بطور مثال (Adams, 1969, Adams & Bourgeois, 1967)، زمان شکل‌گیری آن را به اکتیانین نسبت می‌دهند، مطیعی (۱۳۷۲) زمان بوردیگالین به بعد را برای شروع شکل‌گیری این زون تخمین زده است، در حالی که قلاوند (۱۳۷۵) شروع شکل‌گیری گرابن عظیم دزفول را به کرتاسه پیشین نسبت داده است. اما به نظر می‌رسد ساختمان‌های درون این فروافتادگی و خطواره‌های محاط آن، احتمالاً در تریاس و ژوراسیک و شاید قدیمی‌تر فعال بوده‌اند که این فعالیت تا میوسن میانی همچنان ادامه داشته است. بنابراین در شکل‌گیری این فروافتادگی و تکوین کمربند چین خورده- تراستی زاگرس، گسل‌ها و خطواره‌های پی‌سنگی نظیر گسل قطر-کازرون، ایزه، خمش بالارود و گسل جبهه کوهستان موثر بوده است (Sepehr, 2001). در این میان، عملکرد توام گسل راست‌گرد قطر-کازرون و خطواره چپ‌گرد بالارود نقش اساسی‌تر داشته است، به گونه‌ای که این زون‌های گسله، رسوب‌گذاری، تغییر شکل و به تله افتادن هیدروکربور را در کنترل خود داشته‌اند (آقاباتی ۱۳۸۳). در اثر عملکرد این دو گسل پی‌سنگی، فروافتادگی دزفول نسبت به دو ناحیه لرستان و فارس، دچار فرونشینی شده که نتیجه آن ایجاد گرابن (Graben) عظیمی در این منطقه می‌باشد. در حد بین دو

گسل مذکور حوضه‌ای با فرونشست (Subsidence) شدید ایجاد شده که ضخامت عظیمی از رسوبات (حدود ۱۴ تا ۱۶ کیلومتر) از کامبرین تا پلیو-پلیستوسن را در خود جای داده است، در حالی که در دو ناحیه مجاور آن یعنی لرستان و فارس ضخامت رسوبات به ۶ کیلومتر تقلیل می‌یابد. علت آن مرتفع بودن این دو ناحیه نسبت به بخش میانی (فروافتادگی دزفول) می‌باشد که عکس‌های هوایی و نقشه‌های زمین شناسی و چاه‌های حفاری شده نیز این مسئله را تایید می‌کنند (گزارش شماره ۹۵۲۵ شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب).

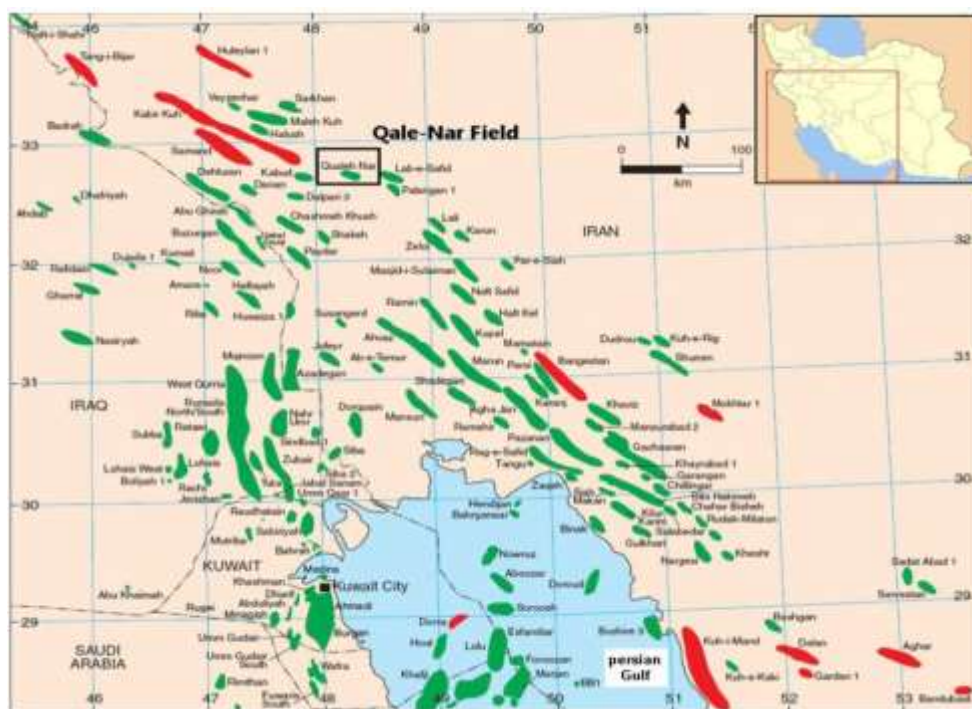
فرو افتادگی دزفول در شمال با گسل بالارود با روند شرقی - غربی مشخص شده و مرز شرقی آن گسل کازرون بوده و مرز شرق- شمال شرقی آن مشتمل بر گسل ایزه و جبهه کوهستانی است. از لحاظ ساختاری فروافتادگی دزفول به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم می‌شود که گسل هنديجان- بهرگانسر مرز بین این دو بخش است و میدان قلعه نار در شمال این فروافتادگی قرار می‌گیرد. ناحیه دزفول جنوبی در استان‌های خوزستان، بوشهر، کهکویه و بویراحمد، چهارمحال بختیاری و غرب فارس جای دارد. این منطقه در بین طول‌های ۴۹ تا ۵۱ درجه شرقی و عرض‌های ۲۹ تا ۳۱ درجه شمالی قرار دارد. در این ناحیه میدان‌های بزرگی مثل بی بی حکیمه، رگ سفید، پازنان، آغاجاری، گچساران و چندین میدان نفتی دیگر قرار دارد.

ناحیه دزفول شمالی دارای وسعتی معادل ۲۰۰ در ۲۵۰ کیلومتر است که از جنوب به میدان سوسنگرد، از جنوب شرق به میداین شادگان و رامشیر، از شمال غرب به میداین کارون و لالی و از شمال شرق به میدان پرسیاه محدود شده است. تاکنون در این ناحیه ۲۲ میدان نفتی از جمله میداین اهواز، قلعه نار، مارون، کوپال، آغاجاری، مسجد سلیمان، لالی، پارسی، زیلایی و غیره اکتشاف شده است. ساختمان قلعه نار در کمربند ساده چین‌خورده زاگرس و با امتداد شرقی-غربی در شمال فروافتادگی دزفول شمالی قرار گرفته است.

۲-۵ موقعیت جغرافیایی و مشخصات کلی میدان قلعه نار

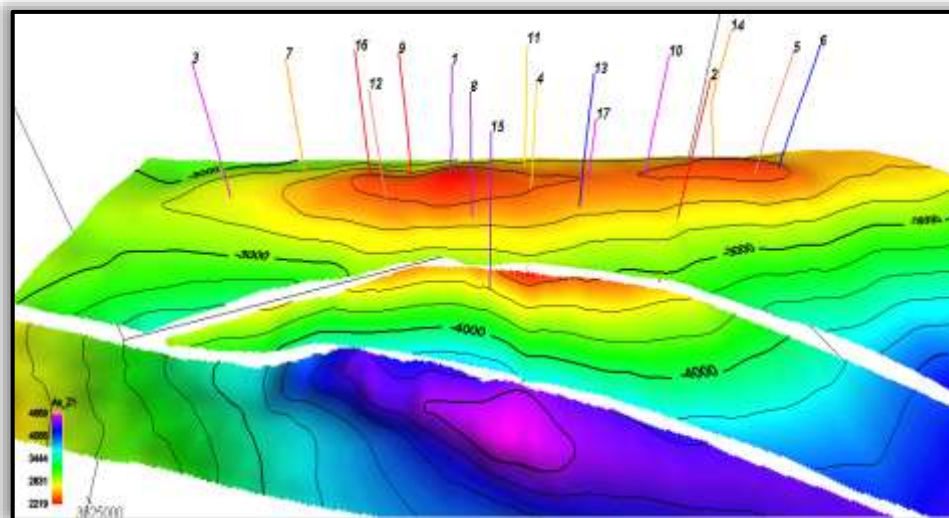
میدان نفتی-گازی قلعه نار در بخش شمالی فروافتادگی دزفول در حدود ۳۰ کیلومتری شمال شهرستان اندیمشک قرار دارد. این میدان از لحاظ موقعیت جغرافیایی بین خطوط ۲۳۴۰۰۰ تا ۲۶۲۰۰۰ شرقی و ۳۶۳۰۰۰۰ تا ۳۶۱۴۰۰۰ شمالی در سیستم مختصات Utm-39N قرار دارد. میدان قلعه نار نسبت به میادین مجاور، از شرق توسط میدان لبسفید، از غرب توسط میدان کبود، از شمال توسط میادین بالارود و تاقدیس چناره و از جنوب توسط میدان کهنک محدود می‌شود (شکل ۲-۴).

این میدان در سال ۱۳۵۳ با حفر چاه اکتشافی شماره یک که تا عمق ۴۵۷۲ متری (سازند سروک) حفاری گردیده، توسط شرکت اسکو کشف شد، ولی تولید اقتصادی آن از سال ۱۳۷۲ آغاز گردیده است. تاقدیس این میدان دارای روند تقریبی شرقی-جنوب شرقی و غربی-شمال غربی می‌باشد که در افق سازند آسماری دارای طول ۲۵ کیلومتر و عرض متغیر و به طور متوسط ۸/۵ کیلومتر می‌باشد (گزارش شماره ۹۵۲۵ شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب).



شکل ۲-۴: موقعیت میدان نفتی قلعه نار در زاگرس (گزارش شماره ۹۵۲۵ شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب).

تاکنون ۲۰ حلقه چاه در این میدان حفاری و تکمیل شده است که اطلاعات ۱۷ چاه در دسترس می- باشد (شکل ۲-۵). از این ۱۷ حلقه چاه، تعداد ۵ حلقه از آن‌ها در افق گروه بنگستان و مابقی ۱۱ حلقه چاه در مخزن سازند آسماری تکمیل گردیده است. مخزن آسماری این میدان از نفت فوق اشباع با نفتی به مرغوبیت ۲۹/۷ درجه API می‌باشد. از لحاظ مورفولوژیکی، میدان قلعه نار در افق سازند آسماری نامتقارن با دو کوهانک و یک چین دو پلانژه (Double Plunge) است که دماغه شرقی آن با میدان بالارود تداخل پیدا کرده است. گسل‌های موجود در میدان قلعه نار شامل سه گسل اصلی می- باشد. گسل بالارود که به موازات یال شمالی تاقدیس می‌باشد و یال شمالی تاقدیس را تحت تأثیر قرار داده است. این گسل امتدادلغز از انشعابات گسل اصلی بالارود می‌باشد. دو گسل تراستی دیگر نیز در یال جنوبی تاقدیس قرار گرفته است. تاقدیس میدان قلعه نار بر روی افق سازند آسماری ساختاری نامتقارن دارد که یال جنوبی آن شیب بیشتری نسبت به یال شمالی دارد و محور تاقدیس در شرق و غرب مخزن کمی به سمت شمال متمایل شده است. شیب یال جنوبی بین 15° تا 25° و شیب یال شمالی نیز بین 5° تا 10° می‌باشد. روند محوری از غرب به شرق در افق سازند آسماری آریزیموت 105° درجه را نشان می‌دهد. سطح محوری این چین با توجه به اختلاف کم شیب یال شمالی و جنوبی، تمایل کمی به سمت جنوب نشان می‌دهد. میزان زاویه میل محور چین در دماغه غربی در حدود 5° و این زاویه در دماغه شرقی حدود 4° می‌باشد. بر اساس تفسیر سه بعدی انجام شده، بستگی قائم در این میدان با در نظر گرفتن عمق ۲۸۴۰- برای سطح آب و نفت حدود ۵۴۰ متر می‌باشد. سازند مخزنی آسماری در میدان قلعه نار دارای متوسط ضخامت چین‌های (ایزوپک) ۳۸۱/۵ متر است. حداکثر ضخامت چین‌های حدود ۴۵۵/۷ متر در چاه ۲ (بخش جنوب شرقی مخزن) و کم‌ترین ضخامت چین‌های حدود ۳۰۴/۲ متر در چاه ۳ (بخش غربی مخزن) گزارش شده است.

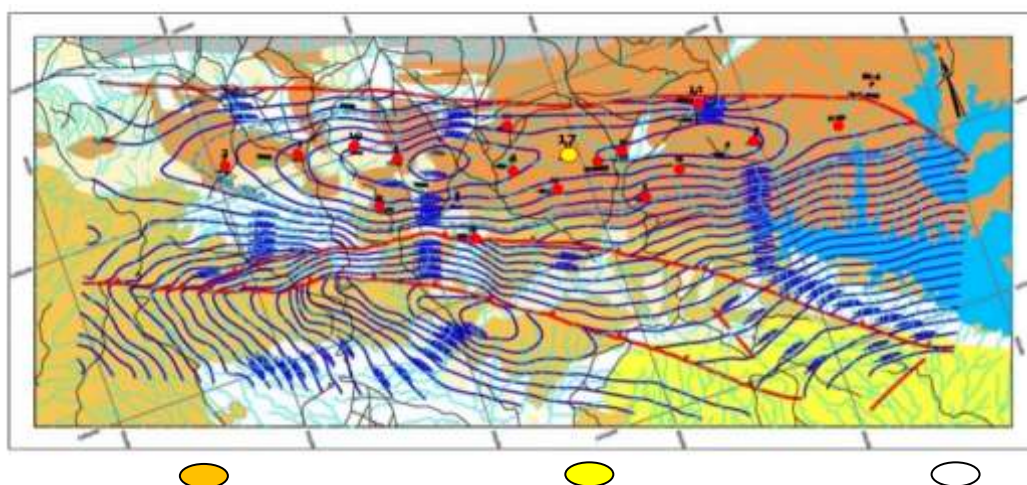


شکل ۲-۵: سطوح سرسازندی مخزن آسماری میدان قلعه نار و موقعیت چاهها (اقتباس از گزارش شماره ۹۵۲۵ شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب).

۲-۶ چینه شناسی منطقه و میدان مورد مطالعه

۲-۶-۱ سازندهای سطحی در منطقه

از لحاظ چینه‌ای رسوبات رخنمون یافته در سطح زمین در این میدان شامل سازندهای بختیاری، آغاچاری و رسوبات آبرفتی عهد حاضر می‌باشند. نحوه‌ی توزیع و پراکندگی این سازندها در شکل ۲-۶ نشان داده شده است.



سازندآغاچاری

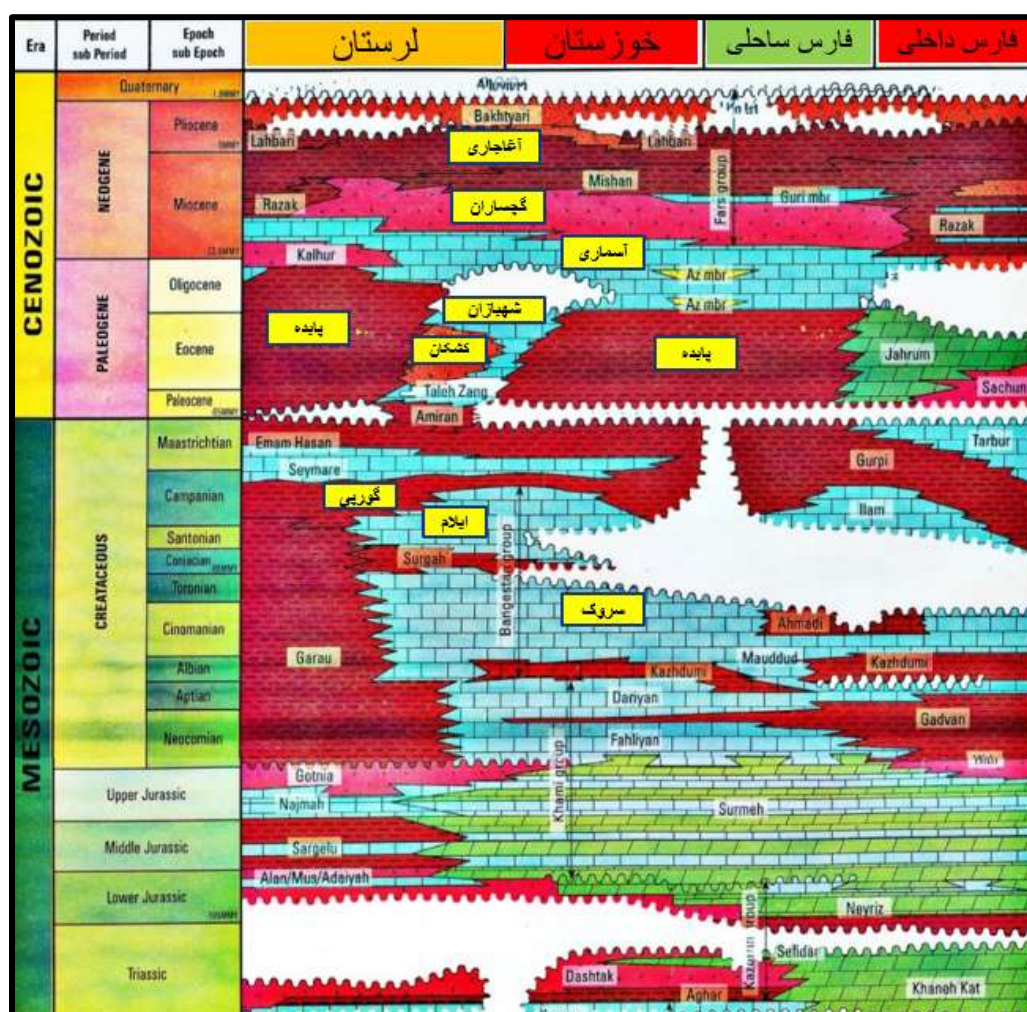
سازندبختیاری

آبرفت

شکل ۲-۶: رسوبات رخنمون یافته منطقه در سطح زمین (گزارش شماره ۹۵۲۵ شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب).

۲-۶-۲ سازندهای زیر سطحی حفاری شده در میدان قلعه نار

سازندهای حفاری شده در چاههای میدان قلعه نار به ترتیب از بالا به پایین عبارتند از: آغاچاری، گچساران، آسماری، پابده بالایی، شهبازان، کشکان، پابده پایینی، گورپی، ایلام و سروک (شکل ۲-۷). در میدان قلعه نار سازند میشان دیده نشده است و سازندهای شهبازان و کشکان نیز بصورت بین انگشتی در سازند پابده وجود دارند. با توجه به اینکه سازند مخزنی اصلی در میدان مورد مطالعه و همچنین هدف این پژوهش، سازند آسماری می باشد، در این بخش به شرح چینه شناسی سازند آسماری و سازندهای جوان تر حفر شده در میدان، از جدید به قدیم پرداخته خواهد شد.



شکل ۲-۷: ستون چینه شناسی زاگرس از زمان کامبرین تا ترشیاری (مطبعی، ۱۳۷۲).

۲-۶-۲-۱ سازند آغاچاری

برش نمونه سازند آغاچاری در طول جاده امیدیه به طرف چاه‌های میدان نفتی آغاچاری مطالعه شده است. در این برش، سازند آغاچاری شامل ۲۹۶۶ متر تناوب تکراری چرخه‌هایی است که به طرف بالا دانه‌ریز می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۳). سازند آغاچاری در میدان قلعه نار رخنمون سطحی نیز داشته و متشکل از تناوب مارن‌های قرمز همراه با ماسه‌سنگ قهوه‌ای مایل به قرمز، سیلتی و کلسیتی و رگه‌های ژئوپس و کمی مارن خاکستری که در قاعده بر ضخامت این لایه ها (مارن‌های خاکستری) اضافه می‌گردد. در میدان قلعه نار بیش‌ترین ضخامت گزارش شده این سازند در چاه شماره ۱۵ و به میزان ۲۵۷۳ متر حفاری می‌باشد.

۲-۶-۲-۲ سازند گچساران

سازند تبخیری گچساران یک واحد سنگی با رفتار شکل پذیر است که در سطح زمین برش کامل ندارد و برش تلفیقی چاه‌های میدان گچساران به‌عنوان برش الگو دانسته می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۳). از نظر سنگ‌شناسی سازند گچساران در خوزستان شامل ۱۶۰۰ متر انیدریت، نمک، مارن‌های قرمز و خاکستری، سنگ‌آهک و مقدار کمی شیل بیتومین‌دار می‌باشد (مطیعی، ۱۳۷۲). مرز هر دو حد بالایی و پایینی این سازند با واحدهای قدیمی‌تر و جوانتر واضح (Sharp) و پیوسته است (مطیعی، ۱۳۷۲). این سازند متشکل از ۷ بخش می‌باشد که در برخی نواحی، این ۷ بخش (بجز بخش ۱) بطور مجزا قابل تفکیک نمی‌باشند. سازند گچساران بر روی سازند آسماری و در زیر سازند میشان قرار دارد ولی درمیدان قلعه نار بعلت آنکه سازند میشان رسوب‌گذاری نگردیده است، سازند گچساران در زیر بلافصل سازند آغاچاری قرار دارد. از نظر سنگ‌شناسی سازند گچساران در میدان قلعه نار شامل انیدریت، مارن خاکستری و قرمز، نمک و کمی سنگ‌آهک می‌باشد.

بیشترین ضخامت حفاری شده این سازند درچاه شماره ۱۱ به میزان ۱۸۹۳/۵ متر و کمترین ضخامت درچاه ۱۲ به میزان ۶۴۴/۵ متر می باشد. بخش های ۵-۷ سازند گچساران در این میدان غیرقابل تفکیک بوده و عمدتاً شامل انیدریت، مارن های قرمز، خاکستری، کمی نمک و سنگ آهک می باشند. بخش های ۲-۴ عمدتاً از نمک، انیدریت و به مقدار کمتری مارن قرمز می باشد. بخش ۱ سازند گچساران (پوش سنگ) عمدتاً انیدریت، مارن خاکستری و نمک با درصد کمی سنگ آهک و شیل بیتومین دار می باشد. ضخامت آن درچاه های مختلف، متفاوت و از ۴۷ تا ۶۵ متر متغیر می باشد.

۲-۶-۲ سازند آسماری

سازند آسماری به سن الیگوسن-میوسن مهم ترین سنگ مخزن نفتی ایران در فروافتادگی دزفول در حوضه رسوبی زاگرس ایران است و چون برای نخستین بار در خاورمیانه در آن نفت کشف شده است معروفیت جهانی دارد. سازند آسماری جوان ترین و کم عمق ترین افق تولید نفت در جنوب غربی ایران (پهنه زاگرس) است و در اکثر میادین نفت خیز فروافتادگی دزفول تشکیل شده است. این سنگ مخزن ذخایر نفتی و گازی ۶۲ میدان نفتی را تأمین می کند که از میان آن ها ۱۴ میدان فوق عظیم و ۱۲ میدان عظیم در رده بندی جهانی طبقه بندی شده اند. به دلایل مذکور، اکتشافات و بهره برداری از این سازند به عنوان مهم ترین هدف از ابتدای قرن بیستم، مورد بیشترین توجه بوده است.

در گذشته از این واحد سنگی به نام هایی مانند سازند آهکی جریب، سازند آهکی کلهر و سنگ آهک خمیر یاد می شد، ولی سازندهای یاد شده، تنها با بخشی از برش الگوی سازند آسماری مترادف است و تمامی اسم سازند را در بر نمی گیرند (Busk & Mayo, 1918). نام این سازند از کوه آسماری (جنوب شرق مسجد سلیمان) اقتباس و برش الگوی آن در تنگ گل ترش کوه آسماری واقع در جنوب شرق مسجد سلیمان و شمال شرق هفتگل، توسط ریچاردسون (Richardson, 1924) اندازه گیری شده، اما در سال ۱۹۴۸ میلادی برش نمونه این سازند بصورت دقیق توسط توماس مورد مطالعه قرار گرفت (Thomas, 1948). این سازند با ضخامت ۴۳۰ متر به طور عمده از سنگ آهک های سفید تا

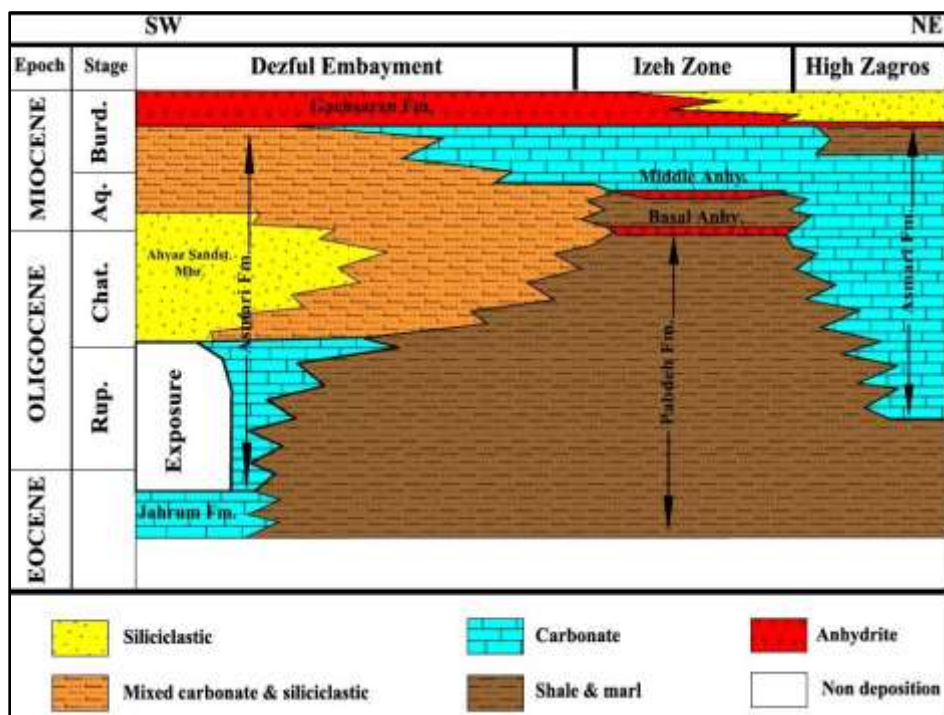
خاکستری (که در آن درزه‌های فراوان گسترش دارند)، آهک‌های رسی، دولومیت خاکستری، لایه‌های شیلی و کمی انیدریت تشکیل شده که به طور پیوسته بر روی سازند پابده و در زیر سازند گچساران قرار گرفته است. توسعه شکستگی‌ها و سیستم‌های درز و شکاف باعث افزایش توان مخزنی سازند آسماری شده است (Al- Sharhan and Nairn, 1995 و Ziegler, 2001).

آدامز (Adams, 1969) براساس خصوصیات سنگ شناسی، طبقه‌بندی سه گانه‌ای برای سازند آسماری ارائه نمود که شامل آسماری فوقانی، میانی و زیرین بوده که در ادامه بصورت خلاصه به آن‌ها اشاره می‌شود.

آسماری بالایی: شامل تناوبی از سنگ آهک‌های وکستون و پکستون است که در بعضی مناطق دولومیتی شده و همراه با آن انیدریت دیده می‌شود.

آسماری میانی: این بخش خود به دو قسمت بالایی و پایینی تقسیم می‌شود که در قسمت بالایی گسترش سنگ آهک‌های مادستونی، وکستونی و دولومیت‌های دانه ریز دیده می‌شود و در قسمت پایینی گسترش وکستون و پکستون‌های بشدت دولومیتی شده بصورت یکنواخت دیده می‌شود. آسماری زیرین: متشکل از آهک‌های یکنواخت با بافت‌های وکستون و پکستون و گاهی دولومیتی شده می‌باشد.

سازند آسماری در ناحیه فروافتادگی دزفول دارای حداکثر گسترش جغرافیایی است (شکل ۲-۸). از سمت شمال غربی تا خاک عراق و از جنوب شاید تا عمان هم دیده شود. این سازند نواحی فارس تا خلیج فارس را هم در برمی‌گیرد (مطیعی، ۱۳۷۴). از نظر سنی سازند آسماری از الیگوسن شروع و تا بوردیگالین (۱۸ تا ۳۶ میلیون سال قبل) ادامه می‌یابد. فسیل شاخص این سازند نومولیت می‌باشد. قاعده سازند آسماری چند زمانه است، در امتداد جبهه کوهستانی و میدان‌های جنوب آن، قسمت پایین آن دارای سن الیگوسن و در میدان‌های نفتی شمال فروافتادگی دزفول این قسمت با انیدریت قاعده‌ای (Basal anhydrite) آسماری با سن اکتانین مشخص می‌شود (مطیعی، ۱۳۷۲).



شکل ۲-۸: گسترش سنگ چینه‌ای سازند آسماری در فروافتادگی دزفول (برگرفته از van Buchem et al, 2010).

سازند آسماری در لرستان و ناحیه فارس رخنمون دارد و در بعضی از نواحی مثل فارس، سازند آسماری کم ضخامت شده و بر روی سازند جهرم قرار می‌گیرد. سازند آسماری در مرز زیرین خود، عمدتاً شیل و مارن‌های سازند پابده را بطور هم‌شیب می‌پوشاند، ولی در مرکز لرستان با ناپیوستگی فرسایشی، روی سازند آهکی و دولومیتی شهبازان قرار می‌گیرد. در بخشی از نواحی فارس هم به حالت ناپیوستگی فرسایشی سازند جهرم را فرا می‌گیرد. در مرز فوقانی، سازند گچساران قرار دارد که در بخش مهمی از جنوب غرب ایران سازند آسماری را به حالت هم‌شیب می‌پوشاند. در فارس داخلی هم سازند رازک که جانشین سازند گچساران می‌شود، بطور هم‌شیب بر روی سازند آسماری قرار می‌گیرد.

سازند آسماری در برش الگوی خود تقریباً به صورت کامل، لیتولوژی کربناتی دارد ولی در بخش جنوب‌غربی منطقه لرستان، به صورت مختلط کربناتی- تبخیری و در منطقه جنوب‌غربی زاگرس (فروافتادگی دزفول)، به صورت مختلط کربناتی- آواری دیده می‌شود. از نظر سنگ شناسی، این سازند

به صورت غالب از کربنات (آهک تا دولومیت) تشکیل شده است ولی دو عضو ماسه‌سنگی و تبخیری نیز در این سازند وجود دارند که به ترتیب با عنوان بخش ماسه‌سنگی اهواز و بخش تبخیری کلهر نامگذاری شده‌اند (James and Wynd, 1965).

عضو ماسه سنگی اهواز معادل سازند آواری غار در عراق و کویت است و بیشتر در بخش غربی و مرکزی زاگرس گسترش دارد، در حالی که عضو تبخیری کلهر عمدتاً در بخش شمال غربی زاگرس حضور دارد. در بیشتر مناطق زاگرس، سازند آسماری در یک روند رخساره‌ای پسروده، بر روی سازند پلاژیک پابده و در زیر سازند تبخیری- آواری گچساران قرار گرفته است (Adams and Bourgeois, 1967).

۲-۶-۲-۴ بخش تبخیری کلهر در سازند آسماری

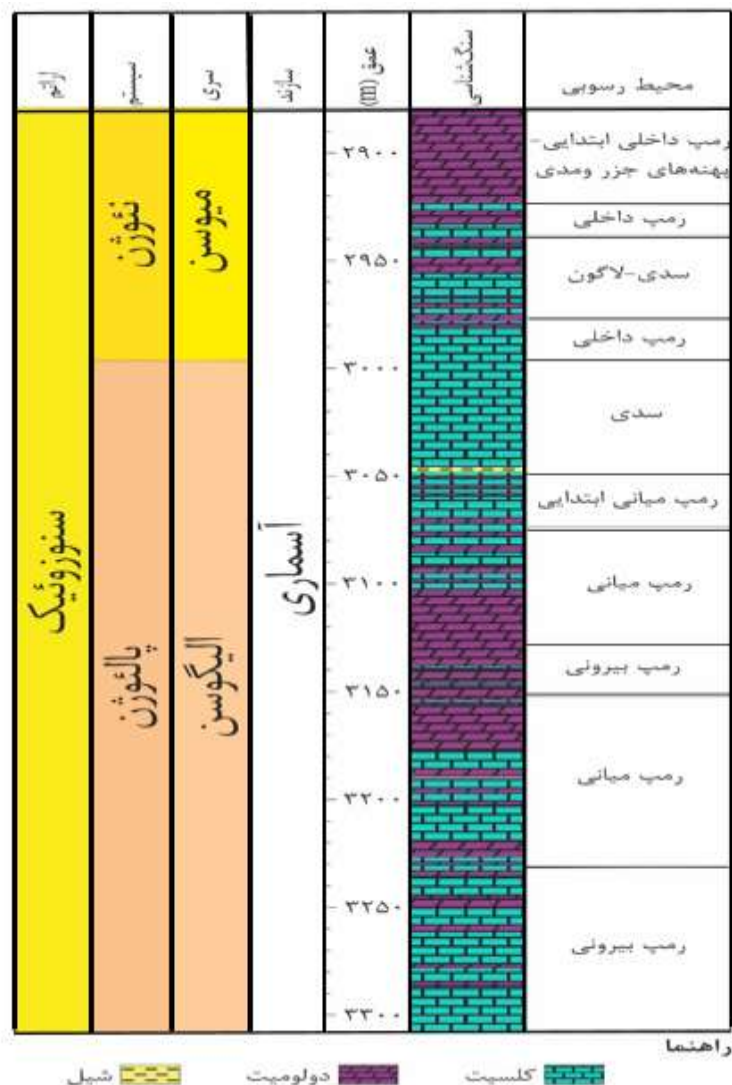
این بخش به سن میوسن پایینی و با ضخامت ۱۱۹ متر در جنوب غرب لرستان (دامنه جنوبی کوه اناران) و میدان‌های نفتی شمال غرب فروافتادگی دزفول، که از ژپیس، مارن، آهک مارنی و میان لایه های نازک آهکی تشکیل شده بصورت جانبی در تداخل با ردیف کربناتی آسماری دیده می‌شود. گسترش کمتری از این بخش، بنام انیدریت قاعده آسماری (Basal anhydrite) در امتداد میدان‌های مسجدسلیمان، نفت سفید، زیلایی، هفتکل، ماماتین و پارسی وجود دارد (مطیعی، ۱۳۷۴ James and Wynd, 1965). این بخش در میدان قلعه نار مشاهده نمی‌شوند.

۲-۶-۲-۵ بخش ماسه‌سنگی اهواز در سازند آسماری

در ائوسن پایانی-الیگوسن، فرسایش سپر عربستان و رسوبگذاری رسوبات تخریبی در محیط‌های رودخانه‌ای و دلتایی موجب تشکیل بخش ماسه سنگی اهواز گردیده است. بخش ماسه سنگی اهواز دارای دو بخش زیرین (به سن الیگوسن و معادل آسماری زیرین) و بالایی (به سن میوسن زیرین و معادل آسماری میانی و بالایی) می‌باشد و در نواحی جنوبی فروافتادگی دزفول دیده می‌شود. معادل

این بخش در جنوب غرب خوزستان، خلیج فارس، کویت و عراق تحت عنوان سازند غار (Ghar) نامیده می‌شود که بطور بین انگشتی در بخش زیرین آسماری قرار می‌گیرد. بخش ماسه سنگی اهواز در چاه‌های میادین نفتی اهواز، مارون، منصوری، آب تیمور، جفیر، دارخوین و خرّمشهر و... با ردیفی از آهک‌های ماسه‌ای، ماسه‌سنگ‌آهکی و آهک در تناوب با آهک و شیل مشخص می‌شود (مطیعی، ۱۳۷۲). در میدان قلعه نار بخش ماسه سنگی اهواز گزارش نگردیده است.

سازند آسماری در میدان قلعه نار بطور عمده از سنگ‌های آهکی سفید تا خاکستری، دولومیت خاکستری، لایه‌های نازک شیلی و کمی انیدریت تشکیل شده است. متوسط ضخامت چینه‌ای سازند آسماری در این میدان حدود ۳۸۱/۵ متر می‌باشد. حداکثر ضخامت حدود ۴۷۷/۵ متر در جنوب شرق میدان (چاه شماره ۲) و حداقل ضخامت حدود ۳۰۴/۲ متر در غرب میدان (چاه شماره ۳) گزارش شده است. شکل (۲-۹) ستون چینه شناسی سازند آسماری در چاه شماره ۱۷ میدان نفتی قلعه نار را نشان می‌دهد.



شکل ۲-۹: ستون چینه شناسی سازند آسماری در چاه شماره ۱۷ میدان نفتی قلعه نار.

۲-۷ زون‌های مخزنی سازند آسماری در میدان قلعه نار، بر

اساس رخساره‌های الکتریکی (الکتروفاسیس)

تعیین رخساره‌های الکتریکی یا الکتروفاسیس‌های مخزنی از مباحث مهم در زمین شناسی نفت می‌باشد که در تعیین بخش‌های با کیفیت مخزنی خوب در میدان اهمیت زیادی دارد. اطلاعاتی که از لاگ‌های چاه‌پیمایی استخراج می‌شود، می‌تواند به صورت رخساره‌های الکتریکی طبقه بندی شود.

رخساره الکتریکی در واقع مجموعه‌ای از پاسخ‌های لاگ در یک لایه مشخص می‌باشد که امکان تشخیص آن را از دیگر لایه‌ها ممکن می‌سازد (Serra and Abbot, 1980). در واقع مفهوم رخساره-های الکتریکی گروه بندی داده‌ها با توجه به تشابهات پتروفیزیکی است که غالباً در آن مجموعه‌ای از داده‌های نمودارهای چاه‌پیمایی به واحدهای رخساره‌ای دسته‌بندی می‌شوند که با داده‌های مغزه قابل مقایسه‌اند (Ye and Rabiller, 2000).

در میدان قلعه نار، از مجموع ۱۷ حلقه چاه حفاری شده که به مخزن آسماری رسیده‌اند، تعداد ۱۶ چاه دارای لاگ‌های پتروفیزیکی می‌باشند و فقط چاه ۱۵ قلعه نار فاقد لاگ می‌باشد (جدول ۲-۱). بر اساس اطلاعات چاه‌ها در شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، مخزن آسماری به ۶ زون مخزنی تقسیم شده است (جدول ۲-۲). در این بخش به توصیف هر یک از زون‌های مخزنی پرداخته خواهد شد.

جدول ۲-۱: چاه‌های حفاری شده در میدان قلعه نار براساس آخرین سازند حفاری شده.

مجموعاً: ۱۷ حلقه	اطلاعات چاه‌ها
آسماری: ۱۱ حلقه	
بنگستان: ۵ حلقه	
خامی: ندارد	
تزریق آب: ۱ حلقه (چاه ۱۵)	

بر اساس خروجی داده‌های تراوایی شکستگی‌ها در زون‌های مختلف، مشاهده می‌شود که بیشترین تراوایی در زون‌های ۳ و ۱ و کمترین تراوایی در زون‌های ۶ و ۲ مخزن آسماری می‌باشد. میانگین تخلخل در مخزن آسماری این میدان برابر با ۰/۰۰۰۴۵ یا ۰/۰۴۵ درصد است. مقایسه میزان تخلخل در شکستگی و ماتریکس اختلاف فاحش بین آن‌ها را نشان می‌دهد. بیشترین و کمترین میانگین تخلخل به ترتیب در زون ۳ و زون ۲ مخزن آسماری دیده شده است. در زون ۱ سازند آسماری میدان قلعه نار، متوسط میزان تخلخل حدود ۴/۸٪ و متوسط میزان اشباع آب حدود ۶۲٪ بوده است. زون ۲

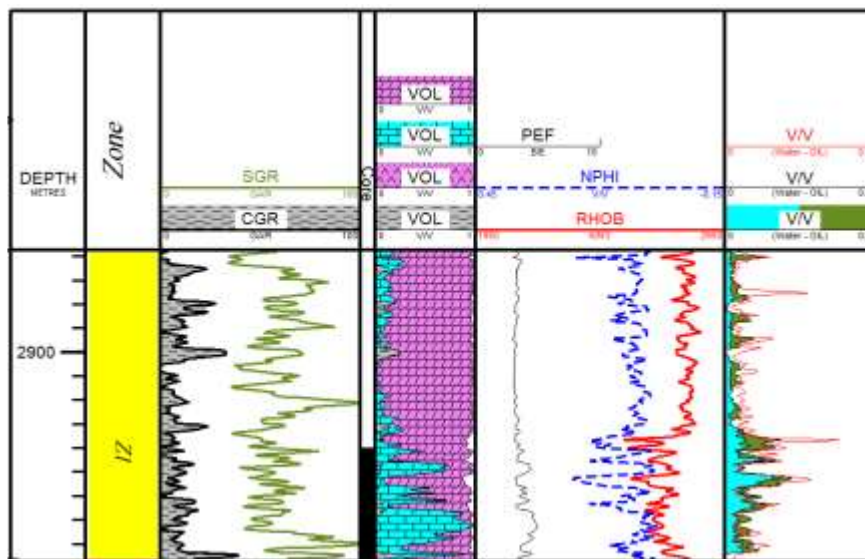
سازند آسماری میدان قلعه نار دارای متوسط میزان تخلخل حدود ۳/۶٪ و متوسط میزان اشباع آب حدود ۶۳/۴٪ بوده است. زون ۳ سازند آسماری میدان قلعه نار، متوسط میزان تخلخل حدود ۷٪ بوده است و متوسط میزان اشباع آب حدود ۴۱/۲٪ می‌باشد. زون ۴ سازند آسماری میدان قلعه نار دارای متوسط میزان تخلخل حدود ۵/۳٪ است و متوسط میزان اشباع آب آن حدود ۴۶/۶٪ است. زون ۵ سازند آسماری میدان قلعه نار دارای متوسط میزان تخلخل حدود ۴/۷٪ و متوسط میزان اشباع آب حدود ۴۶/۱٪ می‌باشد. زون ۶ سازند آسماری میدان قلعه نار، دارای متوسط میزان تخلخل حدود ۲/۸٪ و متوسط میزان اشباع آب حدود ۶۲/۷٪ می‌باشد. براساس نتایج مدلسازی مخزن آسماری میدان قلعه نار بهترین زون از لحاظ تولید، زون ۳ و ضعیف‌ترین زون تولیدی، زون ۶ می‌باشد.

جدول ۲-۲: زون بندی مخزن آسماری میدان قلعه نار (اقتباس از گزارش شماره ۹۵۲۵ شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب).

Qale- nar Field, Asmari Reservoir Zonation Top									
Height									
well	Z1	Z2	Z3	Z4	Z5	Z6	PD	T.D.(D.D.)	T.D.(Log)
QR-01	2785	2861.7	2988.7	3021	3052.5	3088.2	3136	4572	-
QR-02	3156.7	3226.5	3445.7	3479	3533.8	3566.8	3631	5164	-
QR-03	3185	3247	3360	3380.5	3410	3460.7	3490	4587	4282.3
QR-04	2813	2880	2974.6	3016	3073	3117	3248	4640	4627.5
QR-05	2831	2906.5	3035	3056	3139.9	3191.3	3240	4858	4852.5
QR-06	2827	2903.5	3029.4	3054	3107.7	3142.9	3238	3251	3228
QR-07	2975	3043	3161	3182.5	3225	3275	3321	3340	3350
QR-08	3018	3089.7	3233.6	3264	3324.6	3364	3429.3	3503	3501
QR-09	2895	2966	3033.8	3066.5	3101.5	3159.5	3226	3250	3249.7
QR-10	2822.5	2897.5	3037	3061.8	3107.3	3130	3263	3263.5	3265
QR-11	3006	3083	3226.5	3266	3314.5	3349	-	3378	*
QR-12	2926.5	2995.5	3132.5	3156.5	3202	3243	3358	3366	3368
QR-13	3008	3082.5	3225.7	3261.2	3311	3352	3475	3494	3494
QR-14	3026	3095	3238.5	3264.5	3308.8	3326.5	3460	3465	*
QR-15	3387(spl.)	NOLOG	-	-	-	-	-	3724	NO LOG
QR-16	3003	3071	3173	3202	3244.3	3295.3	3339.5	3370	3373.4
QR-17	2878.7	2943.5	3047.3	3070.3	3125.3	3179	3307	3357	3363

۲-۷-۱ توصیف زون ۱

این زون که حد فوقانی آن با پوش سنگ بطور هم شیب قرار گرفته، عمدتاً از دولومیت ضخیم لایه و مقدار کمتری سنگ آهک و کمی شیل تشکیل شده است. متوسط ضخامت چینهای این زون حدود ۶۹ متر بوده که حداکثر آن ۷۵/۵ متر در چاه های ۵ و ۶ (شرق مخزن) و چاه ۱۱ (یال شمالی) و حداقل آن ۶۱/۸ متر در چاه ۳ (بخش غربی میدان) دیده شده است. در کل، چاههای شرقی میدان نشان می‌دهند که ضخامت این زون از غرب به شرق کمی افزایش نشان می‌دهد ولی بی‌نظمی‌هایی در محدوده چاه ۴ دیده می‌شود. متوسط تخلخل اندازه‌گیری شده در زون ۱ مخزن آسماری ۴/۸ درصد و متوسط اشباع آب اندازه‌گیری شده ۶۱/۹ درصد می‌باشد (شکل ۲-۱۰).

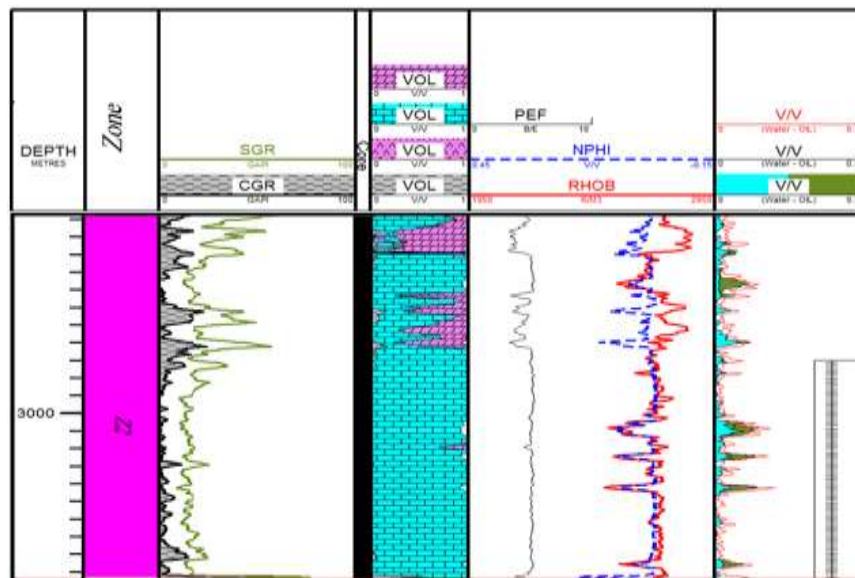


شکل ۲-۱۰: زون ۱ مخزن آسماری در چاه ۱۷ میدان قلعه نار.

۲-۷-۲ توصیف زون ۲

این زون عمدتاً از سنگ آهک‌های نسبتاً ضخیم با لایه‌های نازک دولومیت تشکیل شده (باستثناء چاه شماره ۳ که دارای بخش‌های ضخیمتری از دولومیت می‌باشد). متوسط ضخامت چینهای این زون حدود ۱۲۸ متر بوده که حداکثر آن ۲۱۰/۵ متر در چاه ۲ (بخش شرقی در یال جنوبی) و حداقل آن ۶۵/۷ متر در چاه ۹ (بخش غربی میدان) است. در این زون بی‌نظمی‌های در ضخامت در محدوده بین

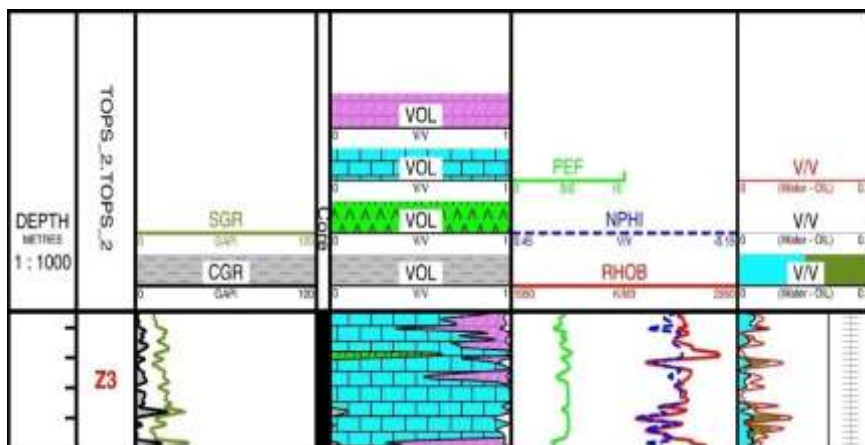
چاه‌های ۹ و ۱۶، به صورت کاهش شدید ضخامت و در محدوده چاه ۲، به صورت افزایش شدید ضخامت دیده می‌شود. در میانه میدان نیز در محدوده چاه‌های ۴، ۱۷ و ۱۳ تغییراتی در ضخامت این زون دیده می‌شود. متوسط تخلخل اندازه‌گیری‌شده در زون ۲ مخزن آسماری ۳/۶ درصد و متوسط اشباع آب اندازه‌گیری شده ۶۳/۴ درصد است (شکل ۲-۱۱).



شکل ۲-۱۱: زون ۲ مخزن آسماری در چاه ۱۷ میدان قلعه نار.

۲-۷-۳ توصیف زون ۳

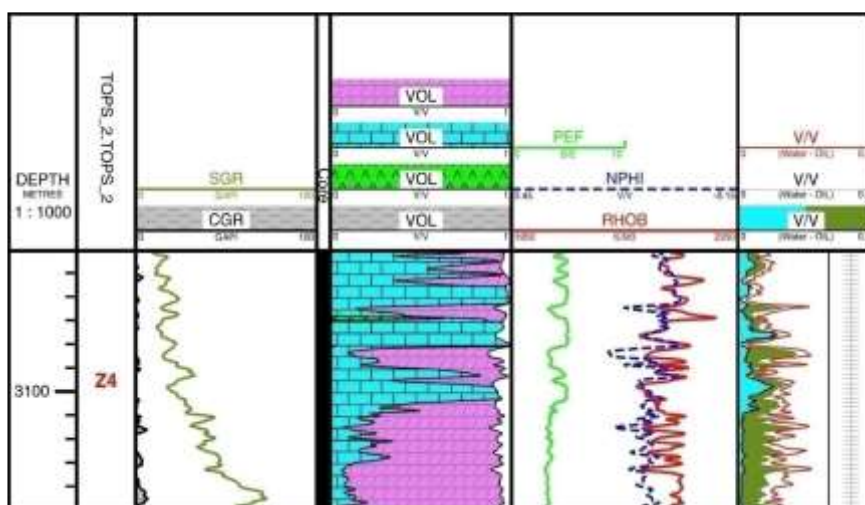
این زون حاوی دولومیت‌های عمدتاً درشت تا متوسط دانه شکری با لایه‌هایی از آهک می‌باشد که بخاطر ویژگی‌های دولومیت آن (از نظر تولید و شرایط مخزنی)، بهترین زون تولید نفت می‌باشد، اما در یال شمالی کوهانک جنوب شرقی بخش‌های آهکی آن بیشتر می‌گردد. متوسط ضخامت چینه‌ای این زون حدود ۲۸ متر بوده که حداکثر آن ۴۱/۵ متر در چاه ۴ (بخش میانی میدان) و حداقل آن ۲۰/۵ متر در چاه‌های ۳ (غرب مخزن) و ۵ (شرق مخزن) است. در کل، چاه‌های بخش میانی مخزن در این زون ضخامت بیشتری نشان می‌دهند. در این زون متوسط تخلخل ۷ درصد و متوسط اشباع آب ۴۱/۲ درصد می‌باشد (شکل ۲-۱۲).



شکل ۲-۱۲: زون ۳ مخزن آسماری در چاه ۱۷ میدان قلعه نار.

۴-۷-۲ توصیف زون ۴

این زون در عموم چاه‌های قلعه نار با آهک‌های ضخیم لایه شروع می‌شود که در انتها به لایه‌های دولومیتی ختم می‌شود. متوسط ضخامت چینه‌ای این زون حدود ۴۷/۵ متر بوده که حداکثر آن ۸۲/۵ متر در چاه ۵ (بخش شرقی مخزن) و حداقل آن ۲۹/۴ متر در چاه‌های ۳ و ۱ (بخش غربی میدان) دیده شده است. به طور کلی چاه‌های مرکز میدان از ضخامت بیشتری نسبت به دیگر نقاط برخوردار است، ولی تغییرات ضخامتی در چاه ۵ (۸۲ متر) نسبت به چاه‌های مجاور آن، در چاه ۶ (۵۲ متر) و چاه ۱۴ (۴۳ متر)، به طور محسوس دیده می‌شود. متوسط تخلخل اندازه‌گیری شده در زون ۴ مخزن آسماری ۵/۳ درصد و متوسط اشباع آب اندازه‌گیری شده ۴۶/۶ درصد است (شکل ۲-۱۳).

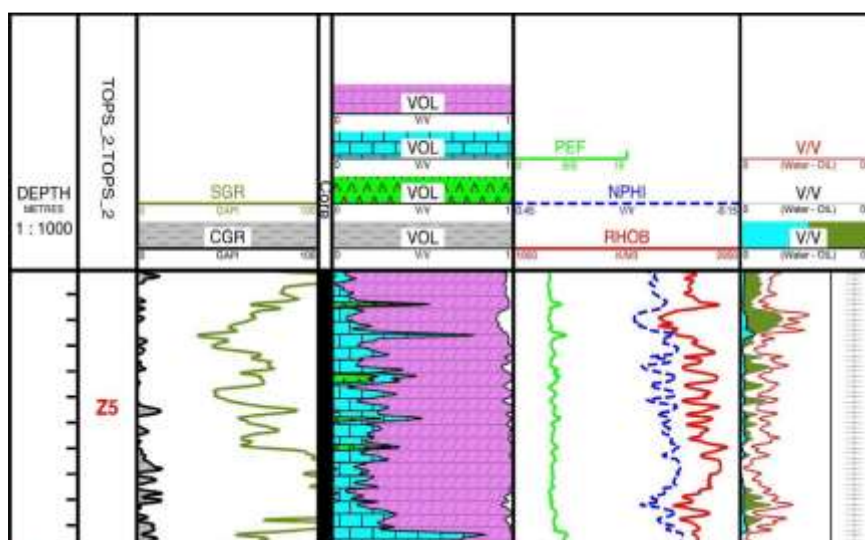


شکل ۲-۱۳: زون ۴ مخزن آسماری در چاه ۱۷ میدان قلعه نار.

۲-۷-۵ توصیف زون ۵

این زون عمدتاً از دولومیت با لایه‌هایی از آهک تشکیل شده است. متوسط ضخامت چینه‌ای این زون حدود ۴۰/۲ متر بوده که حداکثر آن ۵۶/۳ متر در چاه‌های ۹ (غرب مخزن) و ۱۷ (بخش میانی میدان) و حداقل آن ۱۷/۱ متر در چاه ۱۴ (بخش شرقی میدان در یال شمالی) است.

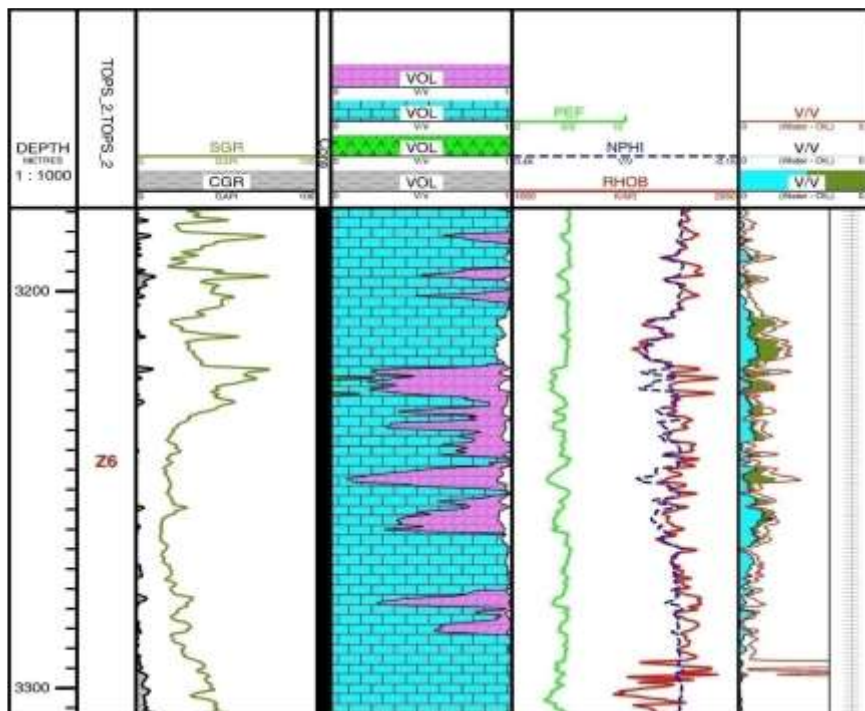
در کل چاه‌های نیمه غربی میدان ضخامت بیشتری نسبت به دیگر نقاط دارند، ولی در شرق میدان در چاه ۵ با ضخامت ۵۰ متر نسبت به چاه‌های اطراف، چاه ۶ (ضخامت ۳۴ متر) و چاه ۱۴ (ضخامت ۱۷ متر)، تغییرات ضخامتی دیده می‌شود. همچنین در مرکز میدان بین چاه‌های ۴ (ضخامت ۴۳ متر)، چاه ۱۷ (ضخامت ۵۳ متر) و چاه ۱۰ (ضخامت ۲۲ متر) نیز تغییرات ضخامتی در این زون مشهود است. متوسط تخلخل اندازه‌گیری شده در زون ۵ مخزن آسماری ۴/۷ درصد و متوسط اشباع آب اندازه‌گیری شده این زون ۴۶/۱ درصد است (شکل ۲-۱۴).



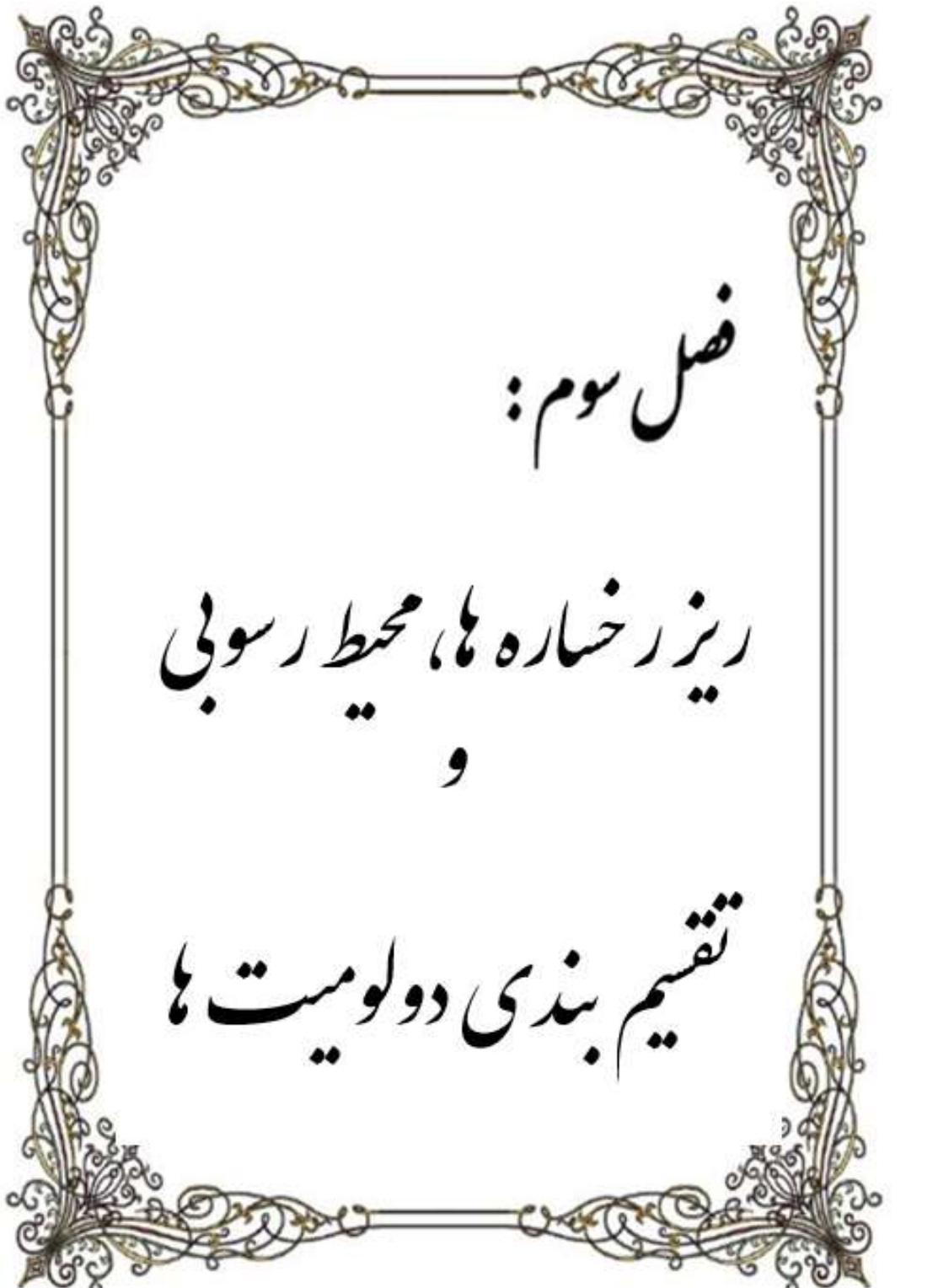
شکل ۲-۱۴: زون ۵ مخزن آسماری در چاه ۱۷ میدان قلعه نار.

۶-۷-۲ توصیف زون ۶

این زون شامل تناوبی از دولومیت و سنگ آهک می‌باشد که بطرف سطح پایه رس‌دار و مترکم گشته و از میزان تخلخل آن کاسته می‌گردد. این زون در بخش غربی (محدوده چاه‌های ۱ و ۳ و ۱۰) دارای کمترین ضخامت می‌باشد و بطرف مرکز (چاه‌های ۴ و ۱۷) بیشترین ضخامت را داراست. متوسط ضخامت چینه‌ای این زون حدود ۸۲/۵ متر بوده که حداکثر آن ۱۳۳ متر در چاه ۱۰ (بخش شرقی نزدیک به میانه میدان) و چاه ۴ (میانه میدان) و حداقل آن ۲۹/۳ متر در چاه ۳ (بخش غربی میدان) دیده می‌شود. در کل چاه‌های میانی میدان از ضخامت بیشتری برخوردارند. تغییرات ضخامت در این زون بسیار زیاد است (با اختلاف ۱۰۳ متر). در نیمه غربی میدان بین چاه‌های ۹ و چاه‌های اطراف (چاه‌های ۱ و ۱۶) ۲۰ متر اختلاف ضخامت، بین چاه ۱۲ و چاه ۸ در یال جنوبی، ۴۸ متر اختلاف ضخامت و بین چاه ۵ و چاه ۶ در نیمه غربی، ۳۵ متر اختلاف ضخامت دیده می‌شود. متوسط تخلخل در زون ۶ مخزن آسماری ۲/۸ درصد و متوسط اشباع آب ۶۲/۷ درصد است (شکل ۲-۱۵).



شکل ۲-۱۵: زون ۶ مخزن آسماری در چاه ۱۷ میدان قلعه نار.



فصل سوم:

ریز رخساره ها، محیط رسوبی
و

تقسیم بندی دولومیت ها

۳-۱ مقدمه

یک رخساره رسوبی مجموعه خصوصیات مشخص سنگ شناسی و فسیل شناسی یک واحد است، به طوری که می‌توان آن را از رخساره‌های دیگر به راحتی تمیز داد (Gressly, 1838). واژه ریزرخساره اولین بار توسط براون (Brown, 1943) مورد استفاده قرار گرفت. بعدها کوویلیر (Cuvillier, 1952) از آن استفاده کرد و کاربرد واژه ریزرخساره را بسط داد و این واژه را به بررسی خصوصیات پتروگرافی و دیرینه‌شناسی موجود در مقاطع نازک نسبت داد (Flügel, 2010). در حال حاضر نیز ریزرخساره به تمام اختصاصات سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، رسوب‌شناسی، دیرینه‌شناسی، ژئوشیمی و حتی ویژگی‌های پتروفیزیکی سنگ‌ها که با مطالعات پتروگرافی یا نمونه دستی به دست می‌آید، گفته می‌شود (Flügel, 2010). انواع ریزرخساره‌ها نشان دهنده تغییرات در نوع و میزان عوامل گوناگون در محیط رسوبی و در زمان رسوب‌گذاری و یا تغییرات دیاژنتیکی بعد از رسوب‌گذاری و در زمان تدفین رسوبات می‌باشند. برخی از عواملی که در یک محیط رسوبی بر ته نشست رسوبات تأثیر می‌گذارند عبارتند از: انرژی آب، میزان اکسیژن در دسترس، عمق آب و میزان نور در دسترس، شوری آب، حرارت آب، ترکیب بستر رسوبی، میزان مواد تخریبی معلق خشکی‌ها و... . تغییرات دیاژنتیکی مهم نیز شامل فشردگی فیزیکی و شیمیایی، انحلال، تشکیل سیمان‌های مختلف، دولومیتی‌شدن، تبدیل کانی‌های مختلف به یکدیگر، تبلور مجدد، ایجاد شکستگی و ... می‌باشند.

سازند آسماری یکی از مهم‌ترین واحدهای مخزنی نفت در حوضه رسوبی زاگرس محسوب می‌شود. یقیناً انجام عملیات اکتشافی جهت یافتن سنگ مخزن، تعیین میزان گسترش آن‌ها و نیز به کارگیری روش‌های بهره‌برداری بهینه از این مخازن نیازمند تعیین دقیق زون‌های مخزنی است. مطالعات دقیق و تفصیلی ریزرخساره‌ای و تفسیر محیط رسوبی برای شناخت بهتر و تعیین گسترش زون‌های مخزنی امری ضروری می‌باشد. مطالعات بسیار گسترده‌ای بر روی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند

آسماری در حوضه زاگرس انجام شده است (Seyrafian, 2000; Vaziri-Moghaddam et al, 2006; Ehrenberg et al, 2007; Vaziri-Moghaddam et al, 2010; van Buchem et al, 2010; Shabafrooz et al, 2015a,b; Allahkarampour Dill et al, 2018). ریزرخساره‌های معرفی شده از سازند آسماری عمدتاً نشان دهنده محیط‌های رسوبی ساحلی، پهنه جزر و مدی، لاگون، سد و دریای باز متعلق به یک پلاتفرم کربناته است.

سازند آسماری در میدان نفتی قلعه نار از بخش‌های آهکی و دولومیتی مختلفی تشکیل شده است. بخش‌های دولومیتی این سازند مهم‌ترین زون‌های مخزنی در این میدان می‌باشند، بنابراین شناسایی ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و نحوه‌ی تشکیل دولومیت‌ها کمک فراوانی به شناخت بیشتر و تعیین گسترش زون‌های مخزنی در این میدان می‌نماید. در این فصل براساس مطالعات پتروگرافی به شناسایی ریزرخساره‌ها و تفسیر محیط رسوبی و همچنین شناسایی و تقسیم بندی انواع دولومیت‌ها در سازند آسماری میدان قلعه نار پرداخته شده است. بدین منظور مطالعه سنگ شناسی و فسیل شناسی حدود ۶۵۰ مقطع نازک از سازند آسماری در چاه شماره ۱۷ میدان قلعه نار که توسط اداره زمین شناسی شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب تهیه شده بود انجام شد. به منظور مطالعه دقیق تر پتروگرافی در تقسیم بندی دولومیت‌ها، تعداد ۶ نمونه معرف نیز با میکروسکوپ الکترونی روبشی گسیل میدانی و تجزیه عنصری درجا مورد بررسی قرار گرفتند.

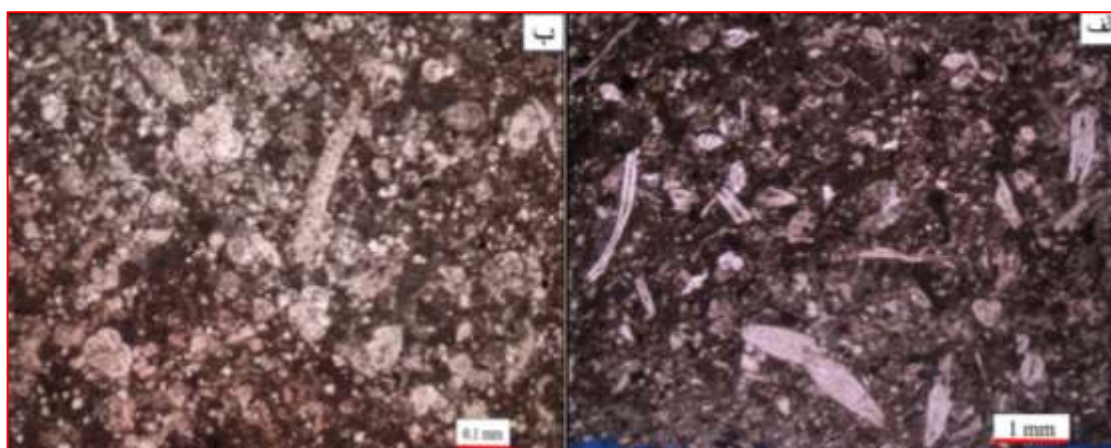
۲-۳ ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری

بر اساس مطالعات پتروگرافی مقاطع نازک، نوع و فراوانی ذرات غیراسکلتی و اسکلتی، بافت و ماتریکس ریزرخساره‌های سازند آسماری در میدان قلعه نار مشخص گردیدند. در این بررسی، نام-گذاری سنگ آهک‌ها به روش (Dunham, 1962) و ریزرخساره‌ها براساس مدل (Flügel, 2010) انجام شده است. این بررسی‌ها منجر به شناسایی ۸ مجموعه ریزرخساره‌ای (MF1-MF8) گردید که در یک

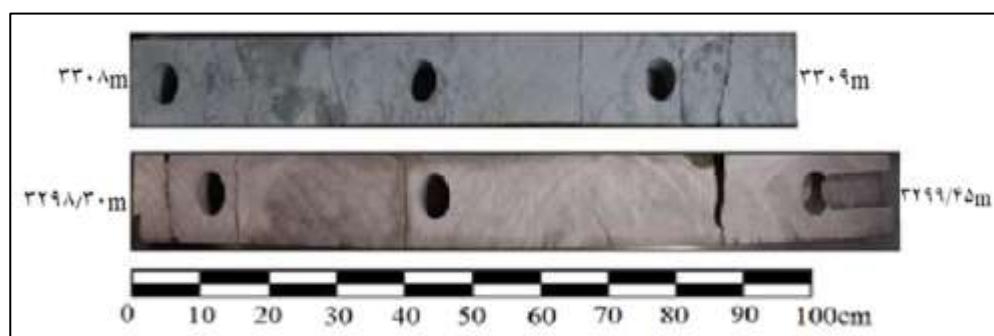
رمپ کربناته در چهار زیر محیط دریای باز، سد، لاگون و جزر و مدی نهشته شده‌اند. در این بخش به بررسی جزئیات ریزرخساره‌ها و محیط رسوب‌گذاری آن‌ها پرداخته می‌شود.

۱-۲-۳ وکستون-پکستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتون (MF1): این

رخساره از اجزای میکروفسیلی فرامینیفرهای پلاژیک بدون منفذ از جمله Globigerinids، Operculina sp.، Ditrupa، Nummulitidae و Amphistegina sp. همراه با خارپوست (echinoid) در یک زمینه‌ی گلی یا میکرایتی تشکیل شده است (شکل های ۱-۳ و ۲-۳). این رخساره با توجه به ویژگی‌هایی که دارد، نشانه رسوب‌گذاری در محیطی عمیق و آرام است که در بخش‌های ابتدایی تا میانی رمپ خارجی (proximal to middle outer ramp) ته نشست شده است. در توالی مورد مطالعه این رخساره بیشتر در قسمت پایینی سازند آسماری مشاهده می‌شود.



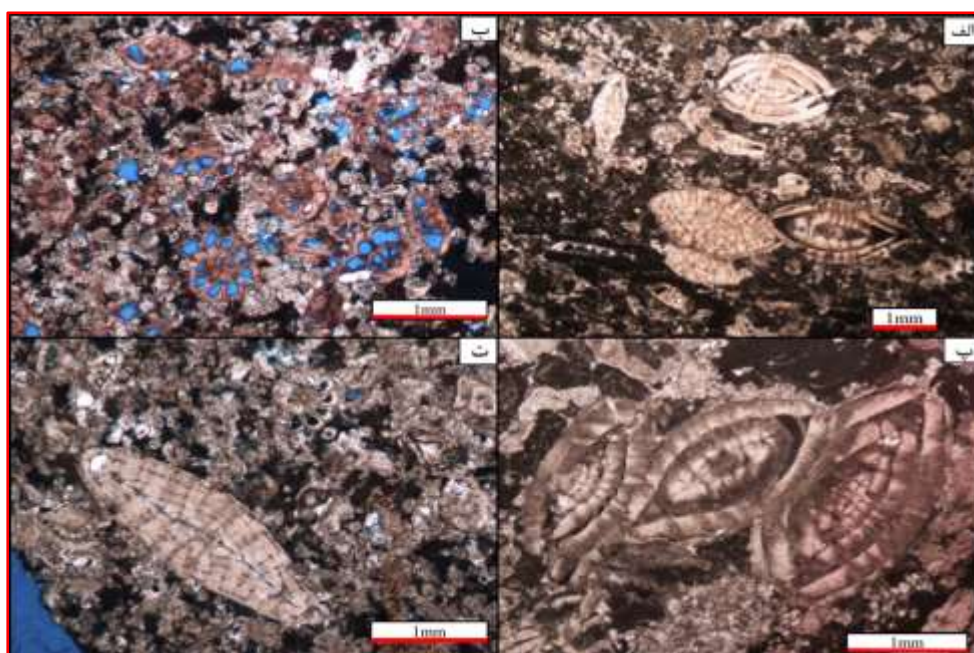
شکل ۱-۳: (MF1) ریزرخساره رسوبی وکستون-پکستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتون، (الف) در عمق ۳۲۹۹ متری، (ب) در عمق ۳۳۰۸ متری.



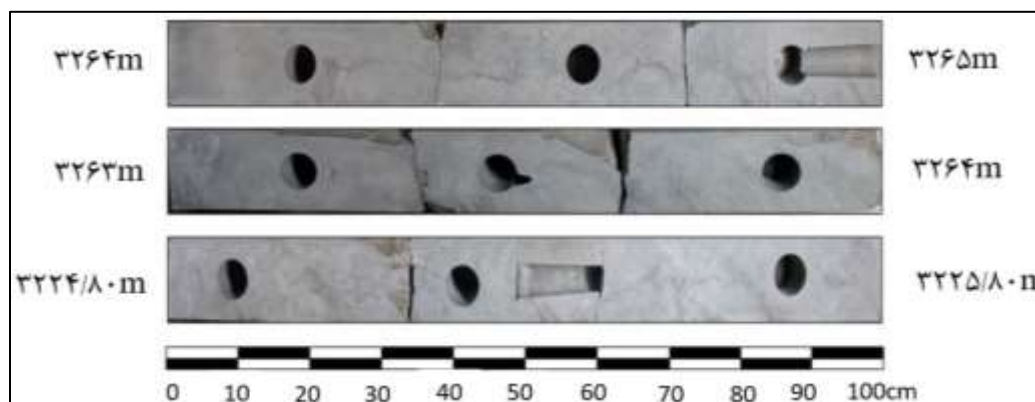
شکل ۲-۳: مغزه‌های حفاری شده از رخساره رسوبی وکستون-پکستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتون.

۲-۲-۳ رودستون-پکستون نومولیت-لیپیدوسیکیلینا (MF2): این رخساره

از اجزای میکروفسیلی *Amphistegina* sp.، *Operculina* sp.، *Nummulitidae*، *Lepidocyclinidae*، *Neorotalia vienoti*، *Nephrolepidina*، *Miogypsinoidea* sp.، *Miogypsinoidea* sp. همراه با خارپوست و جلبک قرمز (Red algae) در یک زمینه‌ی کربناته دانه ریز تشکیل یافته است (شکل های ۳-۳ و ۴-۳). رخساره مذکور در بخش‌های انتهایی رمپ میانی تا رمپ میانی (distal middle ramp to middle ramp) رسوب‌گذاری شده است.



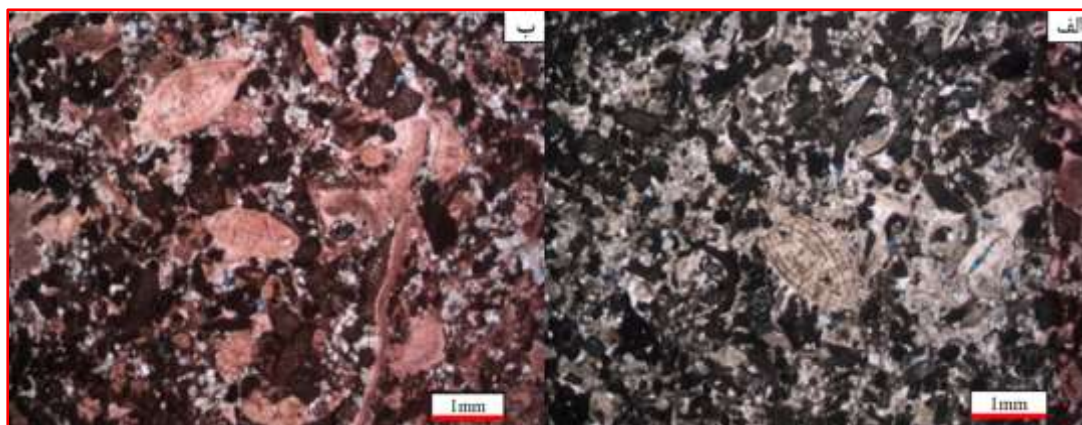
شکل ۳-۳: (MF2) ریز رخساره رودستون-پکستون نومولیت-لیپیدوسیکیلینا، الف) در عمق ۳۲۶۳ متری، ب) در عمق ۳۲۲۴ متری، پ، ت) در عمق ۳۲۶۴ متری.



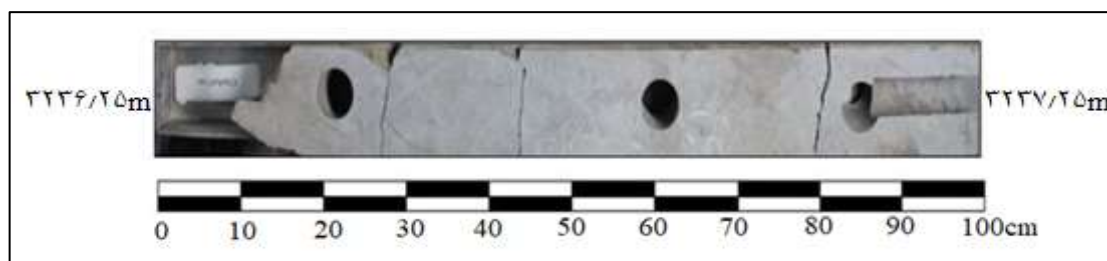
شکل ۴-۳: مغزه‌های حفاری شده رخساره رودستون-پکستون نومولیت-لیپیدوسیکیلینا.

۳-۲-۳ پکستون تا گرینستون حاوی نومولیت (MF3): از اجزای میکروفسیلی

Neorotalia sp., Archaias operculiniformis, Austrotrillina sp., Miliolids, Nummulites و Amphistegina sp. به همراه خارپوست و جلبک قرمز (Red algae) شکل گرفته است (شکل های ۳-۵ و ۳-۶). رخساره مذکور در محیط رمپ میانی رسوب گذاری شده است.



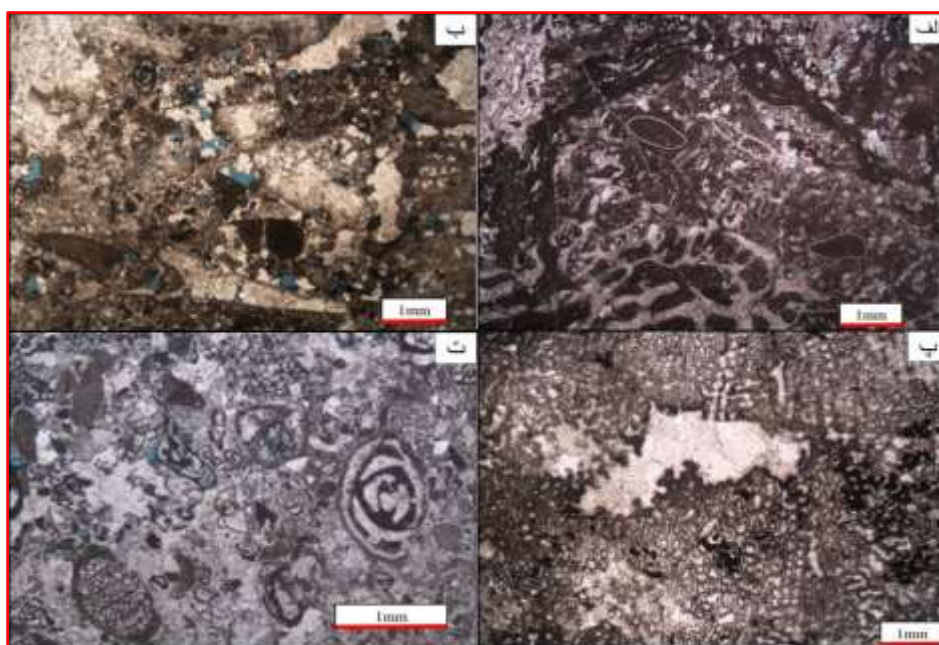
شکل ۳-۵: (MF3) ریزرخساره رسوبی پکستون تا گرینستون حاوی نومولیت، الف، ب) در عمق ۳۲۳۶ متری.



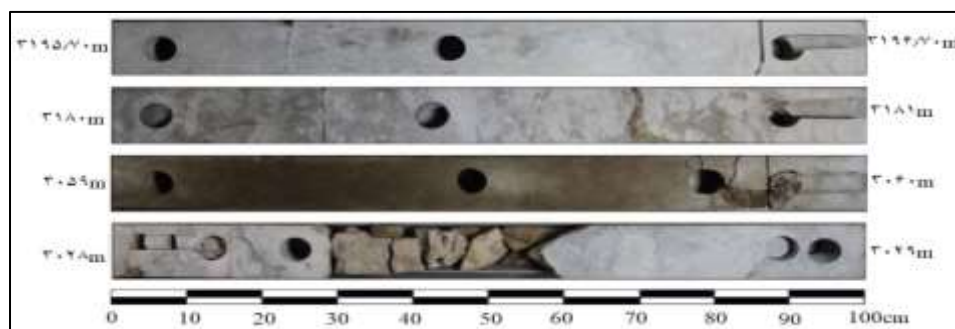
شکل ۳-۶: مغزه های حفاری شده ریزرخساره رسوبی پکستون تا گرینستون حاوی نومولیت.

۳-۲-۴ فلوتستون تا رودستون حاوی جلبک‌های قرمز کورالین و

مرجان (MF4): این رخساره از اجزای میکروفسیلی *Peneroplis*, *Archaias* sp., *Miliolids*, *Borealis* sp., *Austrotrillina* sp., *Miogypsinoides* sp., *Neorotalia* sp., *Amphistegina* sp. sp. به همراه مرجان‌ها (Corals) و جلبک‌های قرمز (Red algae *Melobesioideae*: *Lithothamnium* and *Mesophyllum*) تشکیل شده است (شکل‌های ۳-۷ و ۳-۸). دولومیتی شدن زمینه و میکرایتی شدن بایوکلاست‌ها در این ریزرخساره دیده می‌شود. این رخساره در بخش ابتدایی رمپ میانی تا بخش انتهایی رمپ داخلی (proximal middle ramp to distal inner ramp) ته نشست پیدا کرده است.



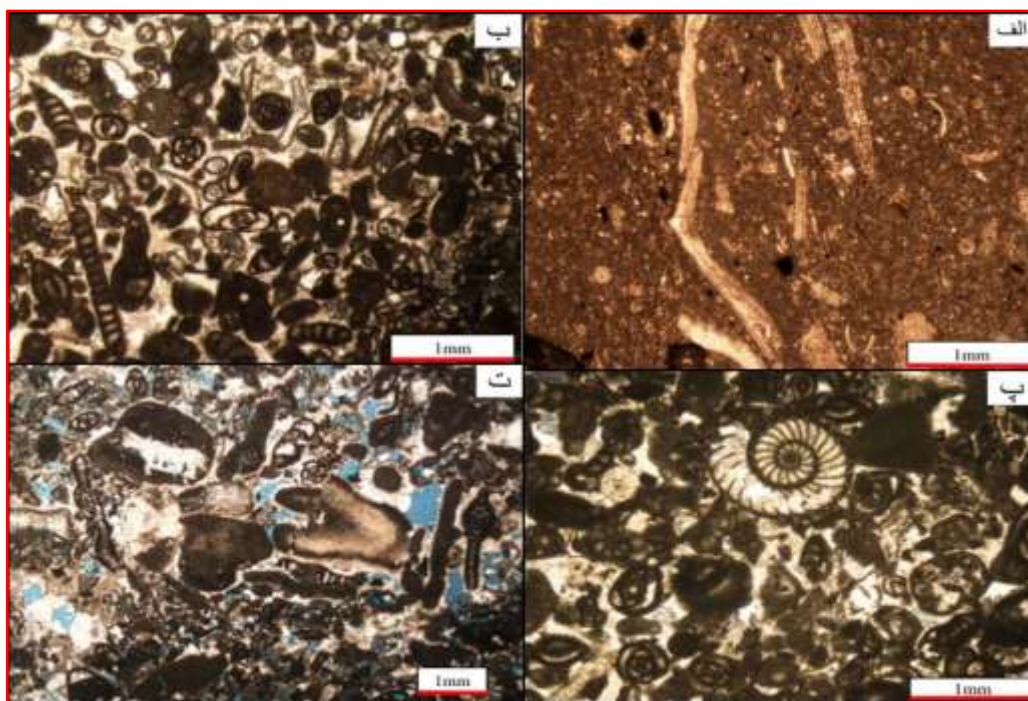
شکل ۳-۷: (MF4) ریزرخساره رسوبی فلوتستون تا رودستون حاوی جلبک‌های قرمز کورالین و مرجان، (الف) در عمق ۳۱۹۵ متری، (ب) در عمق ۳۰۵۹ متری، (پ) در عمق ۳۰۲۸/۴۵ متری، (ت) در عمق ۳۱۸۰ متری.



شکل ۳-۸: مغزه‌های حفاری شده رخساره رسوبی فلوتستون تا رودستون حاوی جلبک‌های قرمز کورالین و مرجان.

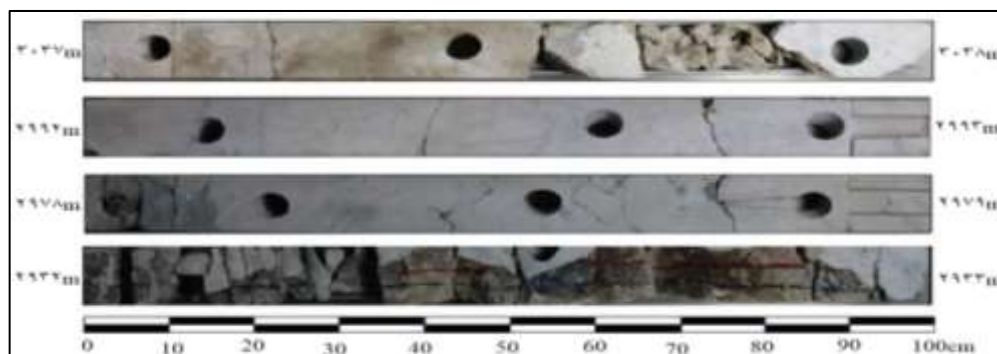
۳-۲-۵ گرینستون-وکستون حاوی فرامینیفرهای کفزی (MF5): این

رخساره حاوی اجزای میکروفسیلی *Austrotrillina*، *Borealis* sp.، *Borealis pygmaea*، *Miliolids*، *Neorotalia* sp.، *Elphidium* sp.، *Archaias* sp.، *D. Rangi*، *Valvulina*، *Peneroplis* sp.، sp.، *Textularia*، *Amphistegina* sp.، *Discorbis* و *Amonia* و *small Rotalia* به همراه دوکفهای (Bivalve)، استراکد (Ostracods) و خارپوست می‌باشد (شکل های ۳-۹ و ۳-۱۰). رخساره مذکور در رمپ داخلی، در بخش‌های انتهایی رمپ داخلی و لاگون باز تا لاگون محصور رسوب گذاری شده است.



شکل ۳-۹: (MF5) ریزرخساره رسوبی گرینستون-وکستون حاوی فرامینیفرهای کفزی، (الف) در عمق ۲۹۳۲/۰۵

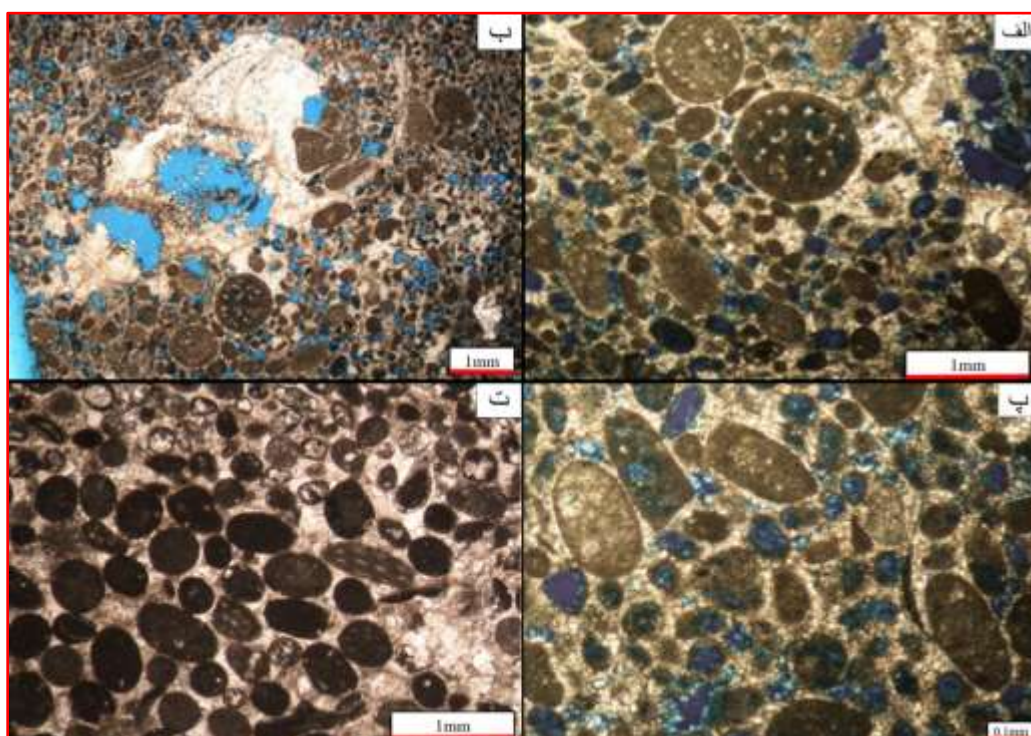
متری، (ب) در عمق ۲۹۷۸/۲۲ متری، (پ) در عمق ۲۹۹۲/۱۵ متری، (ت) در عمق ۳۰۳۷ متری.



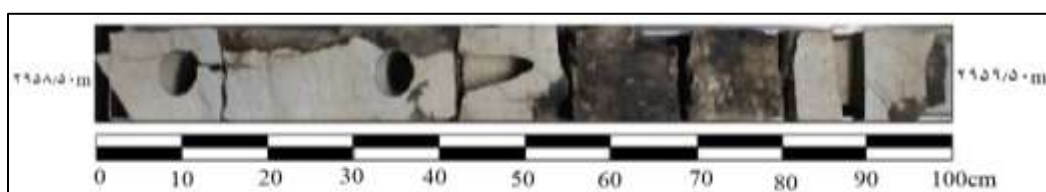
شکل ۳-۱۰: مغزه‌های حفاری شده در رخساره رسوبی گرینستون-وکستون حاوی فرامینیفرهای کفزی.

۳-۲-۶ گرینستون-پکستون حاوی اووئید و بایوکلاست (MF6): از اجزای

میکروفسیلی *Valvulina*, *Favreina*, *D.Rangi* و *Elphidium* sp. به همراه اووئیدهای میکرایتی، متحدالمرکز و گاهی شعاعی و همچنین ذرات کوارتز در اندازه ماسه و سیلت در یک بافت گرینستون-وکستونی تشکیل شده است (شکل های ۳-۱۱ و ۳-۱۲). این رخساره به محیط‌های ابتدایی رمپ داخلی و سدی (شول) مربوط می‌باشد.



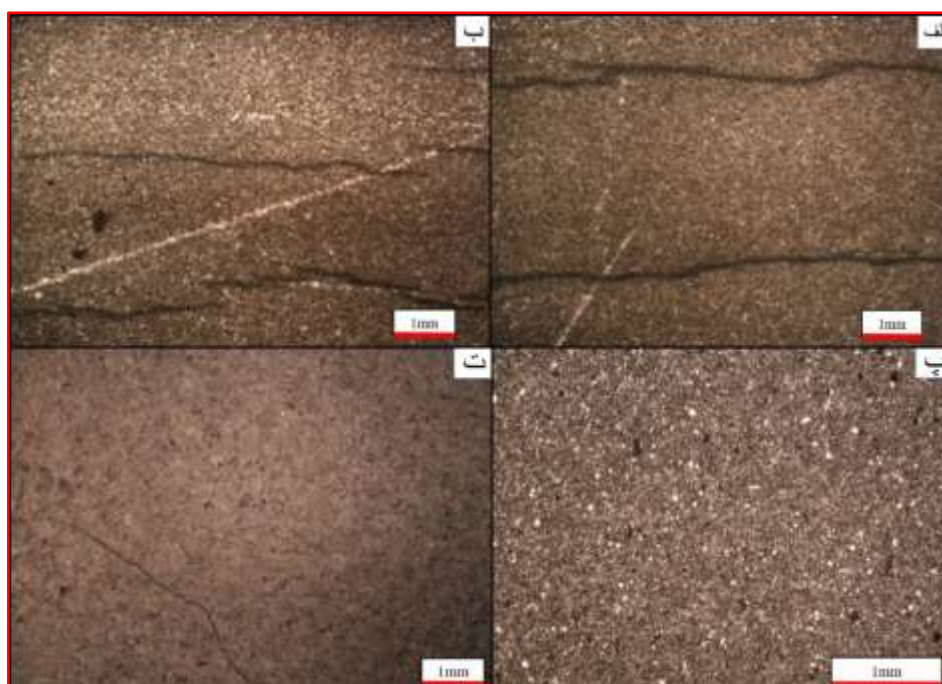
شکل ۳-۱۱: (MF6) ریزرخساره رسوبی گرینستون-پکستون حاوی اووئید و بایوکلاست ،
الف، ب، پ و ت) در عمق ۲۹۵۸/۹۷ متری.



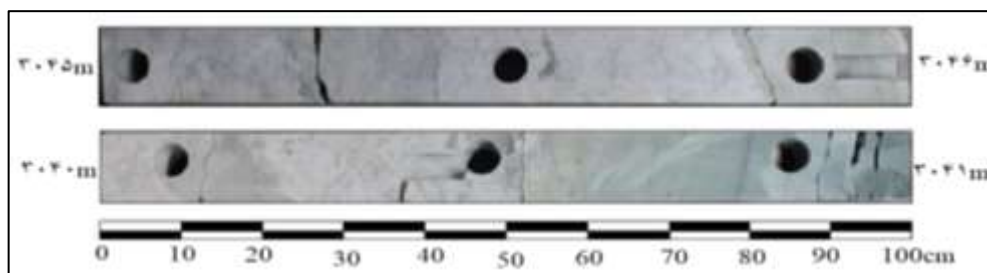
شکل ۳-۱۲: مغزه‌های حفاری شده در رخساره رسوبی گرینستون-پکستون حاوی اووئید و بایوکلاست.

۳-۲-۷ مادستون-دولومادستون ماسه‌ای (MF7): این رخساره با فراوانی بسیار

کم Miliolid, D.Rangi و قطعات خرد شده‌ی صدف جانوران (shell fragments) همراه با ذرات پراکنده کوارتز در اندازه ماسه تا سیلت در یک زمینه دولومیت ریزبلور و یا گل آهکی مشخص می‌شود (شکل های ۳-۱۳ و ۳-۱۴). عدم فراوانی اجزای اسکلتی در این ریزرخساره نشانه چرخش محدود آب و نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات دریایی است (Alsharhan & Kendall, 2003). این رخساره با ویژگی‌های مذکور در ابتدای محیط رمپ داخلی ته‌نشین شده است.

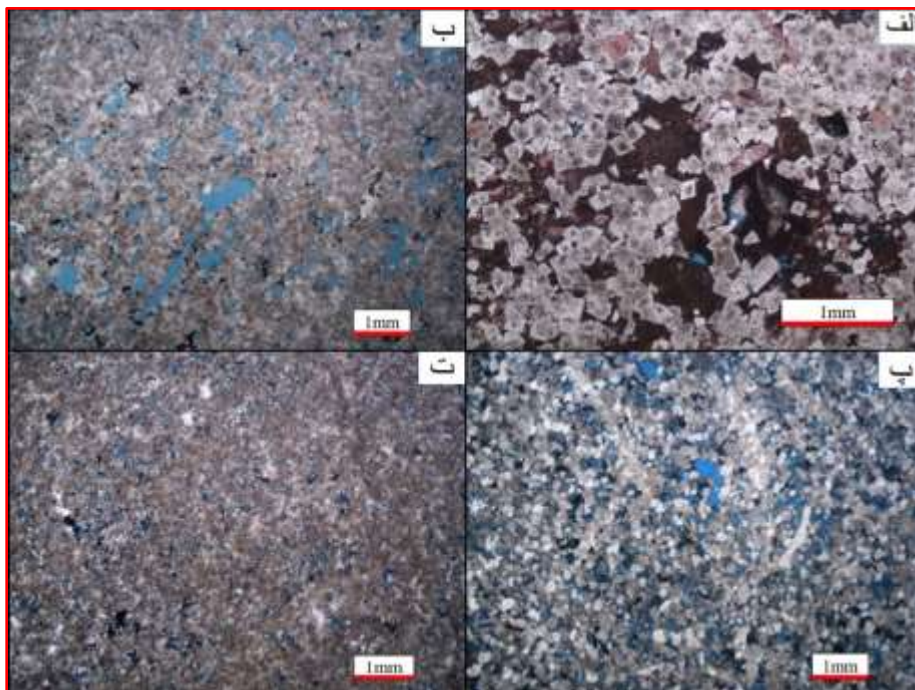


شکل ۳-۱۳: (MF7) ریزرخساره رسوبی مادستون-دولومادستون ماسه‌ای، الف و ب) در عمق ۳۰۴۰ متری، پ و ت) در عمق ۳۰۴۵ متری.

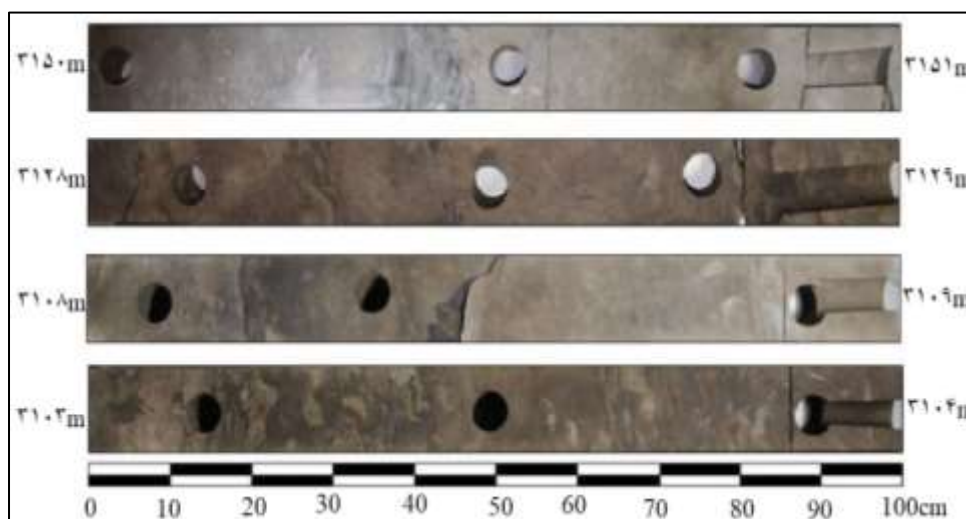


شکل ۳-۱۴: مغزه‌های حفاری شده در رخساره رسوبی مادستون-دولومادستون ماسه‌ای.

۳-۲-۸ دولواسپارایت (MF8): از بلورهای غیرمسطح تا مسطح دولومیت اسپارایتی تشکیل شده است (شکل های ۳-۱۵ و ۳-۱۶).



شکل ۳-۱۵: (MF8) ریزرخساره رسوبی دولواسپارایت، الف) در عمق ۳۱۰۸ متری، ب) در عمق ۳۱۰۳ متری، پ) در عمق ۳۱۲۸ متری، ت) در عمق ۳۱۵۰ متری.



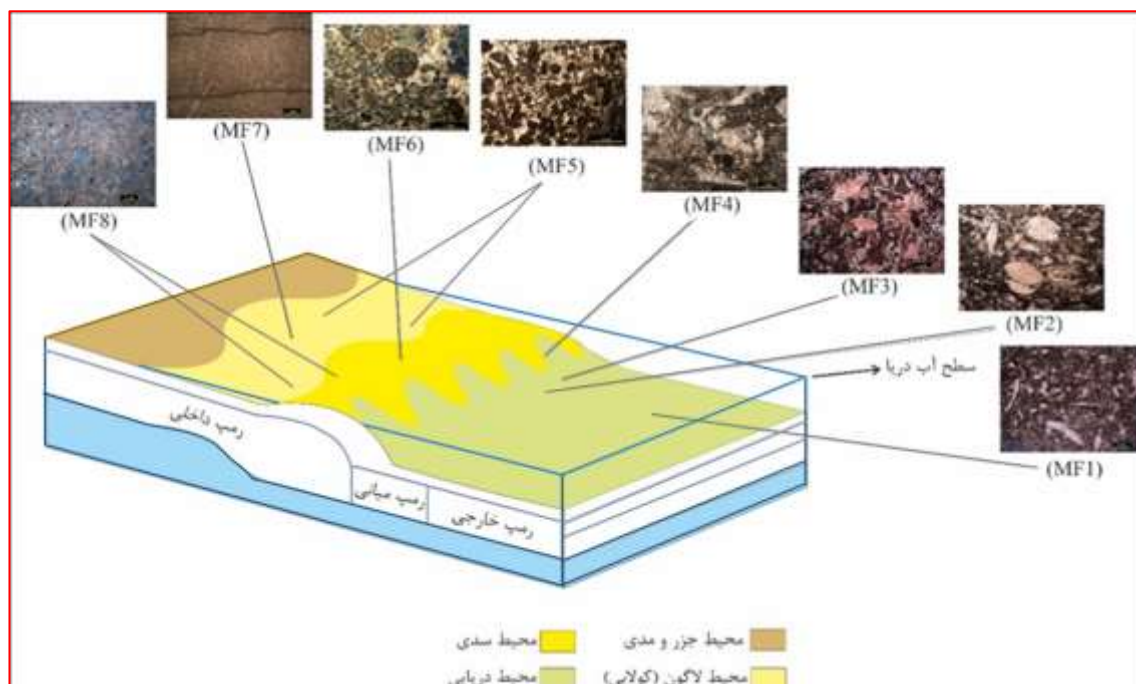
شکل ۳-۱۶: مغزه های حفاری شده رخساره رسوبی دولواسپارایت.

جدول ۳-۱: شامل نوع ریزرخساره، کد ریزرخساره، نوع مجموعه ریزرخساره و کد رنگ آن (در شکل ۳-۱۷)، محیط رسوب گذاری و اجزای تشکیل دهنده‌ی هر ریزرخساره است (اقتباس از گزارش شماره ۹۵۲۵ شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب).

Microfacies	Microfacies code	Microfacies association	Microfacies association code	Microfacies association code color	depositional environment	Components
Planktonic foraminifera Bioclast packstone	1	Planktonic foraminifera wackestone/packstone	1		Proximal to middle outer ramp	Globigerinids, Operculina sp., Ditrupa, Amphistegina sp.
Planktonic foraminifera nummulitidae Bioclast packstone	2	Planktonic foraminifera wackestone/packstone	1		Proximal to middle outer ramp	Globigerinids, Nummulitidae, Operculina sp., Ditrupa, Amphistegina sp., Echinoid
Nummulitidae lepidocyclusinid floatstone/rudstone	3	Nummulitid-lepidocyclusina rudstone/packstone	2		Distal mid ramp	Lepidocyclusinidae, Nummulitidae, Operculina sp., Amphistegina sp., Neorotalia vietoti, Miogypsinoidae sp.
Bioclast corallineacean neorotalia packstone/grainstone	4	Nummulitid-lepidocyclusina rudstone/packstone	2		Distal mid ramp	Neorotalia sp., Miogypsinoidae sp., red-algae, Nephrolepidina, Amphistegina sp., in Rupelian-aged strata nummulite is common
Nummulites neorotalia bioclast packstone/grainstone	5	Nummulitid-lepidocyclusina rudstone/packstone	2		Middle ramp	Neorotalia sp., Nummulites, Operculina sp., Amphistegina sp., red-algae, Echinoid
Miliolid nummulitidae corallineacean packstone/grainstone	6	Nummulites packstone to grainstone	3		Middle ramp	Nummulites, Red algae, Miliolids, Austrorillina sp., Archais operculinaformis
Bioclast corallineacean nummulites packstone/grainstone	7	Nummulites packstone to grainstone	3		Middle ramp	Nummulites, Red-algae, Echinoid, Miliolids, Archais operculinaformis
Nummulites grainstone/rudstone	8	Nummulites packstone to grainstone	3		Middle ramp	Robust Nummulites often associated with Neorotalia sp. and Amphistegina sp.
Coral-coraline red algae wackestone/floatstone	9	Coral-coraline red algal floatstone to rudstone	4		Middle ramp	Melobesioidae (Lithothamnion, Mesophyllum), miliolids, Archais sp., Peneroplis sp., Corals
Coraline red algae- coral boundstone/framestone	10	Coral-coraline red algal floatstone to rudstone	4		Middle ramp	Corals, red algae: Lithothamnion, Mesophyllum, Archais sp., Peneroplis sp., Amphistegina sp., banded small benthic foraminifera
Coraline red algae- coral rudstone	11	Coral-coraline red algal floatstone to rudstone	4		Middle ramp	Melobesioidae (Lithothamnion, Mesophyllum), miliolids, Archais sp., Peneroplis sp., Corals
Corallineacean perforated imperforated foraminifera packstone	12	Coral-coraline red algal floatstone to rudstone	4		Proximal middle ramp/distal inner ramp	Amphistegina sp., Neorotalia sp., Miogypsinoidae sp.,
Coraline red algal imperforated foraminifera packstone/grainstone	13	Coral-coraline red algal floatstone to rudstone	4		Inner ramp	corallineacean, Austrorillina sp., Peneroplis sp., Miliolids Borelis sp., D. rangi
High diversity imperforated foraminifera packstone/grainstone	14	Benthic foraminifera wackestone/grainstone	5		Inner ramp, open lagoon	Miliolid, Borelis pygmaea, Borelis sp., Austrorillina sp., Peneroplis sp., Valvulina, D.Rangi, Archais sp.
Perforated imperforated foraminifera packstone/grainstone	15	Benthic foraminifera wackestone/grainstone	5		Inner ramp	Elphidium sp., Neorotalia sp., Amphistegina sp., Peneroplis sp., Valvulina, D.Rangi, Archais sp., Miliolid
Low diversity imperforated foraminifera packstone/grainstone	16	Benthic foraminifera wackestone/grainstone	5		Inner ramp, open lagoon	Peneroplis sp., Valvulina, D.Rangi, Miliolid
Ostracods bioclast packstone/grainstone	17	Benthic foraminifera wackestone/grainstone	5		Inner ramp	Ostracods, Miliolid, Bivalve, Echinoid
Small rotalids echinoids wackestone/packstone	18	Benthic foraminifera wackestone/grainstone	5		Distal inner ramp, protected to restricted lagoon	Small rotalia, Discorbis, Ammonia, Echinoid, Miliolid
Small miliolid wackestone	19	Benthic foraminifera wackestone/grainstone	5		Distal inner ramp, protected to restricted lagoon	Miliolid, Borelis sp., Ostracoda, Austrorillina sp., Valvulina, D.rangi, Textularia
Sandy bioclast ooid packstone/grainstone	20	Ooid bioclast packstone/grainstone	6		Distal inner ramp, shoal	concentric and micritic ooids (some radiata), silt and sand-sized quartz, D. rangi, Valvulina, Elphidium sp.
Sandy fusulina ooid packstone/grainstone	21	Ooid bioclast packstone/grainstone	6		Distal inner ramp, shoal	concentric and micritic ooids (some radiata), silt and sand-sized quartz, Favosites, D. rangi, Valvulina,
Mudstone/ microdolomite	22	Sandy mudstone	7		Distal inner ramp, exposure	Line mud, microdolomite, silt to sand sized quartz, rare Miliolid, D. rangi and shell fragments
Doloquartzite	0.5	Doloquartzite	0.5		Crystalline carbonate	Nonplanar to planar (subhedral), some planar (euhedral) crystals

۳-۳ مدل رسوبی سازند آسماری

با مطالعه ریزرخساره‌ها و بررسی ارتباط آن‌ها با یکدیگر و نیز روند تغییرات آن‌ها در طی رسوب‌گذاری، مدل رسوبی مشخص می‌شود. بر اساس نوع و پراکندگی ریزرخساره‌ها، سازند آسماری در منطقه مورد نظر در یک رمپ کربناته نهشته شده است. رمپ‌های کربناته به سه بخش رمپ داخلی، میانی و خارجی تقسیم بندی می‌شوند (Burchette & Wright, 1992). این ریزرخساره‌ها بیانگر رسوب‌گذاری در سه محیط رمپ بیرونی (دریای باز) در بخش زیرین آسماری و رمپ میانی (شول و دریای باز) اغلب در بخش میانی آسماری و رمپ داخلی (لاگون، پهنه جزر و مدی، بالای پهنه جزر و مدی) بیشتر در بخش بالایی آسماری هستند. مجموعه رخساره‌های ۵ تا ۸ نشانگر بخش داخلی به سمت ساحل پلتفرم، رخساره‌های ۲ تا ۴ مربوط به بخش میانی پلتفرم و رخساره ۱ مرتبط با بخش بیرونی پلتفرم، به سمت بخش‌های عمیق تر حوضه می‌باشند (جدول ۳-۲) و (شکل ۳-۱۸).



شکل ۳-۱۸: مدل محیط رسوبی سازند آسماری در میدان قلعه نار.

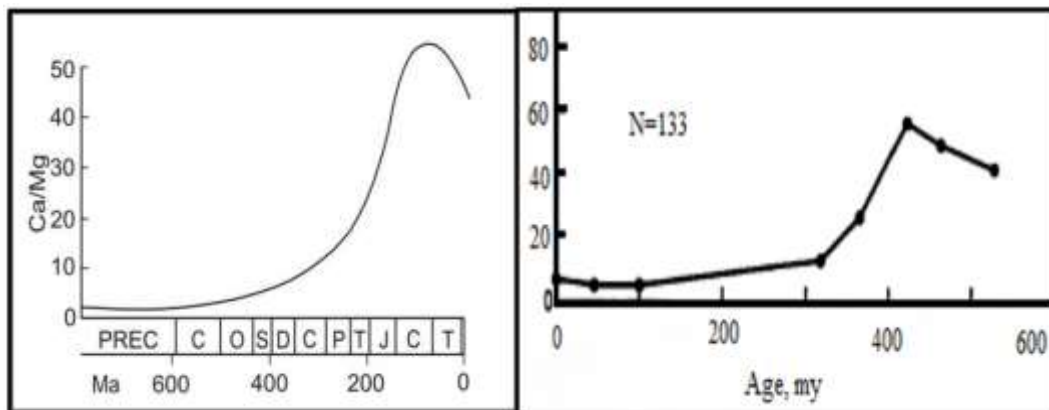
جدول ۳-۲: ریز رخساره های شناسایی شده سازند آسماری در چاه شماره ۱۷ میدان قلعه نار.

شماره رخساره	بافت	اجزای تشکیل دهنده	محیط تشکیل
MF8	دولواسپارایت	بلورهای دولومیت اسپارایتی	انتهای رمپ داخلی تا رمپ میانی
MF7	مادستون- دولومادستون ماسه‌ای	گل آهکی حاوی <i>D.Rangi</i> ، <i>Miliolid</i> و دولومیت ریزبلور، آهک ماسه‌ای و کوارتز	ابتدای رمپ داخلی (لاگون)
MF6	گرینستون-پکستون	<i>Valvulina</i> ، <i>Favreina</i> ، <i>D.Rangi</i> <i>Elphidium</i> به همراه اووئیدهای میکرایتی و متحدالمرکز و کوارتز	ابتدای رمپ داخلی و سدی (شول)
MF5	گرینستون- وکستون	<i>Neorotalia</i> ، <i>Amphistegina</i> ، <i>Textularia</i> ، <i>D.Rangi</i> ، <i>Elphidium</i> <i>Small Rotalia</i> ، <i>Amonia</i> ، <i>Discorbis</i> ، به همراه دو کفه‌ای، استراکد و خارپوست،	رمپ داخلی (لاگون باز) تا انتهای رمپ داخلی (لاگون محصور)
MF4	فلوتستون - رودستون	<i>Peneroplis</i> ، <i>Amphistegina</i> ، <i>Miogypsinoides</i> ، <i>Miliolids</i> ، <i>Borelis</i> ، <i>Neorotalia</i> به همراه مرجان و جلبک‌های قرمز	رمپ میانی تا بخش انتهایی رمپ داخلی
MF3	پکستون-گرینستون	<i>Miliolids</i> ، <i>Nummulites</i> ، <i>Neorotalia</i> ، <i>Austrotrillina</i> ، <i>Archaias operculiniformis</i> ، <i>Amphistegina</i> به همراه خارپوست و جلبک قرمز	رمپ میانی
MF2	رودستون-پکستون	<i>Amphistegina</i> ، <i>Nummulitidae</i> ، <i>Operculina</i> ، <i>Lepidocyclinidae</i> <i>Miogypsinoida</i> ، <i>Miogypsinoides</i> همراه با خارپوست و جلبک قرمز	رمپ میانی
MF1	وکستون-پکستون	<i>Amphistegina</i> ، <i>Nummulitidae</i> ، <i>Operculina</i> ، <i>Globigerinids</i> به همراه خرده‌های خارپوست	رمپ بیرونی

۳-۴ تقسیم‌بندی دولومیت‌های سازند آسماری

دولومیت با فرمول شیمیایی $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ یک کانی پیچیده‌ای است که تاکنون معمای چگونگی تشکیل آن بطور کامل حل نشده است (Rao, 1996). چنانچه مقادیر Ca و Mg در دولومیت مساوی باشد به آن دولومیت ایده‌آل (ideal) یا دولومیت استوکیومتریک (stoichiometric) می‌گویند. اما در صورتی که دولومیت غنی از Ca یا غنی از Mg باشد، به دولومیت غیر ایده‌آل (non-ideal) یا غیر استوکیومتریک (non-stoichiometric) معروف است، (آدابی، ۲۰۰۲؛ Warren, 1989). بسیاری از دولومیت‌هایی که در شرایط طبیعی تشکیل می‌شوند دولومیت‌های غیر استوکیومتریک هستند و بنابراین نسبت مولی $\text{CaCO}_3/\text{MgCO}_3$ در آن‌ها ۵۰ به ۵۰ نمی‌باشد (Tucker et al, 1990). از آن‌جایی که تهیه مصنوعی دولومیت در آزمایشگاه و در شرایط دما و فشار حاکم بر محیط‌های رسوبی عهد حاضر به راحتی امکان‌پذیر نیست، لذا اطلاعات درباره نحوه تشکیل دولومیت‌های اولیه کافی نمی‌باشد و این مسئله به عنوان "مشکل دولومیت" (dolomite problem) معرفی می‌شود (Warren, 2000). امروزه دولومیت‌ها در مقایسه با سنگ‌های آهکی از فراوانی کمتری برخوردار هستند، در حالی که در گذشته دولومیت‌ها به دلیل زمان طولانی که برای تشکیل داشته‌اند و یا به دلیل بالا بودن نسبت Mg/Ca در آب دریا و یا تفاوت در میزان گازکربنیک (CO_2) اتمسفر و یا دلایلی که هنوز به خوبی شناخته شده نمی‌باشند، به مراتب گسترده‌تر بوده‌اند (شکل ۳-۱۹). دولومیتی‌شدن به دلیل نقشی که در افزایش حجم فضاهای خالی و امکان ایجاد ارتباط بهتر آن‌ها ایفا می‌کند، از فرآیندهای مهم دیاژنزی در مخازن کربناته محسوب می‌شود. بسیاری از زون‌های مخزنی در میادین هیدروکربنی بزرگ و کوچک در سراسر جهان و مخصوصاً در ایران، لایه‌های دولومیتی هستند و تقریباً ۵۰ درصد مخازن نفتی کربناته جهان را دولومیت‌ها تشکیل می‌دهند (Wilson, 1975). لذا مطالعات گسترده‌ای بر روی انواع دولومیت‌ها، مکانیسم‌های تشکیل و ارتباط آن‌ها با خواص مخزنی سنگ‌های کربناته

انجام شده است (Warren, J, 2000, Gregg & Sibley, 1984, Land, L.S, 1985, Gregg & Shelton, 1990, Kopaska & Friedman, 1989).



شکل ۳-۱۹: منحنی توزیع دولومیت‌ها در طول فانروزوئیک؛ نسبت Ca / Mg در سنگ‌های کربناته (Given and Wilkinson, 1987).

دولومیت‌ها از لحاظ زمان و نحوه تشکیل، به دو دسته تقسیم می‌شوند:

(۱) دولومیت‌های اولیه (Syngenetic or Primary Dolomite): تقریباً همزمان با رسوب‌گذاری تشکیل می‌شوند.

(۲) دولومیت‌های ثانویه (Epigenetic or Secondary Dolomite): بعد از رسوب‌گذاری در طی مراحل دیاژنز، در شرایط تدفین کم عمق تا عمیق تشکیل می‌شوند. دولومیت‌های ثانویه بصورت جانشرینی، تبلور مجدد و یا سیمان دولومیتی تشکیل می‌گردند.

دولومیت‌های اولیه معمولاً دانه‌ریز و متخلخل هستند ولی به دلیل اندازه کوچک تخلخل و گلوگاه‌های آن، تراوایی بسیار کمی دارند. بسیاری از دولومیت‌های اولیه حال حاضر در محیط‌های جذرو مدی و یا سبخایی همراه با کانی‌های تبخیری تشکیل می‌شوند. فرآیند تشکیل دولومیت‌های ثانویه که در اثر جانشرینی کانی‌های کلسیت و آراگونیت موجود در ذرات فسیلی و غیرفسیلی و یا ماتریکس و گل آهکی رخ می‌دهد، دولومیتزاسیون نامیده می‌شود. این فرآیند با کاهش حجم و در نتیجه افزایش

تخلخل همراه است، بنابراین دولومیتی شدن معمولاً باعث افزایش تخلخل و تراوایی شده و کیفیت مخازن کربناته را افزایش می‌دهد (لوسیا، ۱۹۹۵).

اندازه بلورها توسط انرژی‌های رشد و هسته سازی کنترل می‌شود، در حالیکه شکل مرز بلورها بوسیله رشد بلورها کنترل می‌گردد (سیبلی و گرگ، ۱۹۸۷). بطور کلی در دمای پایین معمولاً سطوح بلوری صاف (planar) و بلورها شکل دار (planar-e/euhedral) تا نیمه شکل دارند (planar-s/subhedral)، در حالیکه بالاتر از دمای بحرانی (بین ۵۰ تا ۱۰۰ درجه Roughening Temperature Critical) سطوح بلور غیرمسطح (nonplanar) و بلورها به صورت بی‌شکل (nonplanar/anhedral) توسعه می‌یابند (سیبلی و گرگ، ۱۹۸۷؛ گرگ و شیلتون، ۱۹۹۰). علاوه بر درجه حرارت، درجه اشباع محلول دولومیت‌ساز نیز حائز اهمیت فراوان می‌باشد. در شرایطی که محلول دولومیت‌ساز غنی نباشد، بیشتر ذراتی که نسبت به دولومیتی شدن مقاومت کمتری دارند مانند ذرات آراگونیتی، ذرات با کلسیم بالا و یا ذرات ریزدانه با کلسیم پایین دولومیتی می‌شوند (selective) و در حالیکه محلول دولومیت‌ساز غنی باشد، فرآیند دولومیتی شدن بصورت فراگیر (pervasive) صورت می‌گیرد. در صورت دولومیتی شدن انتخابی، ذرات دولومیتی نشده ممکن است در مراحل بعدی دیاژنز انحلال پیدا کرده و تخلخل حاصل از انحلال را ایجاد نمایند.

شدت و نوع دولومیتی شدن یک سنگ، بستگی به نوع و اندازه بلورهای کانی‌های اولیه، فابریک سنگ اولیه، حجم و ترکیب سیالات دولومیتی‌کننده، دمای تشکیل و مدت زمان اثر عامل دولومیتی‌کننده دارد. در طی تدفین، دولومیت در مقایسه با سنگ آهک، تخلخل خود را کمتر از دست می‌دهد. این امر به دلیل آن است که دولومیت‌ها مقاومت بیشتری در مقابل فشردگی مکانیکی و شیمیایی داشته و سیمانی شدن در آن‌ها کمتر صورت می‌گیرد. دولومیتی شدن، یک سنگ مخزن کربناته را قادر می‌کند تا در برابر فشردگی مقاومت کند. به طور عادی در قسمت‌های کم عمق، دولومیت‌ها کمتر از سنگ آهک‌ها تخلخل دارند، اما آن‌ها تخلخل خود را حین تدفین بهتر حفظ می‌کنند، بطوریکه در عمق ۴ یا

۵ کیلومتری، معمولاً تخلخل دولومیت‌ها بیشتر از سنگ آهک‌ها است (رضایی، ۱۳۸۴). دولومیت‌ها شکل‌پذیری کمتری نسبت به سنگ آهک دارند و گسترش شکستگی در آن‌ها با سهولت بیشتری صورت می‌گیرد، بنابراین احتمال گسترش تخلخل از نوع شکستگی در آن‌ها بیشتر از سنگ آهک می‌باشد.

شرط اول دولومیتی‌شدن این است که سنگ به اندازه کافی متخلخل و نفوذناپذیر باشد تا سیالات دولومیتی‌کننده بتوانند با آن واکنش داده و آن را دولومیتی کنند. اگر سنگ اولیه به اندازه کافی متخلخل و نفوذپذیر نباشد، دولومیتی‌شدن با آهستگی صورت می‌گیرد، در نتیجه دولومیت فضاهای خالی موجود را پر کرده و فابریک اولیه سنگ را حفظ می‌کند، بنابراین تخلخل انحلالی اضافی حاصل نمی‌شود. هنگامی که نرخ دولومیتی‌شدن بالا باشد، تخریب فابریک صورت می‌گیرد و انحلال بزرگ مقیاس سنگ آهک اولیه، امکان رشد آزادانه دولومیت به مناسب‌ترین حالت را می‌دهد. در این حالت به جای آن که دولومیت بافت اولیه سنگ را تقلید کند، بلورهای دولومیت بدون توجه به فابریک اولیه رشد کرده و رومبوئیدهای دولومیت با بافت دانه شکر (sugrosic) ایجاد می‌شود.

منشأ دولومیت‌ها را از روی مینرالوژی، اندازه بلورها و فابریک، ویژگی‌های رسوب‌شناسی، تفریق عنصری و همگنی، شوری، دما، ترکیب سیالات و شرایط اکسیداسیونی و احیاء می‌توان تعبیر و تفسیر نمود (Rao, 1996). برای تفکیک انواع دولومیت‌ها از اندازه بلورها، شکل مرز بلورها، بافت و ویژگی‌های ژئوشیمیایی آن‌ها استفاده می‌شود (سیبلی و گرگ، ۱۹۸۷؛ لی و فریدمن، ۱۹۸۷؛ آماتور و فریدمن، ۱۹۹۲؛ مازولو، ۱۹۹۲). سیبلی و گرگ (Sibely and Gregg, 1987) توزیع اندازه بلورها، شکل بلورها و نوع مرز بلورها را مهم‌ترین فاکتورها جهت تقسیم بندی دولومیت‌ها در نظر گرفته‌اند (شکل ۳-۲۰).

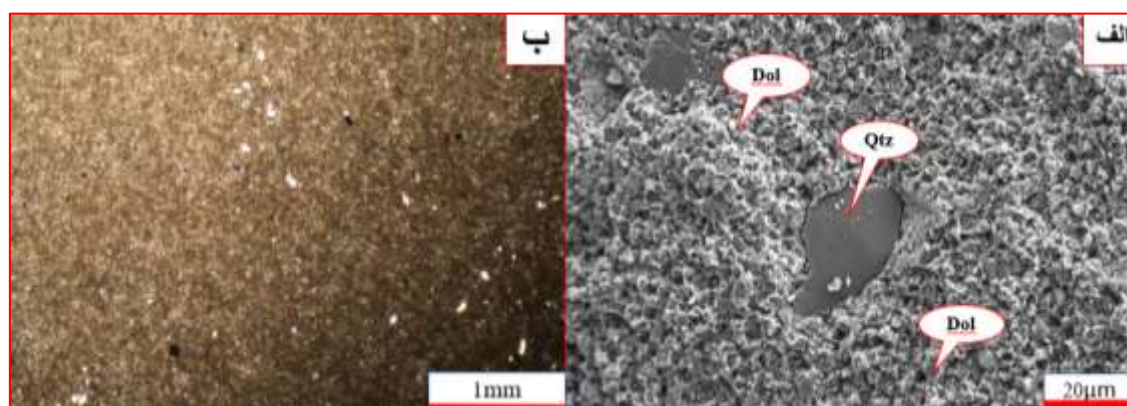


شکل ۳-۲۰: سه بافت اصلی و فراوان در دولومیت‌ها: الف) بلورهای غیر صفحه ای در موزائیکی از بلورهای بی شکل، ب) بلورهای صفحه ای از نوع خود شکل در موزائیکی از بلورهای خود شکل، ج) بلورهای صفحه ای از نوع نیمه شکل دار در موزائیکی از بلورهای نیمه شکل دار (سیبلی و گرگ، ۱۹۸۷).

در این تحقیق حدوداً ۶۵۰ مقطع نازک از چاه شماره ۱۷ میدان قلعه نار بررسی شده و با استفاده از طبقه بندی سیبلی و گرگ (Sibely and Gregg, 1987) دولومیت‌های سازند آسماری تقسیم‌بندی شدند (جدول ۳-۳). علاوه بر آن، جهت تکمیل مطالعات دقیق تر پتروگرافی، بررسی دولومیت‌ها با میکروسکوپ الکترونی روبشی گسیل میدانی (FE-SEM) و تجزیه عنصری درجا (EDS) نیز انجام شد. دانشگاه صنعتی شاهرود مجهز به یک دستگاه پیشرفته میکروسکوپ الکترونی روبشی گسیل میدانی همراه با دتکتور تجزیه عنصری درجا، مدل Sigma 300-HV ساخت Zeiss کشور آلمان می باشد. در این مطالعه، تعداد ۶ نمونه به عنوان معرف مورد مطالعه دقیقتر قرار گرفتند. در ذیل به شرح دولومیت‌های سازند آسماری در میدان قلعه نار با استفاده از تقسیم بندی سیبلی و گرگ (Sibely and Gregg, 1987) پرداخته می‌شود.

۳-۴-۱ دولومیت نوع اول؛ دولومیکرایت (Dolomicrite):

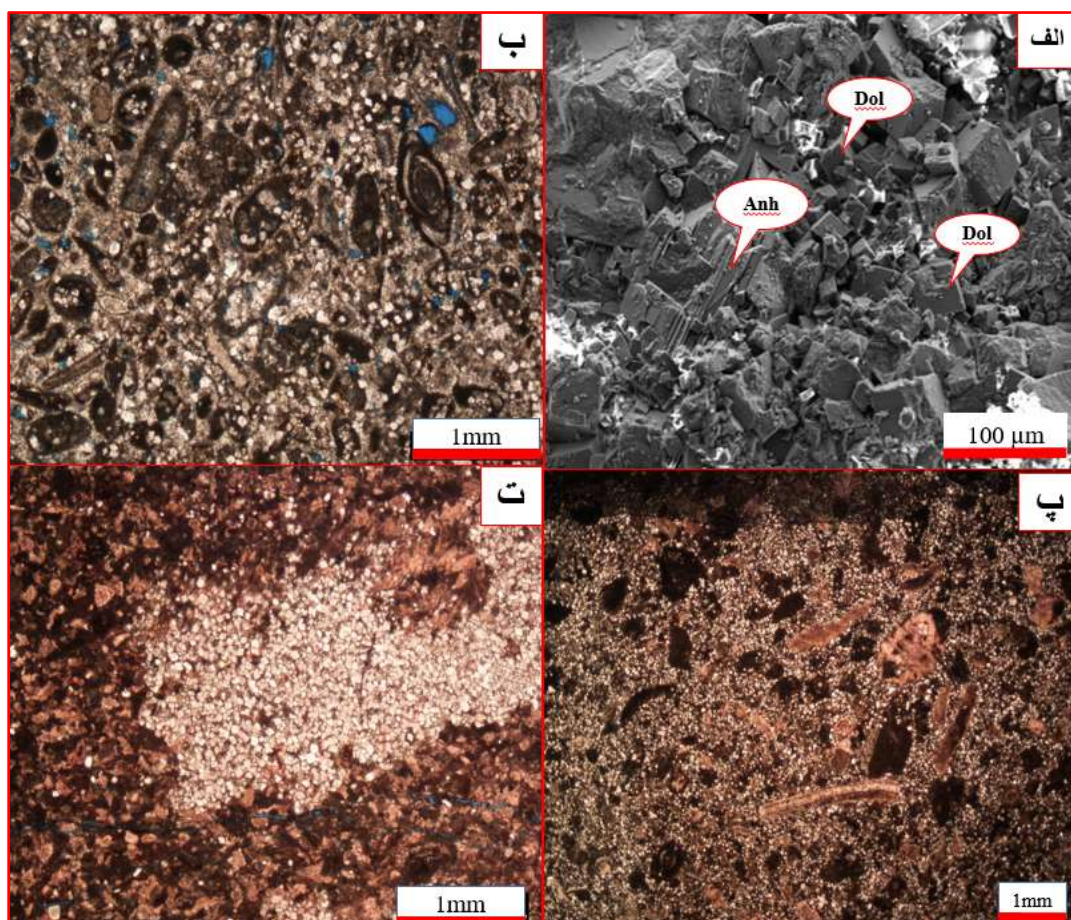
این نوع دولومیت‌ها از موزاییک‌های متراکم هم اندازه (unimodal)، با مرزهای بلوری غالباً بی‌شکل (non-planar) و تا حدی نیمه شکل‌دار (planar-s/subhedral) تشکیل شده است (شکل ۳-۲۱). اندازه بلورها از خیلی ریز تا ریزبلور (microcrystalline mosaics) در اندازه کوچکتر از ۱۶ میکرون می‌باشد. در این دولومیت‌ها لامیناسیون‌ها و رشته‌های جلبکی، فابریک فنسترال، قالب کانی‌های تبخیری و ندول‌های انیدریتی و همچنین ذرات پراکنده کوارتز یافت می‌شود (شکل ۳-۲۱). این شواهد نشان می‌دهند که این نوع دولومیت مربوط به رخساره مادستون دولومیتی بوده که در پهنه جزر و مدی یا سب‌خا در شرایط گرم و خشک گسترش داشته‌اند. مطالعه با میکروسکوپ الکترونی روبشی نیز بافت متراکم، بلورهای خیلی ریز و هم اندازه، بلورهای غالباً بی‌شکل و نیمه شکل‌دار و ذرات پراکنده کوارتز در دولومیکرایت‌ها را نشان داد (شکل ۳-۲۱-الف). این شواهد نشان دهنده تشکیل این نوع دولومیت‌ها تحت شرایط سطحی و در دمای پایین است. دولومیت‌های نوع اول، غالباً بصورت لایه نازک در بخش‌های بالایی سازند آسماری نزدیک به سازند گچساران مشاهده می‌شوند.



شکل ۳-۲۱: دولومیت نوع اول، دولومیکرایت (Dolomicrite؛ الف) تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی از عمق ۲۹۶۲ متری با بلورهای متراکم، هم اندازه، بی شکل تا نیمه شکل‌دار دولومیت، (ب) تصویر مقطع نازک میکروسکوپی (XPL) از عمق ۲۹۶۲ متری با بلورهای بسیار ریز دولومیت و ذرات پراکنده کوارتز.

۳-۴-۲ دولومیت نوع دوم؛ دولومیکرواسپارایت (Dolomicrosparite):

شامل بلورهای در اندازه‌های گوناگون ریز تا متوسط (polymodal) در رنج ۱۶ تا ۶۲ میکرون و با رمبوندهای خودشکل (planar-euhedral) تا نیمه شکل‌دار (planar-s/subhedral) می‌باشند. دولومیکرواسپارایت‌ها از بلورهای پراکنده دولومیت در یک ماتریکس گل آهکی و یا تجمعات نسبتاً متراکم بلورهای دولومیت در اندازه‌های ریز تا متوسط تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۲۲). در نمونه‌های دولومیت نوع دوم، ماتریکس میکرایتی و یا آلوکم‌های میکرایتی به فراوانی دیده می‌شود (شکل ۳-۲۲-ب، پ). این مسئله نشان می‌دهد که این نوع دولومیت‌ها، در اثر دولومیتی‌شدن بصورت بخشی یا انتخابی ایجاد شده و در بخش‌های مختلف سازند آسماری گسترش پیدا کرده‌اند. علاوه بر آن، حضور دولومیکرایت‌ها بصورت لکه‌هایی در بین دولومیکرواسپارایت‌ها نشان دهنده تبلور مجدد دولومیکرایت‌ها است (شکل ۳-۲۲-ت). در نمونه‌های سازند آسماری در برخی موارد تنها آلیدها، اینتراکلیست‌ها و بایوکلست‌ها دولومیتی شده‌اند، در صورتی که در برخی دیگر فقط زمینه میکرایتی، دولومیتی شده است. در این حالت‌ها، دولومیتی‌شدن از فابریک سنگ تبعیت می‌کند و دولومیتی‌شدن بصورت انتخابی (fabric selective) صورت می‌گیرد. در دولومیتی‌شدن انتخابی، دو عامل اندازه ذرات و کانی‌شناسی ذرات دولومیتی‌شونده از اهمیت زیادی برخوردار است. بسیاری از محققان نشان داده‌اند که دولومیتی‌شدن ذرات کلسیت با منیزیم بالا و آراگونیت نسبت به کلسیت با منیزیم پایین سریع‌تر انجام می‌شود و معمولاً بافت اولیه در ذرات کلسیت با منیزیم بالا حفظ می‌شود (Tucker et al., 1990). بر اساس نظر آل آسم و همکاران ۲۰۰۹، دولومیکرواسپارایت‌ها معمولاً از جانشینی سنگ‌های آهکی و یا از تبلور مجدد دولومیکرایت‌ها به وجود می‌آیند.



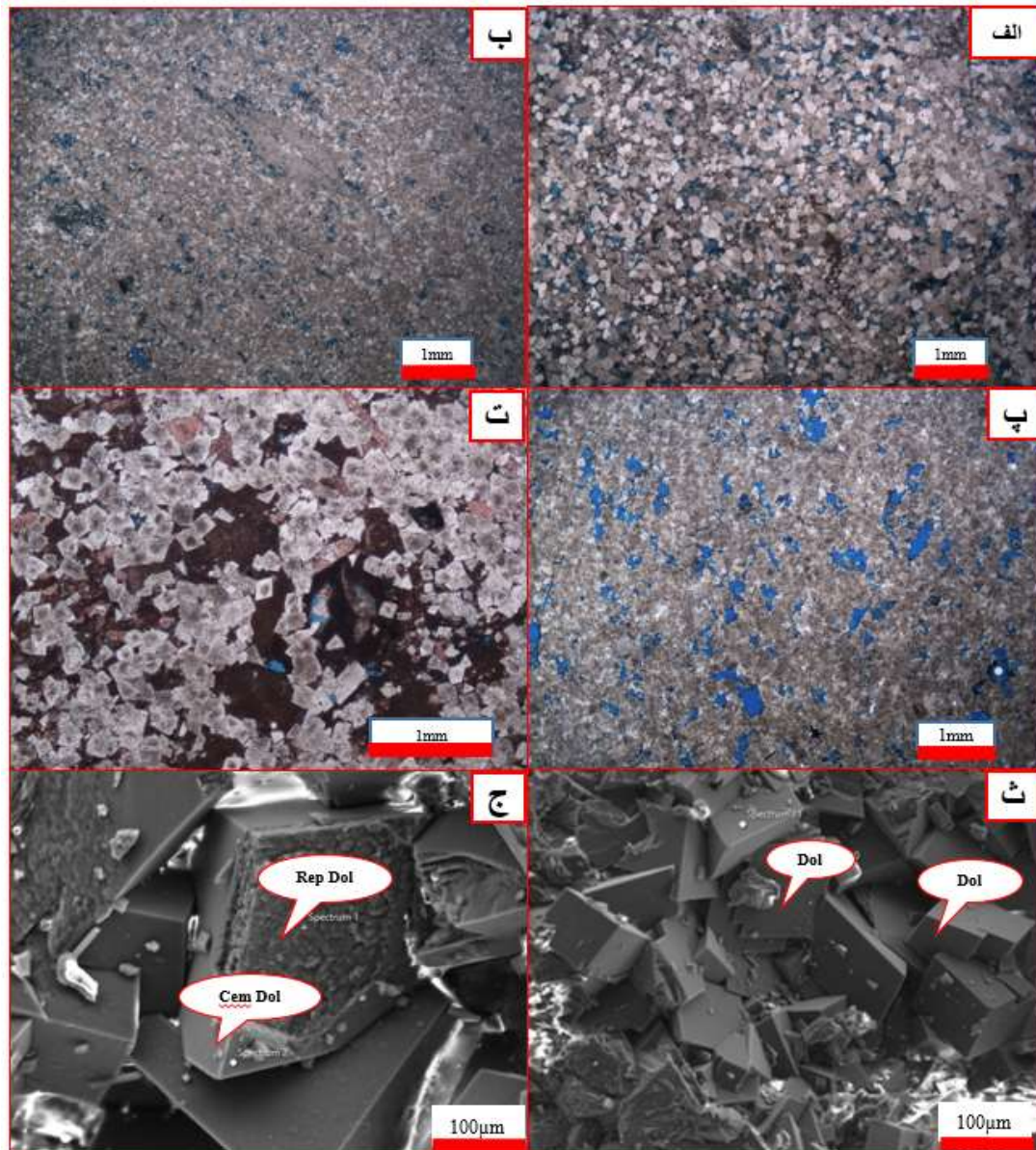
شکل ۳-۲۲: دولومیت نوع دوم، دولومیکرواسپارایت (Dolomicrosparite)؛ الف) تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی از عمق ۳۱۱۱ متری، بلورهای دولومیت در اندازه‌های مختلف، ب) تصویر مقطع نازک میکروسکوپی (XPL) از عمق ۲۹۶۱ متری، بلورهای دولومیت پراکنده در زمینه میکرایتی، پ) تصویر مقطع نازک میکروسکوپی (XPL) از عمق ۳۰۰۰ متری، دولومیتی شدن زمینه میکرایتی، آهک‌ها در اثر آلیزارین به رنگ قرمز درآمده‌اند ولی دولومیت‌ها بی‌رنگ باقی‌مانده‌اند، ت) تصویر مقطع نازک میکروسکوپی (XPL) از عمق ۲۹۹۹ متری، تجمعات دولومیتی در زمینه آهکی و میکرایتی.

۳-۴-۳ دولومیت نوع سوم؛ دولواسپارایت (Dolosparite):

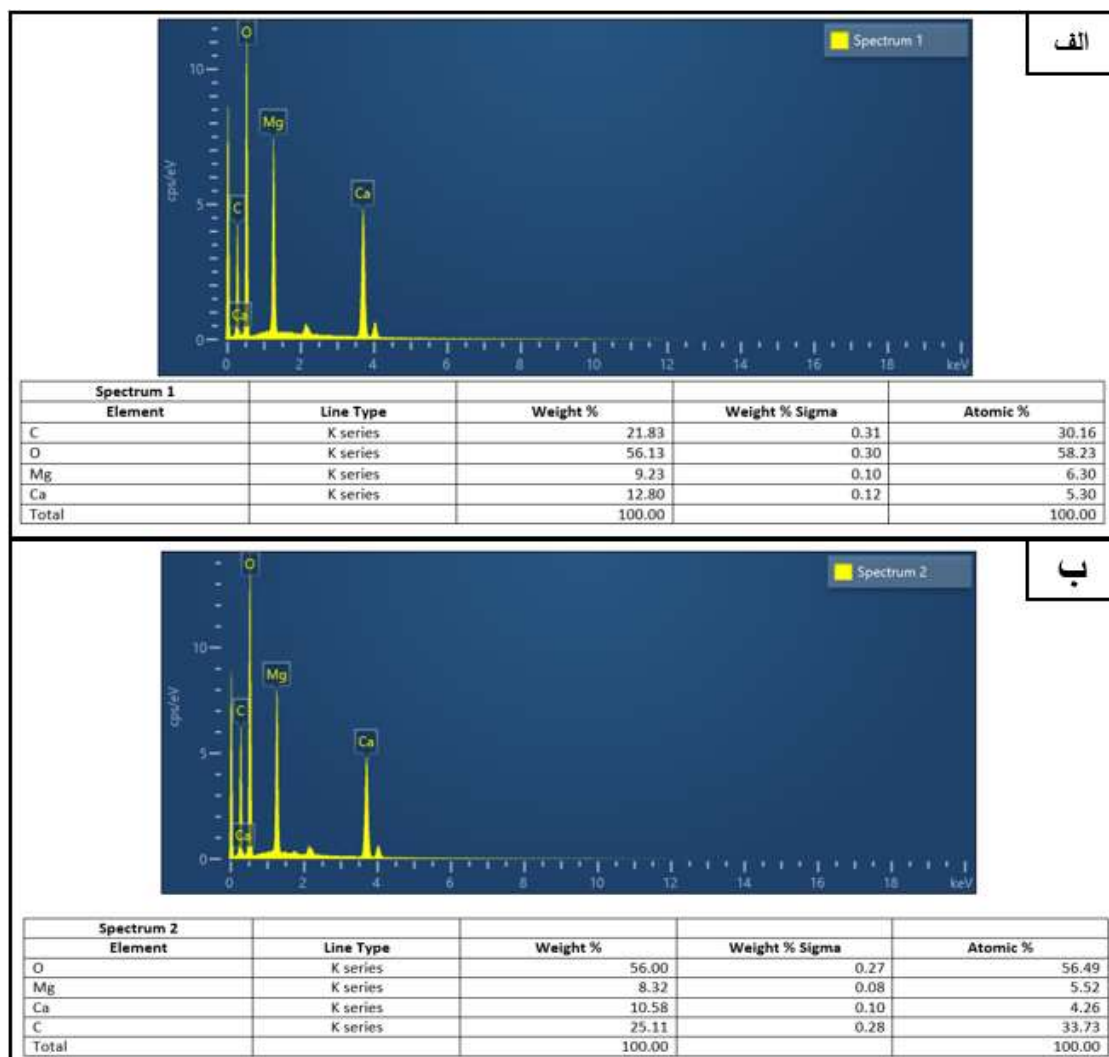
از بلورهای موزاییکی هم‌اندازه (unimodal)، در اندازه متوسط تا درشت بلور و دارای مرزهای عمدتاً خودشکل (planar-e/hedral) تشکیل شده‌اند. اندازه این نوع دولومیت‌ها بین ۶۲ تا ۲۵۰ میکرون می‌باشد (شکل ۳-۲۳). فراوانی و تراکم بلورهای دولومیت بصورت لوزی‌های خود شکل هم اندازه با تخلخل بین بلوری زیاد موجب ایجاد بافت ایدیوتوپیک یا دانه شکر (sucrosic) در این نوع دولومیت‌ها شده است (شکل ۳-۲۳-الف). برخی از بلورهای این نوع دولومیت‌ها در قسمت‌های مرکزی

دارای سطحی غبارآلود و در حاشیه‌ها بصورت شفاف (cloudy core and clear rim) هستند (شکل ۳-۳-۲۳-ت). علت غبارآلود بودن قسمت‌های مرکزی بلورها وجود انکلوژیونهای کلسیت و آراگونیت و یا تخلخل‌های بسیار ریز می‌باشد. مطالعات دقیق‌تر پتروگرافی با میکروسکوپ الکترونی روبشی نشان داد که قسمت‌های مرکزی در اثر جانشینی و قسمت‌های حاشیه‌ای در اثر تشکیل سیمان دولومیتی بصورت رورشدی (overgrowth) ایجاد شده‌اند (شکل ۳-۲۳-ج). آنالیز عنصری EDS در میکروسکوپ الکترونی روبشی نشان داد که این دو قسمت از لحاظ مقادیر Mg و Ca تفاوت زیادی با یکدیگر ندارند (شکل ۳-۲۴). در دولومیت‌های نوع سوم، دولومیتی‌شدن بطور گسترده (pervasive) و به دو صورت دیده می‌شود. در حالت اول آثار و قالب آلوکم‌های جانشین شده قابل تشخیص بوده و جانشینی تقلیدی (mimically replacement) اتفاق افتاده (شکل ۳-۲۳-ب) که فابریک اولیه سنگ حفظ شده است (fabric retention). در حالت دوم، قالب و شکل آلوکم‌ها قابل تشخیص نبوده و در اثر جانشینی غیرتقلیدی (non-mimically replacement) (شکل ۳-۲۳-پ) فرآیند دولومیتی‌شدن بصورت کامل یا فراگیر موجب از بین رفتن فابریک اولیه سنگ شده است (fabric destruction). رخساره اولیه و یا به عبارتی نوع و جنس اجزای تشکیل دهنده سنگ آهک‌های اولیه، تا حد زیادی فرایند دولومیتی‌شدن فراگیر در دولواسپارایت‌ها را کنترل کرده است. باوجود رخساره‌های با تخلخل و تراوایی اولیه بالا و یا جنس آلوکم‌های آراگونیتی و یا کلسیت با منیزیم بالا، جانشینی دولومیت‌ها به جای آهک‌ها با گسترش بیشتری انجام می‌گیرد. این شرایط بیشتر در رخساره‌های فلوتستون تا رودستون و گرینستون که در انتهای رمپ داخلی تا رمپ میانی و شول (سد) نهشته شده بودند وجود داشته است. با وجود تخلخل اولیه بالا در این رخساره‌ها، گردش هیدرولیکی سیالات دولومیت ساز بهتر انجام شده و فرایند دولومیتی‌شدن با گسترش بیشتری صورت گرفته است. فرآیند دولومیتی‌شدن فراگیر در دولواسپارایت‌ها موجب افزایش تخلخل بین بلوری شده است. فراوانی تخلخل بین بلوری به همراه

تخلخل‌های قالبی حاصل از انحلال آلوک‌ها موجب افزایش تراوایی و ایجاد زون مخزنی مناسب در رخساره‌های دولواسپارایت در بخش‌های میانی سازند آسماری شده است.



شکل ۳-۲۴: دولومیت نوع سوم، دولواسپارایت (Dolosparite)؛ الف) تصویر مقطع نازک میکروسکوپی (XPL) از عمق ۳۱۴۵ متری، بافت دانه شکری و تخلخل و تراوایی بالا ب) تصویر مقطع میکروسکوپی (XPL) از عمق ۳۱۴۹ متری، جانشینی تقلیدی پ) تصویر مقطع میکروسکوپی (XPL) از عمق ۳۱۱۶ متری، دولومیت فراگیر با تخریب بافت اولیه ت) تصویر مقطع نازک میکروسکوپی (PPL) از عمق ۳۱۸۰ متری، بلورهای دولومیت با قسمت‌های مرکزی غبارآلود و حاشیه‌های شفاف ث) تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی از عمق ۳۱۰۰ متری، رومبوئدرهای خود شکل و مسطح دولومیت ج) تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی از عمق ۳۱۰۰ متری، دولومیت جانشینی در قسمت‌های مرکزی و سیمان دولومیتی بصورت رورشدی در قسمت‌های حاشیه‌ای (آنالیز عنصری نقطه‌ای EDS از این دو بخش در شکل ۳-۲۴ آورده شده است).



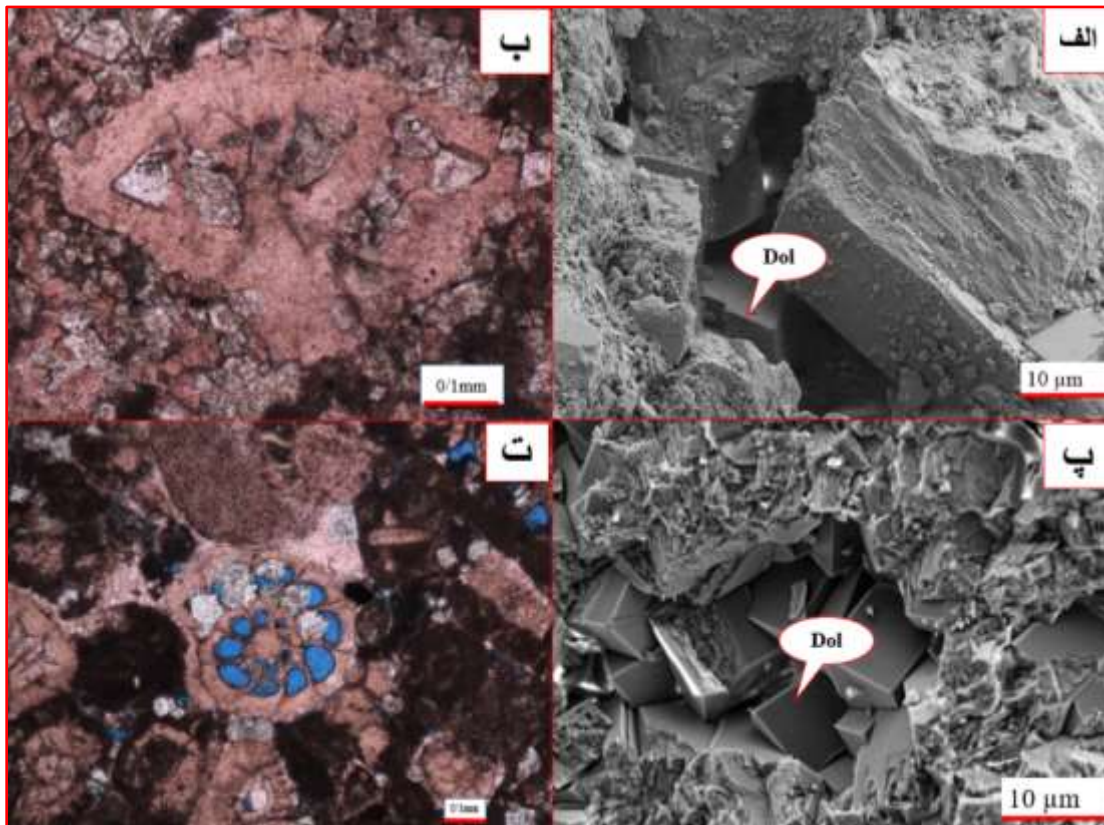
شکل ۳-۲۴: آنالیز عنصری نقطه ای (EDS) از بخش‌های جانشینی مرکزی (الف) و سیمان رورشدی حاشیه‌ای (ب) از بلور دولومیت نشان داده شده در شکل ۳-۲۳ (ج).

۳-۴-۴ دولومیت نوع چهارم؛ پرکننده حفرات و شکستگی‌ها (Pore)

:(and fracture filling dolomite)

در این نوع، بلورهای درشت تا خیلی درشت (polymodal) دولومیت با مرزهای نیمه شکل‌دار (planar-s/subhedral) تا خودشکل (planar-e/hedral) بصورت سیمان در فضاهای خالی تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۲۵). اندازه این نوع دولومیت‌ها معمولاً بزرگتر از ۲۵۰ میکرون می‌باشد. در دولومیت نوع چهارم، بلورهای دولومیت بصورت‌های پرکننده فضای خالی درون آلوکرها (intra-granular)

(شکل ۳-۲۵-ب،ت)، پرکننده فضای خالی بین آلوکرها (inter-granular) (شکل ۳-۲۵-الف،ب،پ) و پرکننده درزها و شکافها (fracture filling) دیده می‌شوند.



شکل ۳-۲۵: دولومیت نوع چهارم، پرکننده حفرات و شکستگی‌ها (Pore and fracture filling dolomite)؛ الف، ب) تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی از عمق ۳۲۷۸ متری، سیمان پرکننده فضای خالی بین آلوکرها ب) تصویر مقطع نازک میکروسکوپی (XPL) از عمق ۳۲۷۸ متری، سیمان پرکننده فضای خالی درون بایوکلاست ت) تصویر مقطع نازک میکروسکوپی (XPL) از عمق ۳۲۲۸ متری، سیمان پرکننده فضای خالی درون بایوکلاست.

جدول ۳-۳: تقسیم بندی دولومیت‌های سازند آسماری درمیدان قلعه نار با استفاده از طبقه بندی سیبلی و گرگ،

۱۹۸۷.

پارامترها نوع دولومیت	اندازه بلورها	توزیع اندازه بلورها	شکل مرز بلورها	شکل بلورها	بافت
دولومیت نوع ۱	خیلی ریز تا ریز بلور ($4 - 16 \mu m$)	یونی مدال	عمدتاً نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل	عمدتاً مسطح نوع s تا غیر مسطح	زنوتوپیک
دولومیت نوع ۲	ریز تا متوسط - بلور ($16 - 62 \mu m$)	پلی مدال	نیمه‌شکل‌دار تا خودشکل	مسطح نوع s تا مسطح نوع e	ایدیوتوپیک تا هایپیدیوتوپیک
دولومیت نوع ۳	متوسط تا درشت‌بلور ($62 - 250 \mu m$)	یونی مدال	عمدتاً خودشکل	عمدتاً مسطح نوع e	ایدیوتوپیک
دولومیت نوع ۴	درشت تا خیلی درشت‌بلور ($> 250 \mu m$)	پلی مدال	نیمه‌شکل‌دار تا خودشکل	مسطح نوع s تا مسطح نوع e	ایدیوتوپیک تا هایپیدیوتوپیک

فصل چہارم :

مطالعات ژنوشیمیائی

۴-۱ مقدمه

ژئوشیمی علمی است که در آن به وسیله‌ی ابزارهای شیمی به حل مسائل زمین‌شناسی پرداخته می‌شود. در واقع در این علم، از شیمی برای شناخت زمین و درک فرآیندهای آن کمک گرفته می‌شود. مطالعات ژئوشیمیایی از جمله مهم‌ترین بخش‌های مورد مطالعه یک محیط سنگی است. سنگ به عنوان یک سیستم ژئوشیمیایی، تحت تأثیر عوامل مختلفی است که تغییر در هر یک از آن‌ها، تعادل آن را برهم زده و باعث ایجاد شرایط جدیدی می‌شود. چگونگی توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در محیط‌های سنگی هر منطقه و تشخیص ارتباط و وابستگی این عناصر با یکدیگر، از مهم‌ترین جنبه‌هایی است که همواره در مطالعات ژئوشیمیایی مد نظر قرار می‌گیرد. با استفاده از این داده‌ها، می‌توان به ویژگی‌های محیط تشکیل و فرآیندهای موثر در تشکیل یک سنگ پی برد (Piercey, 2011).

در این فصل داده‌های ژئوشیمیایی حاصل از آنالیز نمونه‌ها به روش طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (LA-ICP-MS) و همچنین مطالعه و بررسی میانبارهای سیال (Fluid inclusions) به عنوان دو روش مهم و کاربردی در تعیین ژنز دولومیت‌های سازند آسماری در میدان قلعه نار مورد استفاده قرار گرفته است.

۴-۲ مطالعه میانبارهای سیال

به سیالی که درون یک جامد (مثلاً کانی) قرار گرفته باشد، سیال درگیر یا میانبار سیال اطلاق می‌شود. سیال به دام افتاده می‌تواند مایع، گاز، جامد و یا سیال فوق بحرانی باشد. مطالعات سیالات درگیر در سه مرحله پتروگرافی سیالات درگیر، ریزدماسنجی (microthermometry) و تعبیر و تفسیر نتایج انجام می‌گیرد. قبل از مطالعات میکروترمومتری باید اطمینان حاصل کرد که سیال درگیر

از زمان به دام افتادن تا حال حاضر دچار تغییر نشده باشد. اهمیت مطالعه میانبارهای سیال به عنوان کلید ارزشمندی در درک مسائل گذشته زمین‌شناسی از قبیل دما، فشار، شوری، چگالی، ترکیب سیالات کانسارساز و همچنین ترکیب سیالاتی که تشکیل‌دهنده سنگ‌ها و کانی‌ها بوده‌اند می‌باشد (Roedder, 1984).

هنگامی که بلور کانی‌ها در یک محیط مایع رشد و تبلور مجدد حاصل می‌کند، به دلیل بی‌نظمی‌هایی که در سطوح رشد بلورها رخ می‌دهد، بخش کوچکی از محلول در بلورهای جامد به دام می‌افتد. بر حسب اینکه این بی‌نظمی و نیز به دام افتادگی در چه مرحله‌ای از رشد بلور رخ دهد، سیال به دام افتاده از نظر منشأ به سه گروه تقسیم می‌شود: چنانچه بی‌نظمی در سطوح بلوری در حال رشد صورت گیرد و همزمان با رشد بلور بخشی از محلول به دام افتد، در این صورت با ادامه رشد این بی‌نظمی‌ها مسدود گردیده و منشأ سیال به دام افتاده را اولیه (Primary) می‌نامند. در صورتیکه همزمان با رشد بلور، در آن شکستگی‌هایی ایجاد شود و بخشی از محلول که بلور از آن رشد می‌کند در این شکستگی‌ها محبوس گردد، منشأ آن را ثانویه دروغین (Pseudosecondary) می‌گویند. چنانچه بعد از خاتمه رشد بلور در آن به دلایل مختلفی شکستگی ایجاد شود و سیال بعدی در این شکستگی‌ها به دام افتد، منشأ این میانبارها را ثانویه (Secondary) می‌گویند. منشأ سیال میانبارها، از نظر ترکیبی نیز به دو گروه سیالات همگن و سیالات ناهمگن تقسیم می‌شود (Roedder., 1984). کانی‌های معمول جهت مطالعات میانبار سیال عبارتند از: کوارتز، فلوریت، هالیت، کلسیت، آپاتیت، دولومیت، اسفالریت، باریت، توپاز، کاسیتريت، گارنت، الیوین، پیروکسن، کوردیریت، فلدسپار و اسکاپولیت (Shepherd et al., 1985; Van den Kerkhof and Hein, 2001).

۳-۴ فازها و روش مطالعه میانبارهای سیال

سیال درگیر ممکن است در دمای معمولی حاوی بیش از یک فاز باشد نظیر مایع، گاز و یا احتمالاً همراه با یک یا چند فاز جامد که ممکن است به طور تصادفی در داخل سیال به دام افتاده و یا به عنوان فاز نوزاد در طی سرد شدن تشکیل شده باشد (Van den Kerkhof and Hein, 2001). شفرد و همکاران (Shepherd et al., 1985) طبقه‌بندی جامعی براساس محتویات سیال درگیر ارائه کردند که به شرح زیر است:

- تک‌فاز مایع (L): ساده ترین نوع سیال درگیر بوده و تماماً از مایع تشکیل شده است.
- دوفازی غنی از مایع (L+V): فاز مایع غالب بوده و دارای حباب بخار کوچک است.
- دوفازی غنی از بخار (V+L): فاز بخار غالب بوده ($< 50\%$) و حاشیه باریکی از مایع دیده می‌شود.
- تک‌فاز بخار (V): تماماً توسط یک فاز بخار کم‌چگال بدون فاز مایع اشغال شده است.
- چندفازی (multi-phase solid) و چندجامدی (multi-solid): دارای یک یا چند فاز بلورین جامد به همراه مایع و بخار هستند. اگر فاز جامد بیشتر از 50% سیال را اشغال کرده باشد، به آن چندجامدی گویند.
- مایع ناآمیخته ($L_1+L_2\pm V$): دارای دو مایع ناآمیخته که یکی آبگین بوده و دیگری غنی از CO_2 یا مواد آلی است.
- شیشه (glass): سیال به دام افتاده از مذاب سیلیکاته در صورتی که سریعاً سرد شود تبدیل به شیشه می‌گردد.

شکل ۴-۱ انواع مختلف فازهای موجود در میانبارهای سیال را نشان می‌دهد.

Inclusion type	Essential phase	Typical example	Abbreviation
Monophase liquid	$L=100\%$		L
Liquid-rich Two phases	$L>50\%$		$L + V$
Vapour-rich Two phases	$V=50 \text{ to } 80\%$		$V + L$
Monophase vapour	$V=100\%$		V
Multiphase solid	$L=\text{variable}$ $S<50\%$		$S + L \pm V$
Multisolid	$S>50\%$ $L, V \text{ variable}$		$S + L \pm V$
Immiscible liquid	L_1, L_2		$L_1 + L_2 \pm V$
Galss	$GL>50\%$	-----	$GL \pm V \pm S$

شکل ۴-۱: طبقه‌بندی شماتیک میانبارهای سیال بر اساس فازهای مشاهده شده در دمای اتاق (Shepherd et al, 1985).

برای تشخیص کمی و کیفی اجزاء سازنده میانبارهای سیال دو شیوه تجزیه انهدامی و غیر انهدامی به کار برده می‌شود (Roedder., 1984). از روش‌های تجزیه غیر انهدامی که در تجزیه میانبارهای سیال مورد استفاده قرار می‌گیرد، می‌توان به روش‌های میکروسکوپی نوری، گرماسنجی، طیف‌سنجی جذب فرو سرخ، طیف‌سنجی رامان، ریزکاووند، فعال‌سازی نوترونی و روش طیف‌سنجی جرمی یون ثانویه (SIMS) اشاره کرد.

از میان روش‌های فوق، مطالعه میکروسکوپی رایج‌ترین و کم هزینه‌ترین روش غیرانهدامی است که بیشتر پژوهشگران از آن در زمینه مطالعه میانبارهای سیال استفاده می‌کنند. در این شیوه مطالعه، اصولاً از مقاطع نازک دو بر صیقل (Doubly –Polished Thin Section) استفاده می‌گردد. روش‌های انهدامی بیشتر برای تجزیه فاز سیال برای تعیین کاتیون‌ها و آنیون‌ها، مطالعات همگنی، تجزیه فاز

گازی و نیز تشخیص نوع کانی‌های نوزاد صورت می‌گیرد. مطالعات دماسنجی میانبارهای سیال به منظور دستیابی به شرایط فیزیکوشیمیایی محلول‌های کانه‌زا (هنگام نهشت) کانه‌ها انجام می‌شود. مطالعات فوق در دو بخش گرمایش (Heating) و سرمایش (Freezing) صورت می‌گیرد. در مطالعات گرمایش برای به دست آوردن دمای حقیقی به دام افتادگی میانبارهای سیال و از طرفی دستیابی به فشار تشکیل کانه‌ها، از دمای همگن‌سازی (Homogenization Temperature) میانبارهای سیال استفاده می‌شود. به منظور دستیابی به این هدف به میانبارهای سیال حرارت داده می‌شود تا وضعیت دوگانه مایع و بخار از بین رفته و یکی از آن دو، حفره میانبار سیال را پر کند. عمل همگن‌سازی میانبارهای سیال به سه حالت روی می‌دهد: ۱- همگن‌شدن به حالت مایع (با از بین رفتن حباب گاز)، ۲- همگن‌شدن به صورت بخار (با بزرگ شدن حباب بخار)، ۳- همگن‌شدن به حالت بحرانی (محو شدن آهسته سطح هلالی موجود در بین فاز سیال و بخار). دمای همگن‌سازی که بدین ترتیب به دست می‌آید، حداقل دمای به دام افتادگی است (Shepherd, 1985).

در مطالعات سرمایش، میانبارهای سیال تا دماهای پایین‌تر از دمای انجماد سیال سرد می‌شوند. این عمل باعث ایجاد تغییر در فازهای درون میانبارهای سیال گردیده که به ترکیب و چگالی میانبارهای سیال بستگی دارد. از این مطالعات برای به دست آوردن درجه شوری محلول‌های کانه ساز بر حسب درصد وزنی معادل NaCl استفاده می‌شود. برای تعیین درجه شوری نیز می‌توان از انحلال فازهای جامد Cl, NaCl, K استفاده نمود.

۴-۴ کاربرد میانبارهای سیال

میانبارهای سیال شواهد مستقیمی را در مورد پدیده‌های مختلف زمین‌شناسی در اختیار ما قرار می‌دهند، از این رو مطالعه آن‌ها یکی از موثرترین روش‌ها در حل مسائل مربوط به علوم زمین می‌باشد.

هدف از مطالعه میانبارهای سیال، بازسازی شرایط زمان تشکیل کانی از جمله فشار، دما و شوری سیال می‌باشد. امروزه از این روش در زمینه‌هایی چون مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی و زایش کانسارها، مطالعات رسوب‌شناسی و سنگ‌های رسوبی، پترولوژی و گوهرشناسی استفاده می‌گردد (Roedder, 1984). از آنجایی که با بررسی میانبارهای سیال درون یک کانی، به دمای تشکیل و میزان شوری محلول سازنده کانی پی برده می‌شود، مطالعه میانبارهای سیال در تعیین ژنز کانی‌های مختلف کاربرد فراوانی دارد. یکی از این موارد تعیین ژنز دولومیت‌ها می‌باشد. با توجه به اهمیتی که انواع مختلف دولومیت‌ها در کیفیت زون‌های مخزنی میداین نفتی دارند، مطالعه میانبارهای سیال در مطالعات زمین‌شناسی نفت و تعیین دولومیت‌های مختلف زون‌های هیدروکربنی کاربرد زیادی دارد. در این پایان‌نامه با استفاده از مطالعات میانبارهای سیال، دما و شوری محلول سازنده دولومیت‌های سازند آسماری در میدان نفتی قلعه نار مورد بررسی قرار گرفته است. در ادامه به شرح این روش و نتایج حاصل از آن پرداخته خواهد شد.

۴-۵ انتخاب و آماده‌سازی نمونه برای مطالعه میانبارهای سیال

دولومیت‌های سازند آسماری

در این بخش، با توجه به انواع دولومیت‌های تعیین شده در بخش پتروگرافی، تعداد ۱۴ نمونه از دولومیت‌های سازند آسماری چاه شماره ۱۷ میدان قلعه نار انتخاب و از آن‌ها مقاطع نازک دو بر صیقل (Doubly Polished Thin Sections) تهیه شد (جدول ۴-۱). پس از مطالعه اولیه مقاطع نازک دو بر صیقل، نمونه‌ها به مدت چند ساعت در داخل ظرفی حاوی استون (Acetone) قرار گرفتند و پس از جدا شدن نمونه از روی لام، نمونه به قطعات کوچکتری شکسته شده و سپس جهت آنالیز دما و شوری میانبارهای سیال مورد استفاده قرار گرفتند.

آزمایشگاه تحقیقاتی زمین‌شناسی اقتصادی و ریزدماسنجی سیالات درگیر دانشگاه صنعتی شاهرود مجهز به یک دستگاه پیشرفته میانبارهای سیال مدل MDSG600 ساخت کارخانه Linkam انگلستان می‌باشد (شکل ۴-۲). حد اندازه‌گیری تغییرات دمایی این دستگاه از ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد و دقت آن ۰/۱ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. در این مطالعه به علت ریز بودن میانبارها و قابل مطالعه نبودن، از بعضی نمونه‌ها صرف نظر شد و تعداد ۵۰ میانبار سیال اولیه جهت انجام مطالعات تکمیلی انتخاب و آنالیز شدند. شرح مراحل مختلف آنالیز و نتایج حاصل از آن در ادامه‌ی این فصل مورد بررسی قرار خواهد گرفت.



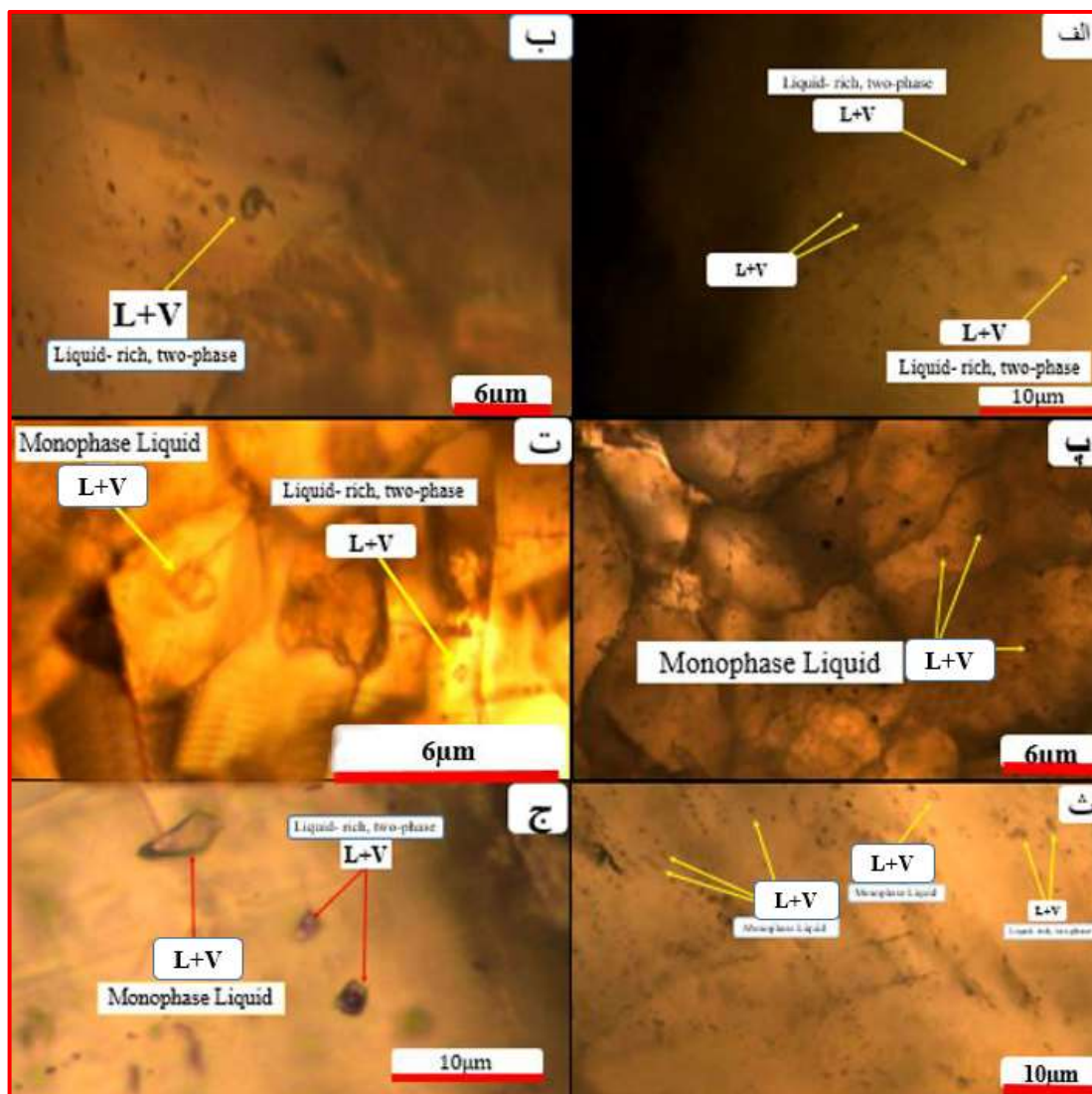
شکل ۴-۲: تصویری از دستگاه میانبارهای سیال دانشگاه صنعتی شاهرود و اجزای آن.

جدول ۴-۱. مشخصات نمونه‌های مطالعه‌شده در آنالیز میانبارهای سیال.

شرح نمونه	عمق و نام نمونه
دولومیکرایت (دولومیت ریز بلور)	QR17-2937
دولواسپارایت (دولومیت درشت بلور)	QR17-3100
دولواسپارایت (دولومیت درشت بلور)	QR17-3111
دولومیکرواسپارایت (دولومیت متوسط بلور)	QR17-3158.5
دولومیکرواسپارایت (دولومیت متوسط بلور)	QR17-3166

۴-۶ پتروگرافی میانبارهای سیال دولومیت‌های سازند آسماری

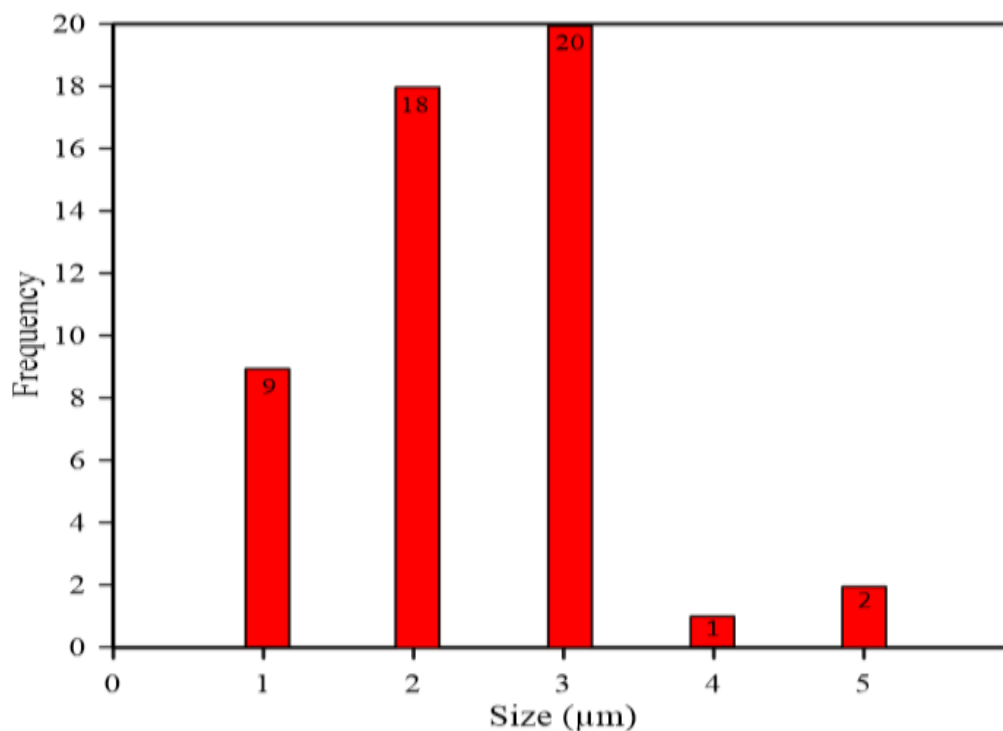
مطالعات پتروگرافی اولین و مهم‌ترین بخش مطالعه میانبارهای سیال می‌باشد، زیرا در این مرحله، علاوه بر تعیین انواع و مشخصات هر یک از آن‌ها، میانبارهای سیال مناسب از نظر اندازه و نوع (اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب) برای مطالعات دماسنجی انتخاب می‌شوند. با دقت و مطالعه دقیق در این مرحله می‌توان اطلاعات مهمی در رابطه با ویژگی‌های سیال کانه‌دار، سیر تکاملی آن‌ها و نیز فرآیندهای ژئوشیمیایی مؤثر در تهنشست میانبارهای سیال، مانند پدیده‌های جوشش، اختلاط و جدایش فازی را تا حدودی شناسایی نمود. به طور کلی در مطالعات پتروگرافی میانبارهای سیال، مشخصات نوری از قبیل شکل و اندازه میانبارهای سیال (شکل میانبارهای سیال تا حدودی به وسیله ساختمان بلوری کانی میزبان کنترل می‌شود)، تعیین و تفکیک میانبارهای سیال از نظر ژنتیکی (اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب)، تعیین نوع و فازهای موجود (L, V, S)، تعیین پاراژنز میانبارهای سیال بر اساس تعیین روابط بافتی میان آن‌ها، نوع کانی دختر (بر اساس شکل بلوری و مورفولوژی ظاهری)، تعیین درصد فاز غالب در هر سیال، اندازه‌گیری درجه پرشدگی، نشان‌دهنده‌ی حجم نسبی فاز مایع نسبت به حجم کل سیال درگیر و پدیده‌هایی مانند شکست و دم‌بریدگی مورد بررسی قرار می‌گیرند. در این مرحله مطالعات پتروگرافی بر روی نمونه‌ها انجام شده و میانبارهای سیال اولیه مناسب جهت مطالعات ریزدماسنجی انتخاب گردید. (شکل ۴-۳) تصاویر میانبارهای موجود در دولومیت‌های سازند آسماری را نشان می‌دهد.



شکل ۴-۳: تصاویرهای میانبرهای سیال در دولومیت‌ها، (الف، ب) : تصویر میانبر سیال دوفازی (L+V) ، (پ) : تصویر میانبرهای سیال تک فازی (L) و (ت، ث، ج) : تصویر میانبرهای سیال دوفازی (L+V) و تک فازی (L).

۴-۷ اندازه میانبرهای سیال دولومیت‌های سازند آسماری

اندازه معمول میانبرهای سیال برای مطالعات ریزدماسنجی بین ۲ تا ۲۰ میکرون می‌باشد. میانبرهای سیال با اندازه‌های کوچک‌تر از ۳ میکرون برای مطالعات ریزدماسنجی دشوار می‌باشد. اندازه میانبرهای سیال در نمونه‌های انتخابی دولومیت‌های سازند آسماری در چاه شماره ۱۷، از ۱ تا ۵ میکرون تغییر می‌کند، که میانبرهای ۲ تا ۳ میکرون بیشترین فراوانی را دارا می‌باشند (شکل ۴-۴).



شکل ۴-۴: هیستوگرام فراوانی اندازه میانبرهای سیال در دلولومیت‌های سازند آسماری در چاه ۱۷ میدان قلعه نار.

۴-۸ انواع میانبرهای سیال دلولومیت‌های سازند آسماری

میانبرهای موجود در نمونه‌های مورد مطالعه از نظر تعداد فاز به انواع زیر تقسیم می‌شوند:

۱- دو فازی مایع-گاز $L+V$

۲- تک فازی مایع L

این دو نوع، فراوانترین میانبرهای سیالی می‌باشند که در تمامی مقاطع مطالعه شده مشاهده می‌شوند.

با توجه به اینکه اکثر نتایج مربوط به میانبرهای سیال دو فازی می‌باشد، نمودارهای ارائه شده بر

اساس سیالات دو فازی انجام شده است.

۴-۹ مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال دولومیت‌های

سازند آسماری

بررسی ریزدماسنجی عبارت است از مطالعه غیرمخرب مقطع مورد نظر برای تعیین دما، میزان شوری، وزن مخصوص (چگالی) و ترکیب سیالاتی که کانی میزبان از آن‌ها ساخته شده است، که توسط عملیات سرد کردن (Freezing) و گرم کردن (Heating) انجام می‌پذیرد. در حقیقت، مبنای کار دماسنجی بر سرمایش و گرمایش میانبارهای سیال استوار است. هدف از سردکردن و منجمدکردن میانبارها، پی‌بردن به میزان املاح یا اصطلاحاً درجه شوری محلول می‌باشد. هدف از حرارت دادن آن‌ها، همگن کردن فازهای تشکیل‌دهنده یک میانبار سیال می‌باشد. دمای همگن‌شدن، یعنی دمایی که تمامی فازهای جامد و مایع نمونه به صورت محلولی همگن درآید. این دما معرف حداقل درجه حرارت تشکیل کانسار خواهد بود. اصطلاح سردکردن به عملیاتی اطلاق می‌شود که در آن یک سیال درگیر سرد می‌شود تا تغییر فاز مایع به جامد مشاهده شود. جهت انجام عملیات انجماد، ابتدا سیال درگیر را تا دمای ۱۰۰- درجه سانتی‌گراد منجمد می‌کنیم، سپس با یک روند آهسته حرارت اتاقک حاوی نمونه را افزایش می‌دهیم و سیال درگیر منجمد شده را زیر نظر می‌گیریم. پس از مدتی، سیال از حالت جامد خارج شده و یخ شروع به ذوب‌شدن می‌نماید. اولین قطره مایعی که ظاهر می‌شود یا به عبارت دیگر، اولین دمای ذوبی که در آن یخ به آب تبدیل می‌شود، دمای یوتکتیک (TE) نامیده می‌شود و مقدار آن با نوع کاتیون‌های حل‌شده در مایع ارتباط دارد. با ادامه گرم کردن، بلورهای یخ بیشتر ذوب می‌شوند تا جایی که آخرین بلور یخ نیز از بین برود. دمایی که در آن آخرین بلور یخ ذوب می‌شود، دمای ذوب نهایی (Tm) اطلاق می‌شود. نتایج حاصل از مطالعات ریزدماسنجی برای دولومیت‌های سازند آسماری چاه شماره ۱۷ میدان قلعه نار در جدول‌های (۴-۲)، (۴-۳)، (۴-۴)، (۴-۵) و (۴-۶) آورده شده است.

جدول ۲-۴: نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی نمونه دولومیکرایت، از عمق ۲۹۳۷ متری.

Sample- Point	Size(μm)	Origin	Phases	Te ($^{\circ}\text{C}$)	Tm(ice)($^{\circ}\text{C}$)	Th($^{\circ}\text{C}$)	Salinity (wt% NaCl equiv)
QR17-2937							
QR17-2937-1	3	Primary	L+V	-29	-7	32	10.77
QR17-2937-2	1	Primary	L+V	-32	-7	31	10.77
QR17-2937-3	5	Primary	L+V	-35	-7	27	10.77
QR17-2937-4	3	Primary	L+V	-30	-8	30	12.00
QR17-2937-5	3	Primary	L+V	-32	-8	30	12.00
QR17-2937-6	4	Primary	L+V	-35	-7	33	10.77
QR17-2937-7	5	Primary	L+V	-29	-8	30	12.00
QR17-2937-8	3	Primary	L+V	-30	-8	35	12.00
QR17-2937-9	1	Primary	L+V	-31	-7	29	10.77
QR17-2937-10	1	Primary	L+V	-31	-9	28	13.16
Average	-	-	-	-31.4	-7.6	30.5	11.501

جدول ۳-۴: نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی نمونه دولومیکرواسپارایت، از عمق ۳۱۵۸/۵ متری.

Sample- Point	Size(μm)	Origin	Phases	Te ($^{\circ}\text{C}$)	Tm(ice)($^{\circ}\text{C}$)	Th($^{\circ}\text{C}$)	Salinity (wt% NaCl equiv)
QR17-3158.5							
QR17-3158.5-1	2	Primary	L+V	-41	-11	54	15.32
QR17-3158.5-2	1	Primary	V+L	-29	-12	50	16.33
QR17-3158.5-3	2	Primary	L+V	-39	-13	47	17.29
QR17-3158.5-4	2	Primary	L+V	-35	-15	49	19.08
QR17-3158.5-5	2	Primary	L+V	-38	-14	50	18.20
QR17-3158.5-6	3	Primary	L+V	-27	-13	41	17.29
QR17-3158.5-7	3	Primary	L+V	-40	-13	45	17.29
QR17-3158.5-8	2	Primary	L+V	-36	-15	52	19.08
QR17-3158.5-9	1	Primary	L+V	-43	-12	55	16.33
QR17-3158.5-10	2	Primary	L+V	-38	-14	48	18.20
Average	-	-	-	-36.6	-13.2	49.1	17.441

جدول ۴-۴: نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی نمونه دولومیکرواسپارایت، از عمق ۳۱۶۶ متری.

Sample- Point	Size(μm)	Origin	Phases	Te ($^{\circ}\text{C}$)	Tm(ice)($^{\circ}\text{C}$)	Th($^{\circ}\text{C}$)	Salinity (wt% NaCl equiv)
QR17-3166							
QR17-3166-1	2	Primary	L+V	-37	-13	47	17.29
QR17-3166-2	3	Primary	L+V	-37	-9	45	13.16
QR17-3166-3	2	Primary	L+V	-35	-13	52	17.29
QR17-3166-4	2	Primary	L+V	-30	-10	51	14.27
QR17-3166-5	1	Primary	L+V	-38	-14	47	18.20
QR17-3166-6	1	Primary	L+V	-37	-13	50	17.29
QR17-3166-7	3	Primary	L+V	-33	-9	54	13.16
QR17-3166-8	2	Primary	L+V	-39	-14	49	18.20
QR17-3166-9	3	Primary	L+V	-34	-	-	16.33
QR17-3166-10	2	Primary	L+V	-29	-	-	14.27
Average	-	-	-	-34.9	-11.7	50	15.946

جدول ۴-۵: نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی نمونه دولواسپارایت، از عمق ۳۱۰۰ متری.

Sample- Point	Size(μm)	Origin	Phases	Te ($^{\circ}\text{C}$)	Tm(ice)($^{\circ}\text{C}$)	Th($^{\circ}\text{C}$)	Salinity (wt% NaCl equiv)
QR17-3100							
QR17-3100-1	3	Primary	L+V	-40	-15	80	19.08
QR17-3100-2	2	Primary	L+V	-42	-12	77	16.33
QR17-3100-3	3	Primary	V+L	-45	-13	72	17.29
QR17-3100-4	3	Primary	L+V	-41	-12	70	16.33
QR17-3100-5	2	Primary	L+V	-39	-14	71	18.20
QR17-3100-6	3	Primary	L+V	-40	-14	71	18.20
QR17-3100-7	3	Primary	L+V	-45	-11	75	15.32
QR17-3100-8	2	Primary	L+V	-40	-14	72	18.20
QR17-3100-9	3	Primary	L+V	-42	-11	77	15.32
QR17-3100-10	3	Primary	L+V	-42	-12	80	16.33
Average	-	-	-	-41.6	-12.8	74.5	17.06

جدول ۴-۶: نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی نمونه دولواسپارایت، از عمق ۳۱۱۱ متری.

Sample- Point	Size(μm)	Origin	Phases	Te ($^{\circ}\text{C}$)	Tm(ice)($^{\circ}\text{C}$)	Th($^{\circ}\text{C}$)	Salinity (wt% NaCl equiv)
QR17-3111							
QR17-3111-1	3	Primary	L+V	-40	-13	70	17.29
QR17-3111-2	2	Primary	L+V	-42	-13	72	18.20
QR17-3111-3	2	Primary	L+V	-38	-9	69	13.16
QR17-3111-4	1	Primary	L+V	-40	-12	65	16.33
QR17-3111-5	2	Primary	L+V	-40	-12	80	16.33
QR17-3111-6	1	Primary	L+V	-38	-15	65	19.08
QR17-3111-7	3	Primary	L+V	-43	-14	65	18.20
QR17-3111-8	3	Primary	L+V	-37	-14	72	18.20
QR17-3111-9	2	Primary	L+V	-35	-15	75	19.08
QR17-3111-10	3	Primary	L+V	-38	-12	77	16.33
Average	-	-	-	-39.1	-12.9	71	17.22

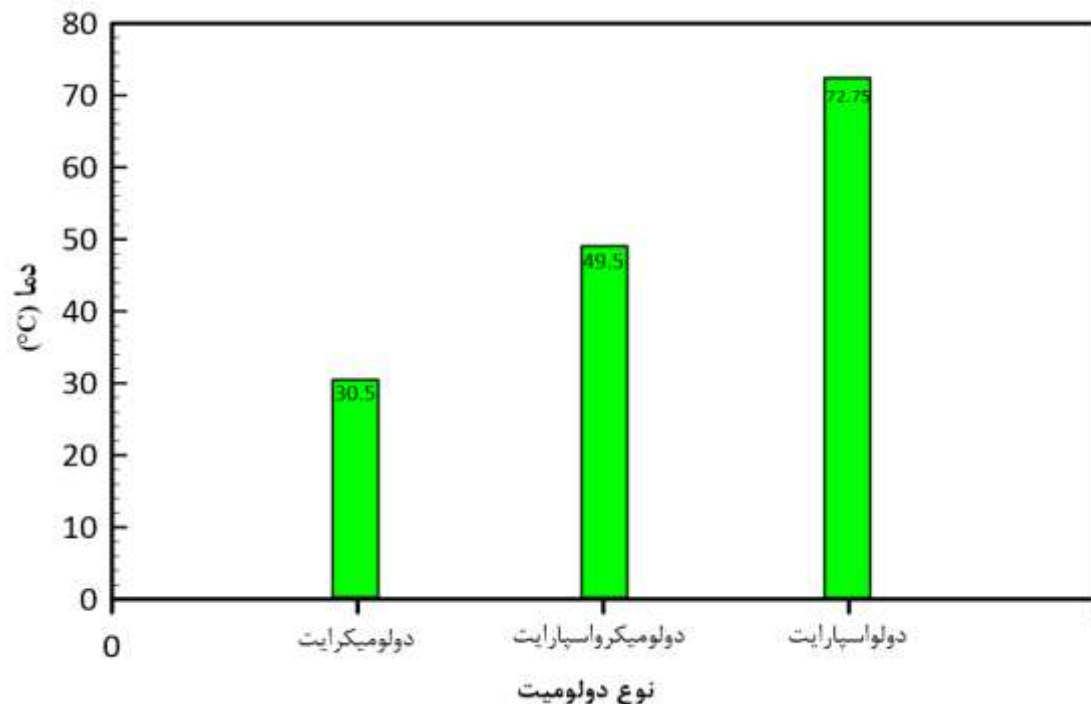
۴-۱۰ دمای به دام افتادن میانبارهای سیال یا دمای تشکیل

دولومیت‌های سازند آسماری

در طی مرحله گرم کردن سیال، فازهای مختلف تشکیل‌دهنده سیال آنقدر حرارت داده می‌شوند تا همه فازهای آن به یک فاز اصلی همگن شوند. در تمامی سیالات درگیر مطالعه شده، حالت همگن شدن بصورت فاز مایع می‌باشد. در این مرحله دمای همگن شدن یا Th سیالات درگیر بدست می‌آید که به عنوان حداقل دمای به دام افتادن میانبار سیال یا تشکیل بلور میزبان در نظر گرفته می‌شود.

نتایج مطالعات گرمایش سیالات نمونه‌های دولومیت مورد مطالعه نشان می‌دهد که تغییرات دمای همگن شدن میانبارها به فاز مایع از ۲۷ تا ۸۰ درجه‌ی سانتی‌گراد متغیر می‌باشد. این دما برای دولومیکرایت‌ها (نمونه QR17-2937) بین ۲۷ تا ۳۵ و متوسط ۳۰/۵ درجه‌ی سانتی‌گراد، برای دولومیکرواسپارایت‌ها (نمونه‌های QR17-3158.5 و QR17-3166) بین ۴۵ تا ۵۵ و متوسط ۴۹/۵۵

درجه‌ی سانتی‌گراد و برای دولواسپارایت‌ها (نمونه‌های QR17-3100 و QR17-3111) بین ۶۵ تا ۸۰ و متوسط ۷۲/۷۵ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده است (شکل ۴-۵).



شکل ۴-۵: متوسط دمای همگن شدن میانبرها به فاز مایع برای انواع دولومیت های سازند آسماری.

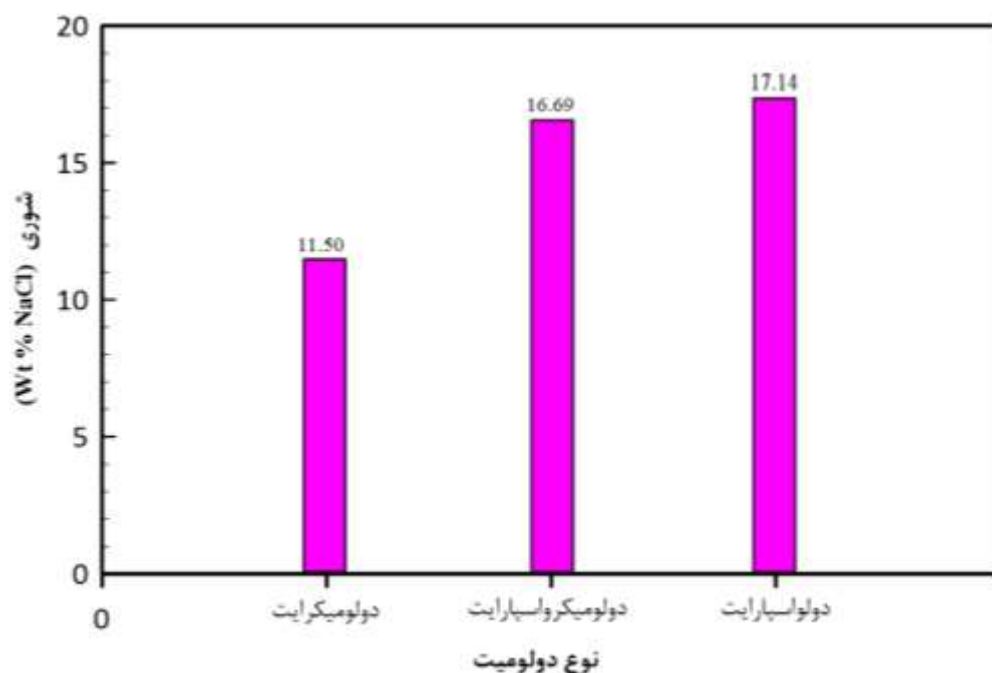
۴-۱۱ شوری سیالات تشکیل دهنده دولومیت‌های سازند آسماری

در آزمایش انجماد، میانبار سیال به زیر دمای اتاق سرد می‌شود تا جایی که تغییر فاز از مایع به جامد مشاهده شود. بسته به نوع فازهای تشکیل دهنده، ترکیب، چگالی و یا شوری، سیالات مختلف در دماهای مختلفی منجمد می‌شوند. بعد از اینکه انجماد کامل صورت گرفت دوباره نمونه بصورت تدریجی گرم می‌شود تا یخ شروع به ذوب شدن کند. اولین قطره مایعی که ظاهر می‌شود یا به عبارتی اولین دمایی که یخ در آن ذوب می‌شود، دمای یوتکتیک (Te) نامیده می‌شود. این دما ارتباط مستقیم با نوع نمک‌ها و کاتیون‌های موجود در مایع دارد. گرم کردن تا جایی که آخرین بلور یخ ذوب شود ادامه می‌یابد. دمایی که در آن یخ تماماً ذوب می‌شود دمای نهایی ذوب یخ (Tm) نامیده می‌شود و

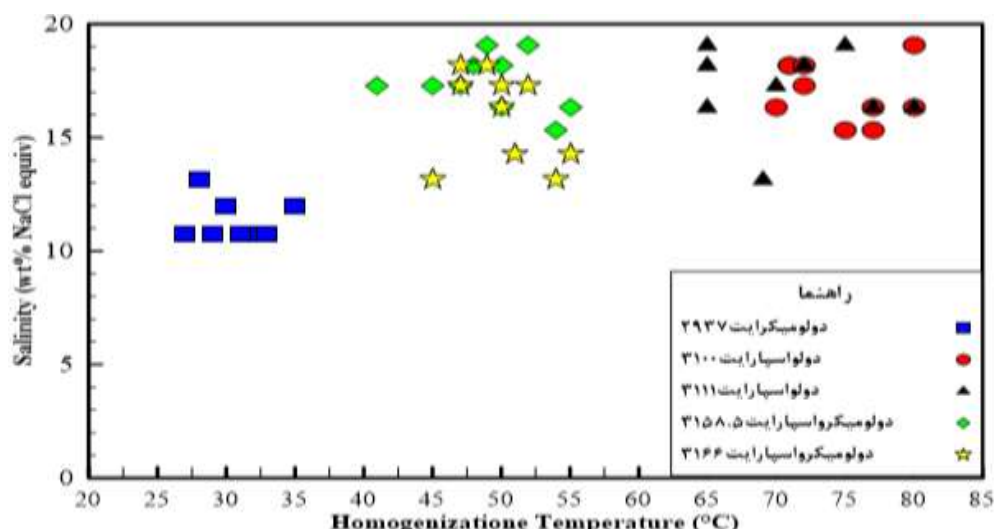
نشان دهنده میزان شوری سیال است. در این پژوهش میزان شوری به صورت درصد وزنی (Wt% NaCl) و از طریق دمای ذوب آخرین قطعه یخ T_m و با استفاده از معادله زیر محاسبه شده است:

$$(Wt \% NaCl) Salinity = 1.76958 T_m - 4.2384 \times 10^{-2} T_m^2 + 5.3 \times 10^{-4} T_m^3 + 0.28$$

نتایج مطالعات سرمایش نشان می‌دهد که میزان کمینه و بیشینه‌ی شوری میانبارهای سیال در سازند مورد مطالعه از ۱۰/۷۷ تا ۱۹/۰۸ درصد وزنی معادل کلرید سدیم متغیر می‌باشد. میزان شوری برای دولومیکرایت‌ها (نمونه QR17-2937) بین ۱۰/۷۷ تا ۱۳/۱۶ و متوسط ۱۱/۵۰۱ درصد وزنی معادل کلرید سدیم، برای دولومیکرواسپارایت‌ها (نمونه‌های QR17-3158.5 و QR17-3166) بین ۱۳/۱۶ تا ۱۹/۰۸ و متوسط ۱۶/۶۹۳ درصد وزنی معادل کلرید سدیم و برای دولواسپارایت‌ها (نمونه‌های QR17-3100 و QR17-3111) بین ۱۳/۱۶ تا ۱۹/۰۸ و متوسط ۱۷/۱۴ درصد وزنی معادل کلرید سدیم بوده است (شکل ۴-۶). مقادیر شوری در برابر دمای همگن شدگی میانبارهای سیال در نمونه‌های مختلف دولومیت سازند آسماری در چاه شماره ۱۷ میدان قلعه نار در شکل ۴-۷ آورده شده است.



شکل ۴-۶: متوسط میزان شوری میانبارهای سیال برای انواع دولومیت‌های سازند آسماری.



شکل ۴-۷: نمودار شوری در برابر دمای همگن شدگی میانبرهای سیال در نمونه‌های دولومیت سازند آسماری.

۴-۱۲ تعبیر و تفسیر نتایج ریزدماسنجی و شوری میانبرهای

سیال دولومیت‌های سازند آسماری

نتایج ریزدماسنجی میانبرهای سازند آسماری نشان می‌دهد که دولومیکرایت‌ها که بخش بالایی سازند آسماری (نزدیک به سازند گچساران) را شامل می‌شوند در دمای متوسط ۳۰/۵ در شرایط سطحی و یا نزدیک به سطح تشکیل شده‌اند. شوری متوسط محلول دولومیت‌ساز در این نوع دولومیت‌ها ۱۱/۵۰ درصد وزنی معادل کلرید سدیم بوده است که نسبت به متوسط شوری آب اقیانوس‌های امروزی که ۳/۵ درصد وزنی کلرید سدیم می‌باشد، در شوری بالاتری تشکیل شده‌اند. این نتایج نشان می‌دهد که دولومیکرایت‌ها از نوع دولومیت‌های اولیه بوده که در محیط‌های سبخایی تشکیل شده‌اند. دمای متوسط تشکیل دولومیکرواسپارایت‌ها ۴۹/۵۵ و دولواسپارایت‌ها ۷۲/۷۵ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده است. این نتایج نشان می‌دهد که این دو نوع دولومیت از نوع ثانویه بوده که شرایط دیاژنزی و درحین تدفین تشکیل شده‌اند. شوری بالاتر محلول‌های دولومیت‌ساز در این دو نوع دولومیت (شوری متوسط ۱۶/۶۹ در دولومیکرواسپارایت‌ها و شوری متوسط ۱۷/۱۴ در دولواسپارایت‌ها) تایید کننده تشکیل آن‌ها در شرایط بسته تا نیمه بسته دیاژنزی با شوری بالا می‌باشد.

۴-۱۳ ژئوشیمی عناصر نادر خاکی

عناصر نادر خاکی (REEs) شامل ۱۵ عنصر از گروه لانتانیدها، با عدد اتمی ۵۷ تا ۷۱ می باشند (شکل ۴-۸). معمولاً دو عنصر اسکاندیم (Sc) با عدد اتمی ۲۱ و ایتیریم (Y) با عدد اتمی ۳۹ نیز در این گروه قرار می گیرند. ایتیریم و اسکاندیم دارای ویژگی های شیمیایی مشابه با REE ها می باشند، اما دارای خواص الکتریکی و مغناطیسی متفاوتی هستند. اعضای با عدد اتمی ۵۷ تا ۶۲ (La تا Sm) را عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و اعضای با عدد اتمی ۶۴ تا ۷۱ (Gd تا Lu) را عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) می نامند. گاهی اعضای میان این گروه، یعنی Sm تا Ho، عناصر نادر خاکی میانی (MREE) نامیده می شوند. امروزه ثابت شده است که این عناصر ردیاب های مفیدی در بسیاری از تحقیقات زمین شناسی و ژئوشیمیایی هستند و مطالعه آن ها، کاربردهای مهمی در سنگ شناسی آذرین، دگرگونی و رسوبی دارد (Rollinson, 1993). به علت اینکه معمولاً الگوی پراکندگی این عناصر در هنگام فرآیندهای دگرسانی و دیاژنزی ثابت باقی می ماند و به علت آنکه از تحرک و ضریب تفکیک نسبتاً پایینی برخوردارند، این عناصر می توانند معرف و نشانگرهای خوبی جهت تعیین منشأ و تکامل سنگ ها باشند.

۵۷ La	۵۸ Ce	۵۹ Pr	۶۰ Nd	۶۱ Pm	۶۲ Sm	۶۳ Eu	۶۴ Gd	۶۵ Tb	۶۶ Dy	۶۷ Ho	۶۸ Er	۶۹ Tm	۷۰ Yb	۷۱ Lu
----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------

شکل ۴-۸: موقعیت عناصر نادر خاکی در جدول تناوبی.

در مطالعات ژئوشیمیایی رسوبی، بررسی عناصر نادر خاکی منجر به شناسایی منشأ سیالات منفذی، ژنز و خاستگاه کانی های دیاژنتیکی، میزان تبادلات آب-سنگ و تغییرات ایجاد شده در ترکیب سیالات در شرایط تدفین رسوبات می شود (وانگ و همکاران، ۲۰۰۹؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۴؛ لیو و همکاران، ۲۰۱۲). یکی از این نوع مطالعات که در یک دهه ی اخیر در برخی از کشورها رو به گسترش است، استفاده از عناصر نادر خاکی در تعیین ژنز دولومیت ها است (Yang et al, 2018; Jiang et al, 2015;)

تاکنون، (Xunyun et al, 2014; Zhang et al, 2014; Kučera et al, 2009; Xiaolin et al, 2009). مطالعات گوناگونی با استفاده از مطالعات ژئوشیمیایی، در زمینه‌ی تشکیل دولومیت‌ها و سازوکارهای دولومیتی‌شدن انجام شده است که بیشتر براساس تغییرات عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن، کربن و استرانسیم بوده‌اند (Adabi, 2009; Vahrenkamp and Swart, 1990; Banner, 1995; Iannace et al, 2011; Ronchi et al, 2011, 2012; Saller and Dickson, 2011). محدودیتی که در خصوص این روش‌ها وجود دارد این است که مقادیر و الگوی پراکندگی عناصر فرعی و ایزوتوپ‌های پایدار می‌توانند در شرایط تدفین و طی فرآیندهای دیاژنزی تغییرات زیادی نمایند (Warren, 2000; Wang et al, 2014). در این پایان نامه با استفاده از عناصر نادرخاکی، منشأ دولومیت‌ها (اولیه یا ثانویه) جهت تعیین مدل دولومیت‌های سازند آسماری در میدان قلعه نار مورد بررسی قرار گرفته است.

مطالعات گوناگون نشان داده است که رسوبات کربناته فانروزوئیک می‌توانند الگوی عناصر نادرخاکی را در خود حفظ کنند (Wang et al, 2014; XiaoLin et al, 2009; Bau and Alexander, 2006; zhao et al, 2013; zhang et al, 2008; Shields et al, 2004). در طی فرآیندهای دولومیتی‌شدن، میزان غلظت عناصر نادرخاکی ممکن است تغییر نماید ولی الگوی پراکندگی آن‌ها تغییر زیادی پیدا نمی‌کند (Shields et al, 2001; Azmy et al, 2011; Lio et al, 2012). از آنجایی که معمولاً دولومیت‌ها یا مستقیم از آب دریا و آب‌هایی که مخلوط با آب دریا هستند تشکیل می‌شوند و یا بطور غیرمستقیم از جانشینی آهک‌هایی که از آب دریا منشأ گرفته‌اند تشکیل می‌شوند، بنابراین الگوی عناصر نادرخاکی در دولومیت‌ها متأثر از الگوی این عناصر در آب دریا می‌باشد (Bau and Alexander, 2006; zhao et al, 2013). جهت تعبیر و تفسیر عناصر نادرخاکی در مطالعات ژئوشیمیایی از نمودارهای عنکبوتی به هنجار شده استفاده می‌شود. در این نمودارها از بهنجارسازی فراوانی عناصر نادرخاکی نسبت به فراوانی این عناصر در یک سری نمونه استاندارد خاص استفاده می‌شود (Rollinson, 1993). از نمونه های

مرجع استاندارد می‌توان به Post Archaean Australian Shales (PAAS), North American Shale Composite (NASC) and C chondrite standards and Upper Continental Crust (UCC); (Kawabe et al, 1998; Hecht et al, 1999; Tanaka et al, 2003 Leybourne and Johannesson, 2008) اشاره نمود. از آن جایی که منشأ دولومیت‌ها بطور مستقیم و یا غیرمستقیم از آب دریا می‌باشد، در مطالعات ژئوشیمیایی، معمولاً دولومیت‌ها به آب دریا نرمالیزه می‌شوند (Wang et al, 2014; XiaoLin et al, 2009; Tanaka et al,) (Seawater Normalized/SWN) (2003; Nothdurft et al, 2004; Wang et al, 2009).

۴-۱۴ روش‌های اندازه‌گیری عناصر نادرخاکی

روش‌های متداول برای اندازه‌گیری عناصر نادرخاکی، تجزیه فعالسازی نوترونی دستگاهی (Instrumental Neutron Activation Analysis / INAA)، فلونورسانس پرتوایکس پخش‌کننده انرژی و پخش‌کننده طول موج (XRF)، طیف‌سنجی نشر اتمی پلاسمای جفت شده القایی (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy/ ICP-AES) و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (Inductively coupled plasma mass spectrometry/ ICP-MS) می‌باشند. در بین این روش‌ها، طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) روشی دقیق، صحیح و سریع برای تجزیه عنصری می‌باشد.

۴-۱۵ روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی

(ICP-MS)

نخستین دستگاه‌های پلاسمای جفت شده القایی متصل به طیف‌سنج جرمی از سال ۱۹۸۳ بصورت تجاری در دسترس قرار گرفتند. آنالیز ICP-Mass یکی از روش‌های طیف‌سنجی جرمی است که

برای تعیین غلظت تعدادی زیادی از فلزات و نافلزات استفاده می‌شود. این روش قادر است تا غلظت عناصر را تا حد 10^{-12} (ppb) نشان دهد. بنابراین این روش دقت و حساسیت بسیار بالایی دارد. برای تجزیه با روش ICP-MS نمونه به روش‌های مختلفی می‌تواند تحت آزمایش قرار گیرد که مرسوم‌ترین روش، استفاده از یک مه‌پاش است. وسیله‌ای که به کمک آن محلول‌ها را به ائروسول (Aerosol) تبدیل می‌کنند و سپس به محیط پلاسما انتقال می‌یابد و یون تولید می‌شود. روش دیگر استفاده از لیزر است، در این روش با استفاده از لیزر نمونه به شکل ابر درآمده و به درون پلاسما وارد می‌شود. معمولاً برای نمونه‌های جامد از این روش استفاده می‌شود. روش‌های دیگری مثل تبخیر الکترودمایی و تبخیر درون مشعل نیز وجود دارند که در آن از یک سطح داغ برای تبخیر نمونه‌ها استفاده می‌شود. تهیه‌ی نمونه به این روش، شامل معایبی مانند آلودگی نمونه و از دست رفتن عناصر فرار است. از سوی دیگر، بافت پیچیده‌ای از محلول ایجاد می‌شود که می‌تواند منشأ بسیاری از مزاحمت‌های طیفی و غیرطیفی باشد. برای حل این مشکلات و به منظور آنالیز عنصری از نمونه‌های جامد بدون انحلال آن‌ها، اخیراً روش افروزش لیزری با دستگاه ICP-MS ترکیب شده و دستگاه طیف سنجی پلاسمای جفت شده القایی - اسپکترومتری جرمی به روش لیزرسایی (Laser ablation-ICP-MS) تهیه شده است. در ادامه به شرح این روش پرداخته خواهد شد.

۴-۱۶ طیف سنجی پلاسمای جفت شده‌ی القایی - اسپکترومتری

جرمی به روش لیزرسایی (LA-ICP-MS)

پس از ساخت اولین لیزر پالسی در سال ۱۹۶۰، ظرفیت و دقت آن برای جمع آوری مستقیم داده‌ها از مواد جامد، سبب جلب توجه محققان بسیاری شد (بریدج و همکاران، ۲۰۰۷). روش پلاسمای جفت شده القایی متصل به طیف‌سنج جرمی بر اساس نمونه‌برداری لیزری توان بسیار زیادی برای آنالیز

عنصری مستقیم از نمونه‌های مایع و یا جامد دارد (دورانت و همکاران، ۱۹۹۹). اتصال دستگاه پلاسمای جفت شده القایی متصل به طیف سنج جرمی به یک سیستم فرسایش لیزری، معرفی نمونه به شکل مستقیم، با حساسیت بالا، مورد اطمینان و تقریباً غیرتخریبی برای آنالیز مقادیر زیاد و یا بسیار ناچیز عناصر از نمونه‌های جامد را فراهم ساخته است. در طول دو دهه اخیر، این روش به سرعت توسعه یافته و در زمینه‌های مختلف علوم شامل زمین‌شناسی، زیست‌محیطی، پزشکی، مهندسی مواد و سایر زمینه‌ها استفاده می‌شود. با توجه به تجزیه عنصری درجا از نمونه‌های سنگ، سرعت زیاد و حساسیت بالای تجزیه، این روش اخیراً در مطالعات ژئوشیمیایی، خصوصاً در زمینه عناصر نادرخاکی در حال گسترش فراوان می‌باشد.

۴-۱۷ تفاوت ICP-MS با LA-ICP-MS در مطالعات عناصر نادرخاکی

از مزایای روش سایش لیزری (LA-ICP-MS) نسبت به ICP-MS، می‌توان به حذف خطاهای ناشی از انحلال و رقیق کردن نمونه‌ها، به حداقل رساندن مصرف مواد شیمیایی، کاهش آلوده کننده‌های نمونه که ممکن است در مرحله انحلال وارد شوند و کاهش مزاحمت‌های طیفی ناشی از یون‌های چند اتمی اشاره کرد. این روش برای تجزیه کانی‌های مقاوم که به سهولت حل نمی‌شوند و نیز عناصر فرار مفید است. همچنین برای تجزیه نقاط کوچک و انتخابی سطح نمونه‌ها روش بسیار مناسبی است. آماده سازی نمونه بسیار ساده است. دامنه دینامیکی روش بسیار وسیع است و حساسیت آن برای بیشتر عناصر زیاد است. بنابراین، روش LA-ICP-MS نسبت به ICP-MS، یک روش مناسب جهت تجزیه درجای نمونه‌های سنگ با سرعت و دقت زیاد برای عناصر نادرخاکی می‌باشد.

در مطالعه عناصر نادرخاکی دولومیت‌ها به روش ICP-MS و انحلال کل نمونه (whole rock analysis)، همراه بودن دولومیت‌ها با کانی‌های سیلیسی آواری مانند رس‌ها و کوارتز، موجب ایجاد خطا در اندازه‌گیری عناصر نادرخاکی می‌شود. در این گونه مطالعات آنالیز برجای عنصری (in situ)

analysis) بهترین روش مطالعه می‌باشد. بنابراین روش LA-ICP-MS نسبت به ICP-MS، روش مناسبتری در مطالعه ژنز دولومیت‌ها می‌باشد. در این پایان نامه جهت آنالیز عناصر نادرخاکی دولومیت‌های سازند آسماری از روش LA-ICP-MS استفاده شده است.

۴-۱۸ آنالیز دولومیت‌های سازند آسماری به روش LA-ICP-MS

در این پژوهش، برای نخستین بار در ایران، عناصر نادرخاکی دولومیت‌های سازند آسماری در سنگ مخزن میدان قلعه نار به روش LA-ICP-MS مورد بررسی قرار گرفته تا به وسیله این عناصر، منشأ دولومیت‌های این سازند تعیین شوند. برای این منظور، تعداد ۴ مقطع دوبرصیقل از نمونه‌های شاخص، مطالعه شده در بخش پتروگرافی، تهیه شد. از این چهار نمونه، سه نمونه مربوط به فراوانترین دولومیت‌ها (نوع ۱ تا ۳) و نمونه چهارم مربوط به آهک می‌باشد که بعنوان معرف و برای مقایسه با دولومیت‌ها در نظر گرفته شد. پس از مطالعات پتروگرافی مقاطع دوبرصیقل و مشخص کردن ۳۰ نقطه بر روی عکس‌های پتروگرافی، مقاطع به آزمایشگاه تحقیقاتی دانشگاه لوزان سوئیس (University of Lausanne) ارسال گردید. نقاط مشخص شده جهت تعیین غلظت عناصر نادرخاکی با دستگاه LA-ICP-MS مدل Quadrupole spectrometer Agilent 7700 مورد آنالیز قرار گرفتند. شکل ۴-۹ دستگاه LA-ICP-MS دانشگاه لوزان سوئیس را نشان می‌دهد. میزان غلظت اندازه‌گیری شده هر کدام از عناصر نادرخاکی در هر چهار نمونه در جدول (۴-۷) آورده شده است.



شکل ۴-۹: دستگاه LA-ICP-MS در دانشگاه لوزان کشور سوئیس.

جدول ۴-۷: نتایج آنالیزهای شیمیایی عناصر نادر خاکی (ppm) با استفاده از دستگاه LA-ICP-MS بر روی نمونه‌های دولومیت میدان قلعه نار (نرمالیزه شده به آب دریا).

	sample	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE
	kawabe	7.91	2.16	0.99	4.25	0.706	0.16	0.91	0.128	0.774	10.2	0.176	0.469	0.056	0.31	0.043	29.332
دولومیکر ایت	2945-B1	0.869	7.910	1.989	1.809	2.284	2.393	1.579	1.788	1.764	0.758	1.597	1.655	2.026	2.444	2.418	33.282
	2945-B2	0.763	6.578	1594	1.454	1.896	2.044	1.375	1.632	1.687	0.701	1.565	1.738	1.987	2.570	2.741	30.326
	2945-B3	0.622	5.208	1.260	1.161	1.512	1.591	1.104	1.256	1.235	0.506	1.077	1.154	1.347	1.636	1.709	22.380
	2945-B4	0.611	5.353	1.307	1.188	1.490	1.643	1.040	1.235	1.263	0.499	1.133	1.139	1.337	1.685	1.699	22.620
	2945-B5	0.623	5.428	1.420	1.250	1.597	1.622	1.062	1.223	1.264	0.518	1.098	1.158	1.360	1.668	1.724	23.014
	2945-B6	0.529	4.606	1.163	1.066	1.511	1.529	1.070	1.168	1.165	0.477	1.006	1.068	1.188	1.502	1.505	20.555
	2945-B7	0.512	4.677	1.148	1.065	1.402	1.470	1.003	1.108	1.146	0.458	0.994	1.026	1.177	1.516	1.502	20.204
آهک	3015-E1	0.223	1.633	0.452	0.431	0.582	0.519	0.408	0.435	0.402	0.238	0.377	0.384	0.384	0.449	0.423	7.341
	3015-E2	0.205	1.632	0.409	0.399	0.499	0.556	0.373	0.389	0.377	0.228	0.363	0.370	0.364	0.482	0.337	6.982
	3015-E3	0.243	1.912	0.520	0.502	0.642	0.660	0.484	0.489	0.449	0.255	0.421	0.409	0.427	0.493	0.476	8.381
	3015-E4	0.245	1.691	0.482	0.451	0.586	0.617	0.411	0.414	0.413	0.232	0.369	0.365	0.387	0.391	0.394	7.448
	3015-E5	0.214	1.504	0.435	0.426	0.510	0.497	0.432	0.437	0.421	0.249	0.400	0.418	0.478	0.357	0.403	7.182
	3015-E6	0.259	2.004	0.527	0.499	0.606	0.604	0.440	0.431	0.432	0.235	0.398	0.376	0.366	0.391	0.440	8.007
	3015-E7	0.303	2.233	0.606	0.581	0.710	0.674	0.483	0.506	0.505	0.256	0.427	0.434	0.471	0.520	0.483	9.192
دولومیکر واسپار ایت	3111-K1	0.038	0.158	0.050	0.046	0.064	0.062	0.050	0.072	0.088	0.065	0.100	0.102	0.086	0.125	0.108	1.213
	3111-K2	0.035	0.139	0.048	0.046	0.053	0.070	0.067	0.068	0.083	0.063	0.094	0.103	0.110	0.134	0.139	1.253
	3111-K3	0.044	0.172	0.050	0.053	0.062	0.063	0.051	0.071	0.086	0.058	0.086	0.086	0.100	0.091	0.114	1.184
	3111-K4	0.036	0.137	0.050	0.045	0.059	0.062	0.078	0.079	0.086	0.069	0.109	0.118	0.107	0.138	0.137	1.310
	3111-K5	0.032	0.124	0.045	0.044	0.073	0.057	0.065	0.076	0.103	0.070	0.094	0.137	0.151	0.119	0.148	1.337
	3111-K6	0.031	0.117	0.043	0.038	0.056	0.057	0.036	0.063	0.082	0.061	0.091	0.102	0.103	0.145	0.153	1.178
	3111-K7	0.052	0.205	0.066	0.069	0.087	0.063	0.057	0.080	0.087	0.063	0.080	0.092	0.105	0.133	0.112	1.353
	3111-K8	0.051	0.192	0.064	0.056	0.064	0.069	0.061	0.076	0.079	0.061	0.077	0.101	0.120	0.124	0.126	1.321
	3111-K9	0.033	0.130	0.044	0.045	0.054	0.066	0.051	0.082	0.086	0.063	0.092	0.106	0.111	0.124	0.145	1.233
	3111-K10	0.042	0.167	0.051	0.048	0.057	0.078	0.074	0.100	0.095	0.064	0.104	0.103	0.104	0.096	0.116	1.298
	3111-K11	0.040	0.148	0.051	0.044	0.052	0.059	0.058	0.069	0.086	0.062	0.089	0.095	0.099	0.127	0.151	1.231
	3166-Z1	0.029	0.098	0.034	0.041	0.056	0.066	0.033	0.044	0.046	0.031	0.050	0.034	0.028	0.068	0.032	0.689
	3166-Z2	0.054	0.179	0.066	0.063	0.083	0.080	0.064	0.060	0.059	0.051	0.069	0.072	0.062	0.077	0.085	1.124
	3166-Z3	0.057	0.188	0.068	0.064	0.081	0.079	0.076	0.073	0.067	0.054	0.070	0.078	0.062	0.079	0.082	1.178
	3166-Z4	0.047	0.159	0.060	0.060	0.059	0.065	0.057	0.058	0.064	0.047	0.077	0.067	0.072	0.052	0.085	1.030
	3166-Z5	0.053	0.181	0.063	0.065	0.065	0.075	0.070	0.062	0.062	0.049	0.059	0.070	0.070	0.061	0.083	1.083

۴-۱۹ نرمال سازی عناصر نادر خاکی دولومیت های سازند آسماری

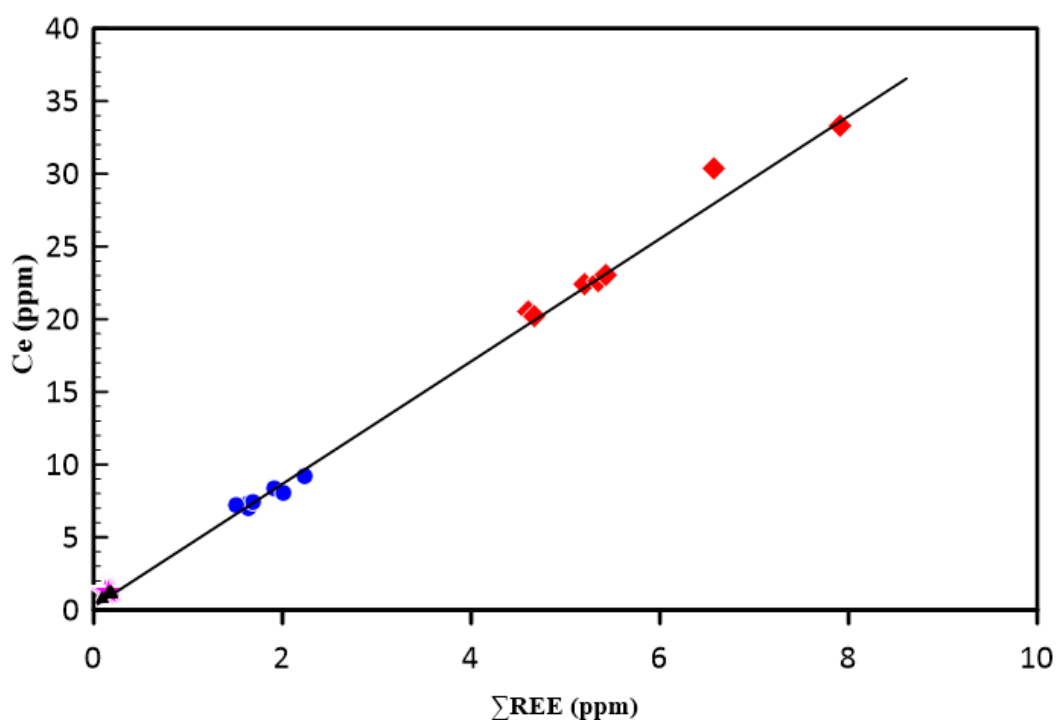
همانطور که در مطالب پیشین ذکر شد، برای ارزیابی غنی شدگی و تهی شدگی عناصر نادر خاکی آن‌ها را به یک نمونه مرجع، هنجار سازی می‌کنند. مطالعات اخیر نشان داده‌اند که بهترین مرجع در مطالعات دولومیت‌ها، آب دریا می‌باشد، زیرا دولومیت‌ها بطور مستقیم و یا غیرمستقیم از آب دریا و یا آب‌های تغییر یافته از آب دریا منشأ می‌گیرند (Wang et al, 2014; XiaoLin et al, 2009). مهم‌ترین منبع عنصر منیزیم (Mg) برای تشکیل دولومیت‌ها، آب دریا می‌باشد (Warren, 2000) به این منظور در این تحقیق داده‌های خام به مرجع استاندارد آب دریا (SWN) برگرفته از مطالعات از Kawabe et al, 1998 نرمالیزه شدند (جدول ۴-۷).

۴-۲۰ تجزیه و تحلیل آنالیز عناصر نادر خاکی دولومیت های

سازند آسماری به روش LA-ICP-MS

نتایج آنالیز عناصر نادر خاکی نمونه‌ها نشان می‌دهد که فراوانترین REE موجود در نمونه‌ها، متعلق به عنصر Ce و کمترین فراوانی متعلق به Y می‌باشد. بیشترین مجموع مقادیر این عناصر (REE Total) در نمونه 2945-B1 (مربوط به دولومیکرایت‌ها) با غلظت ۳۳/۲۸۲ ppm و کمترین مقدار با غلظت ۰/۶۸۹ ppm در نمونه 3166-Z1 (مربوط به دولومیکرواسپارایت‌ها) نشان داده شده است (شکل ۴-۱۲). تقریباً نمونه‌ها دارای غلظت بالای Ce هستند و همبستگی مثبتی بین غلظت Ce و ΣREE وجود دارد، بنابراین می‌توان از مقدار Ce-SWN به عنوان شاخص غنی سازی REE استفاده نمود (شکل ۴-۱۰). در عناصر سری لانتانیدها (lanthanide)، عنصر سریم معمولاً اطلاعات ارزشمندی در ارتباط با شرایط اکسیداسیون و احیای سیالات سازنده کانی‌ها در اختیار قرار می‌دهد. ویژگی بارز این عنصر در شرایط مختلف اکسیداسیون و احیا ($\text{Ce}^{+4}/\text{Ce}^{+3}$) موجب تمایز آن نسبت به دیگر عناصر نادر خاکی شده است.

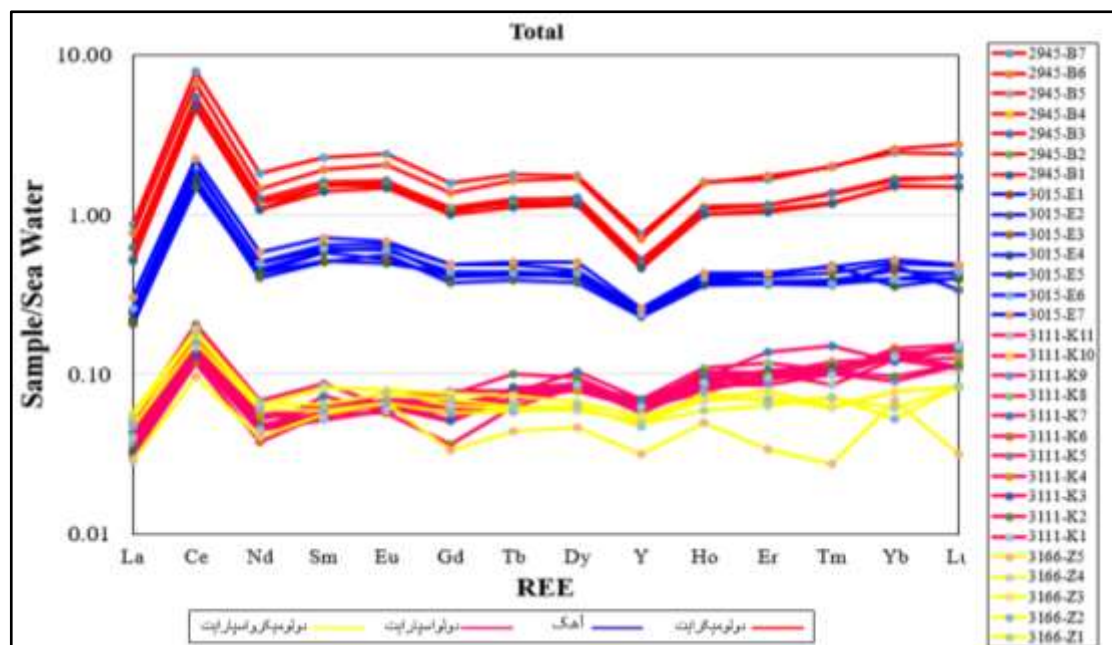
(باو و الکساندر، ۲۰۰۶؛ ژاو و جونز، ۲۰۱۳؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۴). مطالعات Wang et al, 2014 و XiaoLin et al, 2009 نشان داده است که در کربنات‌هایی که منشأ دریایی داشته و به آب دریا نرمالیزه می‌شوند، آنومالی‌های مثبت سریم وجود دارد و تأثیر آب‌های جوی موجب کاهش آنومالی مثبت و یا حتی ایجاد آنومالی منفی می‌شود. در این مطالعات همچنین آنومالی مثبت یوروپیم (Eu) در دولومیت‌ها به سیالات گرمایی نسبت داده شده است (Wang et al, 2014 و XiaoLin et al, 2009).



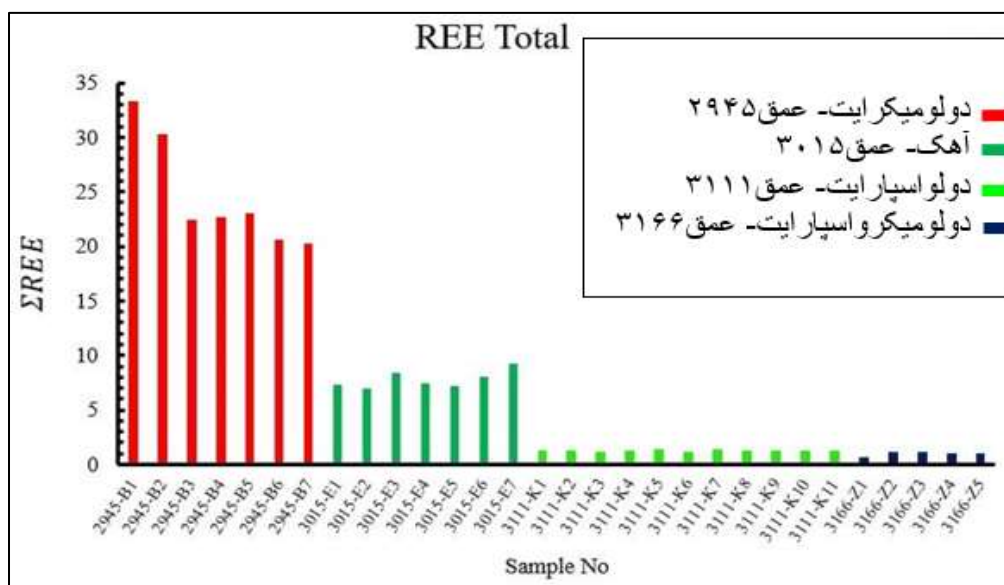
شکل ۴-۱۰: نمودار همبستگی مثبت بین غلظت Ce و Σ REE در چهار نمونه آنالیز شده از سازند آسماری.

با ترسیم نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی به هنجار شده به مرجع استاندارد آب دریا، در همه نمونه‌ها غنی‌شدگی نسبت به عنصر سریم دیده می‌شود که نشانگر تشکیل آن‌ها از آب‌های با منشأ دریایی و یا مخلوط با آب دریا و همچنین شرایط نسبتاً احیایی می‌باشد (شکل ۴-۱۱). در این نمودارها آنومالی مثبت شاخص یوروپیم در هیچ کدام از نمونه‌ها وجود ندارد. با وجود تشابه در الگوی

پراکندگی عناصر نادر خاکی با یکدیگر، تفکیک دولومیت‌های نوع اول (دولومیکرایت‌ها) از دولومیت‌های نوع دوم (دولومیکرواسپارایت) و نوع سوم (دولواسپارایت) کاملاً مشهود می‌باشد (شکل ۴-۱۱). بر این اساس دولومیکرایت‌ها نسبت به مرجع استاندارد غنی‌شدگی و برعکس دولومیکرواسپارایت و دولواسپارایت نسبت به مرجع استاندارد تهی‌شدگی نشان می‌دهند. تشابه در الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی نشانگر تشکیل دولومیت‌ها از آب دریا و یا سیال منفذی منشأ گرفته از آب دریا می‌باشد، ولی اختلاف موجود در مقادیر عنصر نادر خاکی و در نتیجه غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عناصر نسبت به مرجع استاندارد، نشان دهنده میزان واکنش بین آب-سنگ، درجه حرارت و میزان تدفین و در نتیجه شرایط مختلف تشکیل دولومیت‌ها می‌باشد (Wang et al, 2014 XiaoLin et al, 2009). توزیع مجموع عناصر نادر خاکی به تفکیک نمونه‌های آنالیز شده از سازند آسماری در شکل ۴-۱۲ آورده شده است.



شکل ۴-۱۱: مقایسه نمودارهای عنکبوتی غلظت عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به آب دریا، در ۴ نمونه آنالیز شده از سازند آسماری.



شکل ۴-۱۲: هیستوگرام توزیع مجموع عناصر نادر خاکی به تفکیک نمونه های آنالیز شده از سازند آسماری.

نتایج و تفسیر آنالیز نمونه های سازند آسماری به تفکیک نمونه در ادامه آورده شده است.

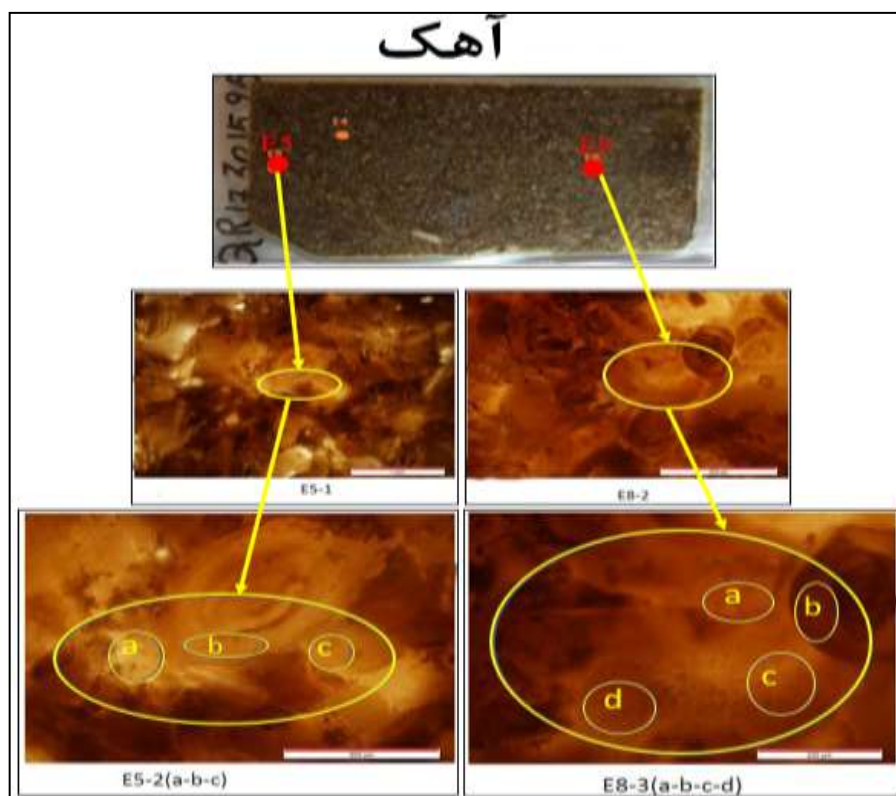
۴-۲۰-۱ نمونه آهک: این نمونه به عنوان معرف و جهت مقایسه با دولومیتها انتخاب شد.

بدلیل این که تشکیل آهکها بطور بیوشیمیایی و از تجمع پوسته های آهکی موجودات و یا بطور

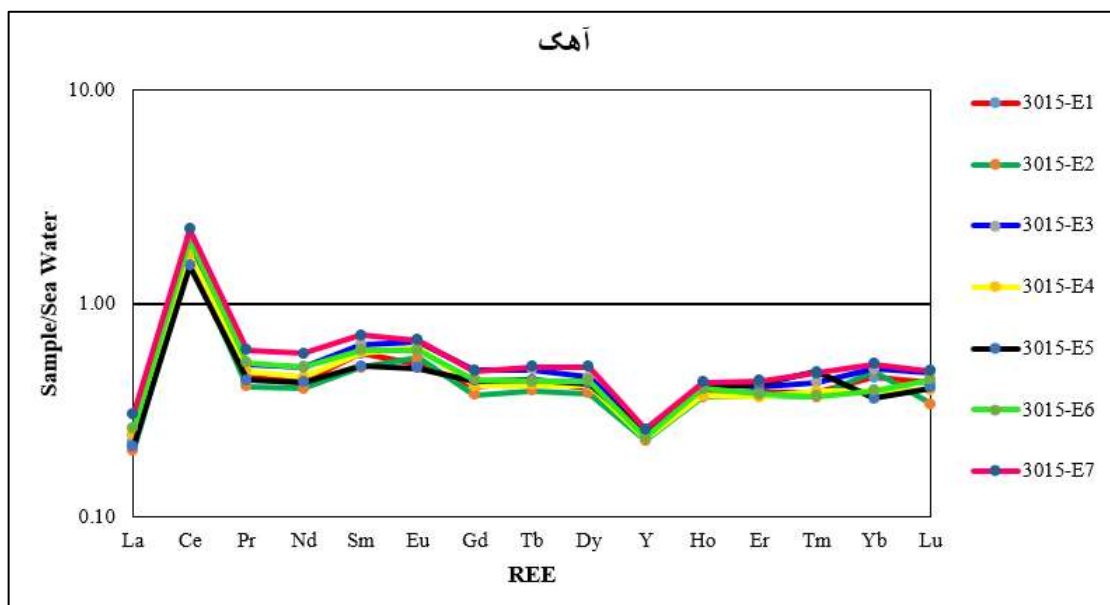
شیمیایی و رسوب مستقیم از آب دریا می باشد، نمونه آهک، شاهد مناسبی جهت مقایسه می باشد.

نمودارهای عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به مرجع استاندارد آب دریا در نمونه آهک، معرف منشأ

گرفتن آهکها از آب دریا می باشند (شکل های ۴-۱۳ و ۴-۱۴).



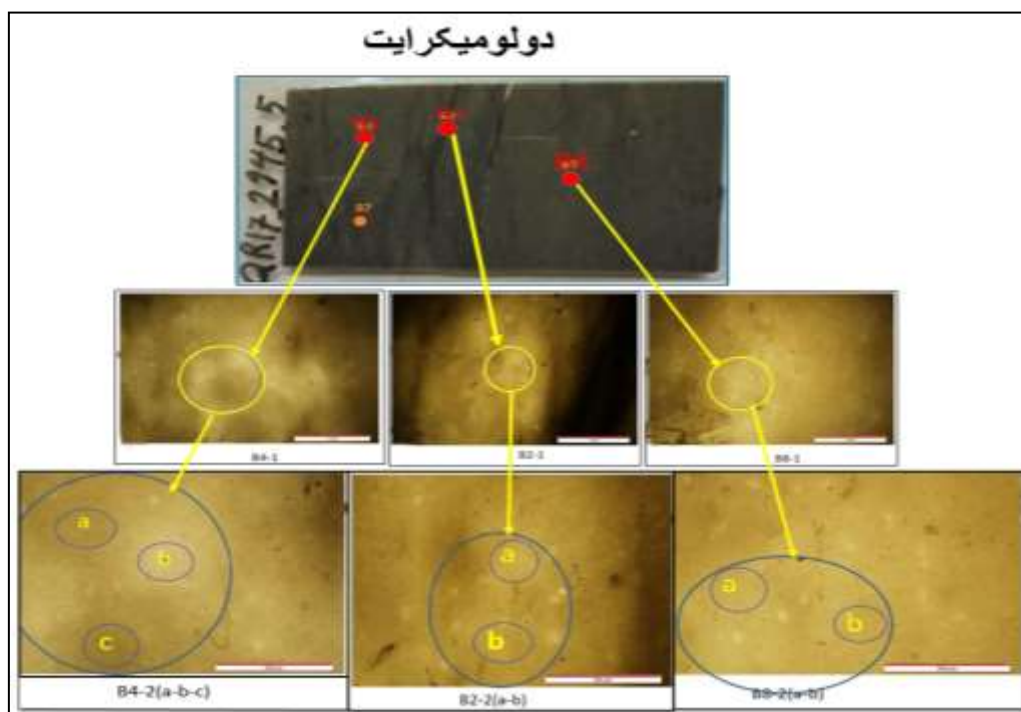
شکل ۴-۱۳: تصویر مقطع دوبرصیقل نمونه معرف آهک و نقاط مشخص شده برای آنالیز شیمیایی LA-ICP-MS.



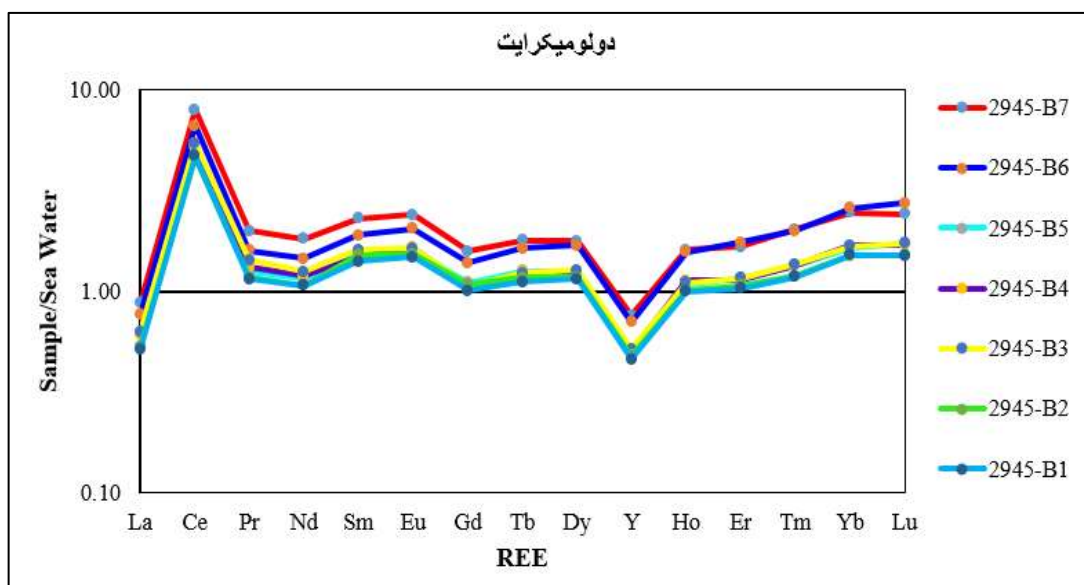
شکل ۴-۱۴: الگوی توزیع عناصر نادرخاکی نرمالیزه شده به مرجع استاندارد آب دریا (Kawabe et al, 1998)، در نمونه‌ی آهک، سازند آسماری در میدان نفتی قلعه نار.

۴-۲۰-۲ نمونه دولومیکرایت: نمودارهای عناصر نادرخاکی نرمالیزه شده به مرجع استاندارد

آب دریا در این نمونه، تفکیک این نوع دولومیت‌ها نسبت به نمونه‌های دیگر را به خوبی نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۱). الگوی نمودارها در این نوع دولومیت‌ها شباهت زیادی به آهک‌های معرف دارد که مؤید تشکیل دولومیکرایت‌ها از آب دریا است. مطالعات XiaoLin و همکاران (2009) نشان داده است که دولومیت‌های همزمان با رسوب‌گذاری مقادیر عناصر نادرخاکی بیشتری از دولومیت‌های ثانویه دارند. در این مطالعه نیز بیشترین مجموع مقادیر عناصر نادرخاکی مربوط به نمونه‌های دولومیکرایت می‌باشد. آنومالی منفی ایتریم (Y) و غنی‌شدگی این نمونه نسبت به آب دریا و نسبت به آهک‌های معرف، مربوط به شرایط تشکیل آن‌ها از آب‌های خیلی شور (هایپرسالین) در محیط سبخا یا پهنه‌های جزر و مدی در شرایط آب و هوایی گرم و خشک تا نیمه خشک زمان الیگو-میوسن می‌باشد (شکل‌های ۴-۱۵ و ۴-۱۶). رفرنس



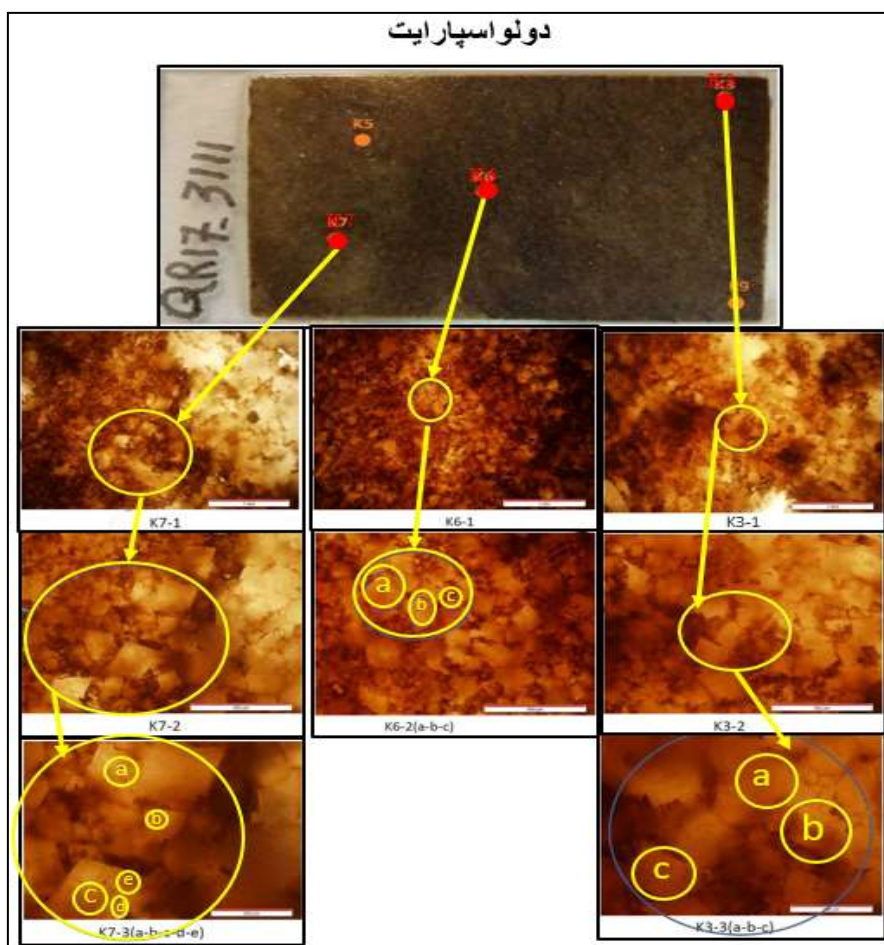
شکل ۴-۱۵: تصویر مقطع دوبرصیقل نمونه دولومیکرایت و نقاط مشخص شده برای آنالیز شیمیایی LA-ICP-MS.



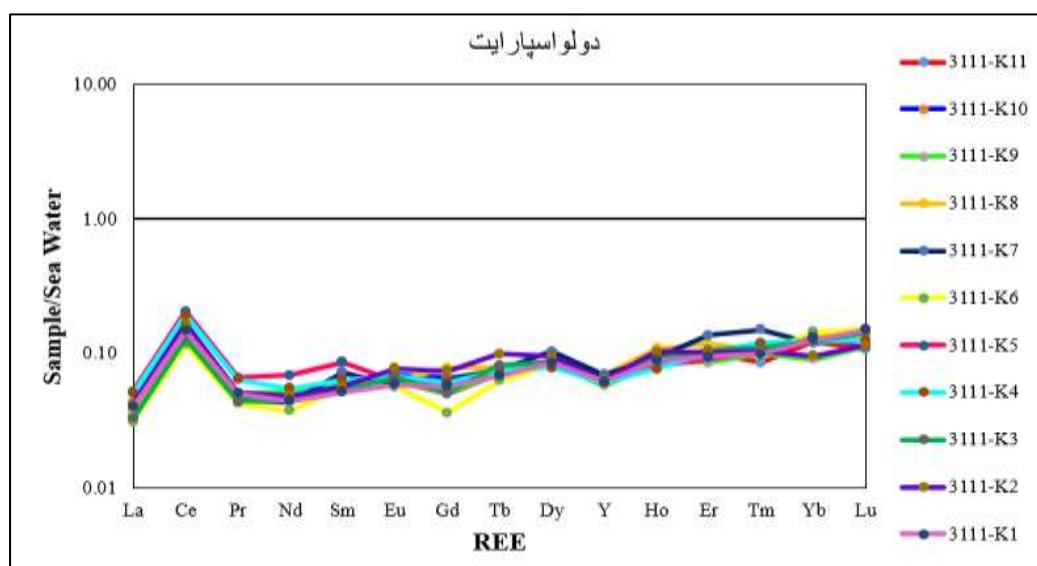
شکل ۴-۱۶: الگوی توزیع عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به مرجع استاندارد آب دریا (Kawabe et al, 1998)، در نمونه‌ی دولومیکرایت، سازند آسماری در میدان نفتی قلعه نار.

۴-۲۰-۳ نمونه دولواسپارایت: نمودارهای عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده در این نوع

دولومیت نشان می‌دهند که هر ۱۱ نمونه انتخابی، نسب به آب دریا و همچنین و نسبت به آهک‌های معرف تهی‌شدگی دارند (شکل‌های ۴-۱۷ و ۴-۱۸). مشابهت الگوی نمودارهای این نوع دولومیت با آهک‌های معرف، غنی‌شدگی نسبی سریم و عدم وجود آنومالی مثبت یوروپیوم نشان می‌دهد که سیال تشکیل دهنده دولواسپارایت‌ها تحت تأثیر آب‌های گرمایی نبوده و منشأ اصلی آب منفذی از آب دریا بوده است. آنومالی مثبت سریم مربوط به محیط احيایی تشکیل این نوع دولومیت‌ها می‌باشد. در این نمونه HREE ها نسبت به LREE ها غنی‌شدگی جزئی نشان می‌دهند. آنومالی منفی ایتريم (Y) و تهی‌شدگی عناصر نادر خاکی، مرتبط با شرایط تشکیل این نوع دولومیت‌ها در شرایط دیاژنزی است که نسبت به دولومیت‌های اولیه متفاوت می‌باشند.



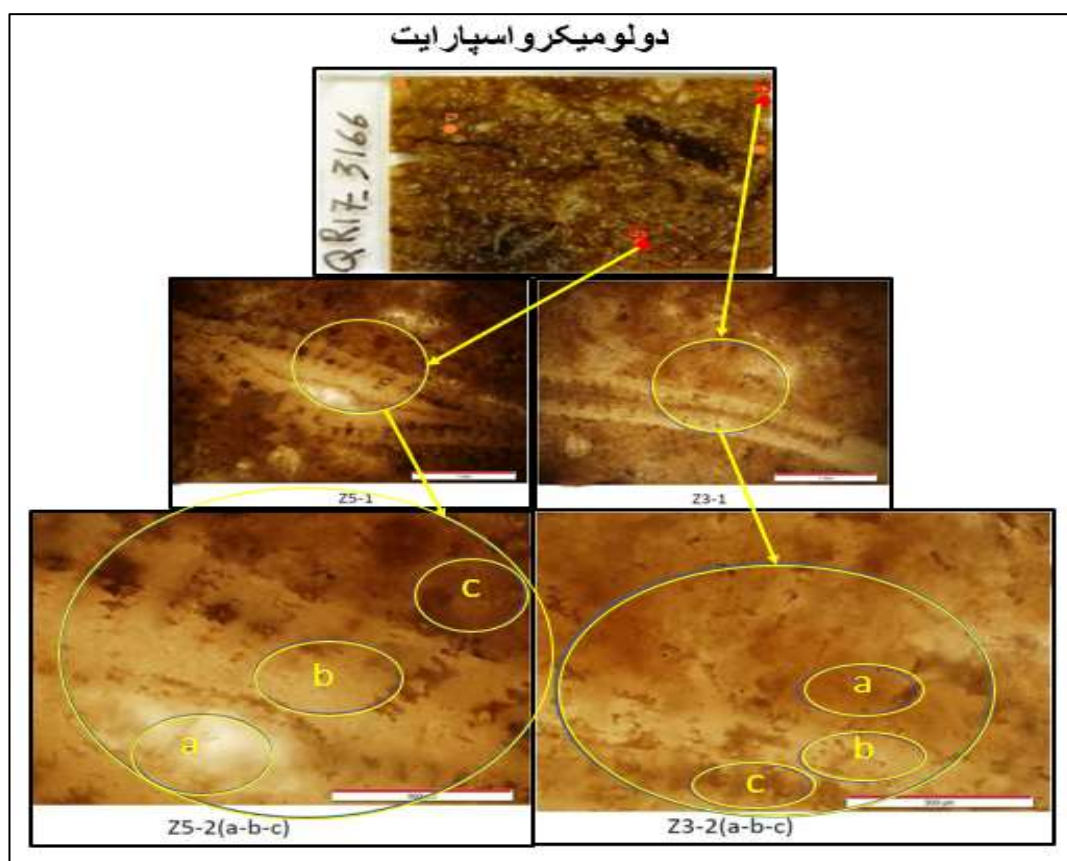
شکل ۴-۱۷: تصویر مقطع دوبرصیقل نمونه دولواسپارایت و نقاط مشخص شده برای آنالیز شیمیایی LA-ICP-MS.



شکل ۴-۱۸: الگوی توزیع عناصر نادرخاکی نرمالیزه شده به مرجع استاندارد آب دریا (Kawabe et al, 1998). در نمونه‌ی دولواسپارایت، سازند آسماری در میدان نفتی قلعه نار.

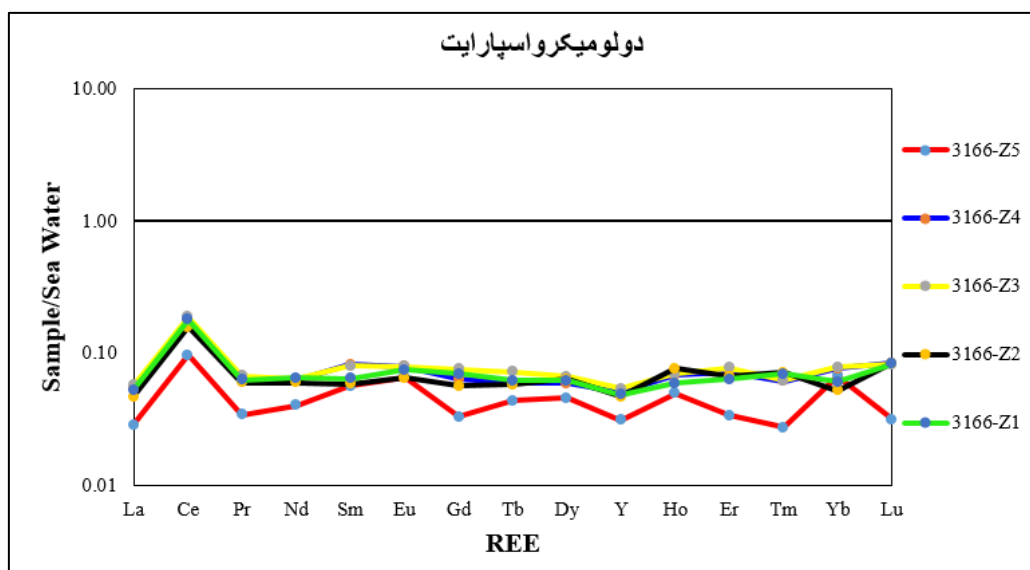
۴-۲۰-۴ نمونه دولومیکرواسپارایت: نمودارهای عناصر نادرخاکی نرمالیزه شده در این

نمونه مشابه به نمودارهای دولواسپارایت می‌باشد. در این نمونه‌ها نیز تهی‌شدگی عناصر نادرخاکی نسبت به آب دریا و نسبت به آهک‌های معرف، موجب تفکیک آن‌ها از دولومیکرایت‌ها شده که نشانگر تشکیل آن‌ها در شرایط تدفین و دیاژنزی است. مشابه بودن الگوی نمودارهای این نوع دولومیت با آهک‌های معرف، عدم وجود آنومالی مثبت یوروپیم و غنی‌شدگی نسبی سریم نشان دهنده عدم تأثیر سیالات جوی و گرمایی می‌باشد. در این نمونه نیز مانند بقیه نمونه‌ها، آنومالی مثبت سریم نشانگر محیط احيایی تشکیل این نوع دولومیت‌ها است (شکل های ۴-۱۹ و ۴-۲۰).

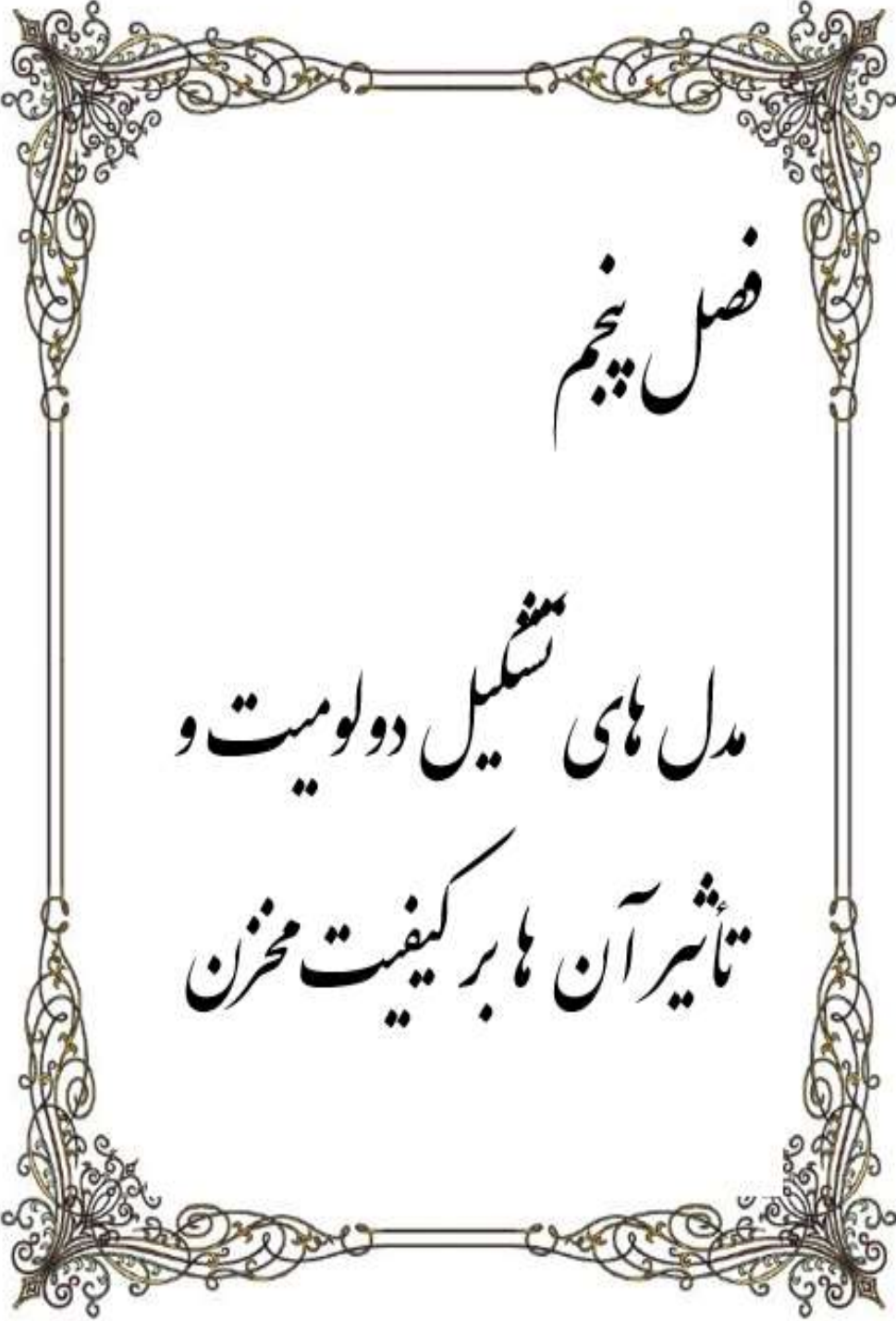


شکل ۴-۱۹: تصویر مقطع دوبرصیقل نمونه دولومیکرواسپارایت و نقاط مشخص شده برای آنالیز شیمیایی

LA-ICP-MS



شکل ۴-۲۰: الگوی توزیع عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به مرجع استاندارد آب دریا (Kawabe et al, 1998)، در نمونه‌ی دولومیکرواسپارایت، سازند آسماری در میدان نفتی قلعه نار.



فصل پنجم

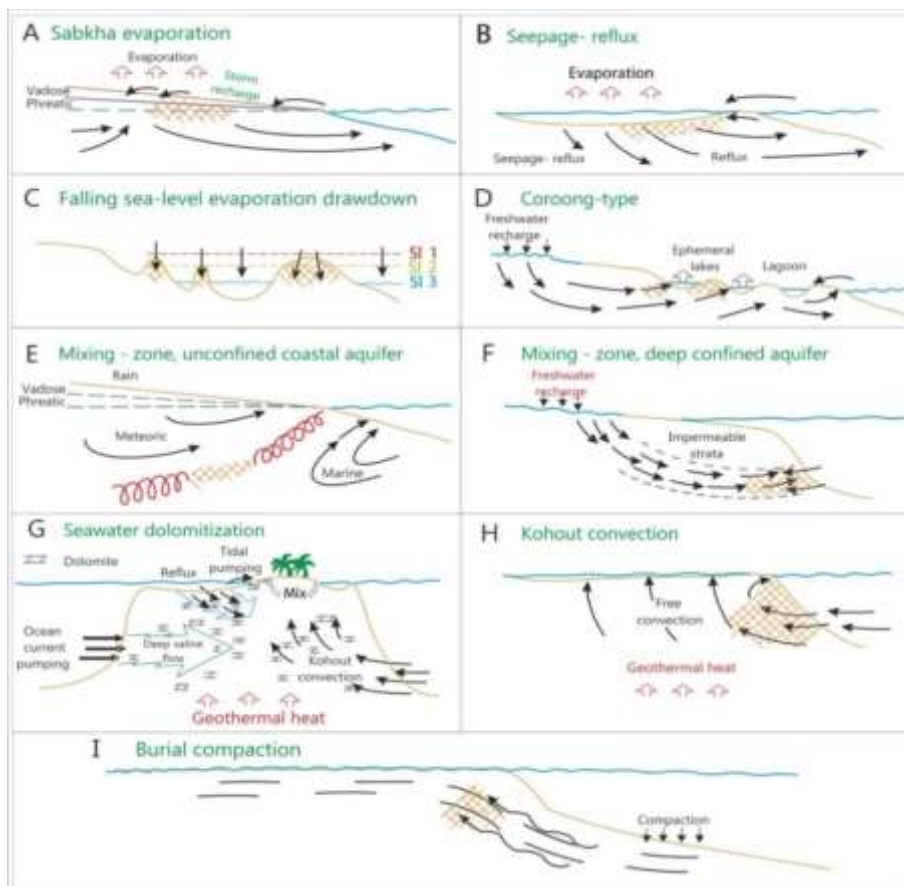
مدل های تشکیل دهنده دولت و
تأثیر آن ها بر کیفیت محزن

۵-۱ مقدمه

از آنجایی که در طبیعت انواع مختلف دولومیت وجود دارد، بنابراین شرایط ژئوشیمیایی و فرآیندهای گوناگونی در تشکیل دولومیت‌ها نقش ایفا می‌کنند. دولومیت‌ها در شرایط متنوعی از نظر محیط رسوبی، ترکیب سیالات دولومیت‌ساز، دما، عمق تدفین و زمان زمین‌شناسی تشکیل می‌شوند. دولومیت بطور کلی می‌تواند به سه روش متفاوت ایجاد شود: (۱) با رسوب مستقیم از محلول آبی (دولومیت اولیه) (۲) با جانشینی CaCO_3 (کلسیت یا آراگونیت) توسط $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ (دولومیت جانشینی) (۳) با رسوب دولومیت از محلول‌های آبی در فضاها یا خالی اولیه یا ثانویه سنگ (سیمان دولومیتی). در حالتی که دولومیت به عنوان یک رسوب در شرایط رسوبی سطحی تشکیل شود دولومیت اولیه و در حالتی که بصورت جانشینی و یا سیمان دولومیتی تشکیل شود، دولومیت ثانویه نامیده می‌شود. در تمامی این موارد، تشکیل دولومیت نیاز به شرایط هیدرودینامیکی مناسب از لحاظ گردش سیال و همچنین عرضه کافی عنصر منیزیم دارد (Warren, 2000). مطالعات یک دهه اخیر نشان داده است که فعالیت‌های باکتریایی در شرایطی که گونه‌های احیا کننده‌ی سولفات‌ها وجود دارند تشکیل دولومیت‌ها را کنترل می‌کنند (Vasconcelos and McKenzie, 1997; Bontognali et al., 2010). واسطه‌گری مستقیم باکتری‌ها موجب فائق آمدن بر سد جنبشی موجود در تشکیل دولومیت شده و بنابراین نقش مهمی در تشکیل دولومیت ایفا کند. این اتفاق می‌تواند در هر شرایطی که برای رشد باکتری‌ها مناسب باشد (از سطح تا عمق حدود ۳ کیلومتری) به وقوع بپیوندد (Mckenzie, 1981). بر اساس شرایط زمین‌شناسی مناسب برای تشکیل دولومیت‌ها، مدل‌های مختلفی ارائه شده است که در ادامه به شرح مختصر آن‌ها پرداخته خواهد شد.

۵-۲ مدل‌های تشکیل دولومیت

به منظور مقایسه‌ی مدل‌های تشکیل دولومیت‌ها با یکدیگر، مهم‌ترین الگوهای پیشنهاد شده در (شکل ۵-۱) آورده شده است. این مدل‌ها عبارتند از: مدل سبخا (Sabkha)، مدل رفت و برگشتی (Seepage reflux)، مدل پائین رفتن سطح آب دریا (Falling sea level evaporation drawdown)، مدل کورونگ (Coroong-type)، مدل مخلوط (Mixing zone)، مدل دریایی (Seawater dolomitization)، مدل کاهوت (Kohout convection) و مدل تدفینی فشردگی (Burial compaction) کم عمق تا عمیق. با توجه به بازسازی الگوهای جریان سیالات در پلاتفرم‌های کربناته، مشخص شده که بعضی از این مدل‌ها بیشتر و برخی از آن‌ها کمتر قابل استفاده می‌باشند (Flügel, 2010).



شکل ۵-۱: انواع مدل‌های تشکیل دولومیت (برگرفته با اندکی تغییرات از Flügel, 2010).

مدل سبخا (شکل ۵-۱-۵) مناسب‌ترین مدل برای تشکیل دولومیت‌های اولیه و یا جانشینی همزمان با رسوب‌گذاری است. بیشتر دولومیت‌هایی که در عهد حاضر تشکیل می‌شوند در محیط‌های تبخیری یا سبخاها واقع هستند. از این نوع حوضه می‌توان از سبخاهای ساحلی جنوبی خلیج فارس مخصوصاً در منطقه ابوظبی نام برد (Kinsmn, 1964; Butler, 1969). در این نواحی، دولومیت در پهنه‌های بالای جزر و مدی با تبخیر زیاد، توسط محلول‌های دریایی که در زمان سیلابی وارد رسوبات می‌شوند تشکیل می‌شوند. ته نشست رسوبات تبخیری مانند ژئپس و انیدریت، موجب خروج عنصر Ca از محلول و افزایش نسبت Mg/Ca در آن می‌شود که عامل مهمی برای تشکیل دولومیت می‌باشد. بنابراین در این محیط‌ها دولومیت‌ها معمولاً با رسوبات تبخیری همراه می‌باشند. مدل رفت و برگشتی یا نشستی و برگشتی (شکل ۵-۱-۵-B) در اثر تراوش و نفوذ سیالات در رسوبات پهنه‌های جذر و مدی، لاگون‌ها، رسوبات سدی و حاشیه ساحل انجام می‌گیرد. در این نواحی، در اثر تبخیر، نسبت Mg/Ca و چگالی سیالات افزایش یافته و پس از نشت و یا نفوذ این سیالات به داخل لایه‌های رسوبی زیرین، دولومیت تشکیل می‌گردد. این مدل مستلزم تبخیر آب دریا و تشکیل آب‌های بسیار شور است و به همین علت دولومیت‌های تشکیل شده در این مدل نیز همراه با رسوبات تبخیری هستند. مدل پائین رفتن سطح آب دریا (شکل ۵-۱-۵-C)، بیشتر تشکیل دولومیت‌ها در سیکل‌های تکرار شونده دولومیتی و تبخیری را توجیه می‌کند. در این مدل، دولومیتی‌شدن در محیط‌های بین جزر و مدی و یا زیر جزر و مدی که همراه با رسوبات تبخیری هستند، در اثر تغییرات سطح آب دریا اتفاق می‌افتد. در مدل دولومیتی‌شدن نوع کورونگ (شکل ۵-۱-۵-D)، دولومیت‌ها معمولاً در دریاچه‌های حاشیه‌ای و یا لاگون‌های با شرایط احیایی و تبخیر زیاد که ورود و نفوذ آب‌های جوی و زیرزمینی دارند تشکیل می‌شوند. مدل‌های مخلوط یا دورگ (شکل ۵-۱-۵-E) و (شکل ۵-۱-۵-F)، در اثر اختلاط آب‌های شور دریایی با آب‌های جوی و جوی در منطقه فراتیک نزدیک ساحل، در زون مخلوط (Zone Mixing) روی می‌دهد. در اثر این اختلاط، در این الگو، سیالات دولومیت‌ساز از اختلاط آب دریا با آب‌های جوی

فرورو ایجاد می‌شوند. هنگامی که آب‌های زیرزمینی با منشأ جوی از CO_2 با آب دریا مخلوط می‌شوند، محلول و سیال حاصله از نظر CaCO_3 غیراشباع شده ولی از نظر دولومیت حالت فوق‌اشباع پیدا می‌کند که موجب تشکیل دولومیت می‌گردد. در این مدل معمولاً دولومیت‌ها با رسوبات تبخیری همراه نیستند (Hanshow et al, 1971; Badiozamani, 1973). در مدل دریایی (شکل ۵-۱-G)، دولومیت‌ها از آب دریا با شوری نرمال تشکیل می‌شوند، در شرایطی که چرخش آب دریا در بین رسوبات کربناته به مدت زمان طولانی وجود داشته باشد. این نوع دولومیت‌ها در بخش‌های فلات قاره در رسوبات پهنه جزر و مدی و ریفی تا بخش‌های عمیق دریایی در رسوبات پلاژیک قابل تشکیل شدن می‌باشند. در مدل دولومیتی‌شدن چرخشی کاهوت (شکل ۵-۱-H)، چرخش حجم زیادی از آب دریا توسط جریان‌های حرارتی (Thermal convection) در پلات‌فرم‌های کربناته منجر به دولومیتی‌شدن می‌گردد (Kohout, 1967). این فرآیند در اثر اختلاف چگالی بین آب‌های سرد دریایی مجاور پلاتفرم‌ها و آب‌های گرمابی زیرزمینی درون پلاتفرم‌ها ایجاد می‌شود. دولومیت‌های تدفینی (شکل ۵-۱-I) به صورت جانیشینی و یا سیمان دولومیتی در اعماق کم تا زیاد تدفین تشکیل می‌شوند. دولومیتی‌شدن در عمق تدفین با کمترین موانع جنبشی و ترمودینامیکی همراه است، زیرا سیالات دمای بالاتری دارند، PH کاملاً قلیایی و سیالات اغلب غنی از Mg می‌باشند (Lee and Friedman, 1987).

۵-۳ مدل‌های تشکیل دولومیت‌های سازند آسماری در میدان

قلعه نار

با مطالعات پتروگرافی انجام گرفته بر روی دولومیت‌های سازند آسماری در میدان قلعه نار، چهار نوع دولومیت شامل دولومیکرایت، دولومیکرواسپارایت، دولواسپارایت و سیمان دولومیتی پرکننده فضاهای خالی و رگه‌ها معرفی گردیدند. مطالعات دقیق‌تر پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان داد که این دولومیت‌ها در شرایط و مراحل مختلفی تشکیل شده‌اند. بر اساس مطالعات پتروگرافی (مقاطع نازک و SEM)، آنالیزهای سیالات درگیر و عناصر نادر خاکی، شرایط تشکیل دولومیت‌ها و مکانیسم‌های دولومیتی شدن سازند آسماری در میدان قلعه نار با مدل‌های سب‌خا، تدفینی کم‌عمق و تدفینی عمیق قابل توجیه است (شکل ۵-۲). در ادامه به تعبیر و تفسیر شرایط تشکیل هر یک از این دولومیت‌ها و مدل‌های مربوط به آن‌ها پرداخته خواهد شد.

۵-۳-۱ مدل سب‌خا (Sabkha Model)

با بررسی مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی در سازند آسماری می‌توان مکانیسم تشکیل دولومیکرایت‌ها (دولومیت‌های نوع اول) را به مدل سب‌خا نسبت داد. با تکیه بر شواهد پتروگرافی مانند بافت ریزبلور (کوچکتر از ۱۶ میکرون)، متراکم با بلورهای بدون شکل یا نیمه شکل دار، همراهی با رخساره‌های منطقه بالای جزر و مد (سوپراتایدال)، داشتن لامیناسیون و رشته‌های جلبکی، فابریک فنسترال و همچنین وجود کانی‌های تبخیری از جمله انیدریت و ژپس (شکل ۳-۲۱-ب)، این دولومیت‌ها در محیط سب‌خا و یا پهنه‌های جزرومدی با تبخیر بالا تشکیل شده‌اند.

مطالعات دقیق‌تر پتروگرافی با میکروسکوپ الکترونی روبشی نشان داد که دولومیکرایت‌های تشکیل شده در سازند آسماری از نظر شکل بلوری، شکل منظمی ندارند (شکل ۳-۲۱-الف). ریزبلور بودن و

نداشتن شکل بلوری نامنظم در دولومیکرایت‌ها بیانگر سرعت بالای تشکیل و همچنین زیاد بودن مکان‌های مناسب برای هسته‌سازی بلورهای دولومیت در رسوبات دانه‌ریز (میکرایتی) سبخایی است (Sibley and Gregg, 1987).

نتایج مطالعات میان‌بارهای سیال نشان داد که دولومیکرایت‌های سازند آسماری در رنج دمایی ۲۷ تا ۳۵ و متوسط ۳۰/۵ درجه‌ی سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. شوری متوسط محلول دولومیت‌ساز در این نوع دولومیت‌ها ۱۱/۵۰ درصد وزنی معادل کلرید سدیم بوده که نسبت به متوسط شوری آب اقیانوس‌های امروزی که ۳/۵ درصد وزنی کلرید سدیم می‌باشد، در شوری بالاتری تشکیل شده‌اند. این نتایج نشان می‌دهد که دولومیکرایت‌ها در شرایط دمایی سطحی و در محیط‌های سبخایی با آب شور تشکیل شده‌اند. بنابراین می‌توان دولومیکرایت‌ها را به عنوان دولومیت‌های اولیه در نظر گرفت که همزمان با رسوب‌گذاری تشکیل شده‌اند.

بر اساس آنالیزهای انجام شده بر روی عناصر نادرخاکی دولومیکرایت‌ها، نمودارهای نرمالیزه شده به مرجع استاندارد آب دریا در این دولومیت‌ها با تفکیک‌پذیری بسیار بالایی از نمودارهای دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها جدا شدند که نشان از شرایط کاملاً متفاوت تشکیل دولومیکرایت‌ها نسبت به دیگر دولومیت‌ها است (شکل ۴-۱۱-الف). مشابهت الگوی این نمودارها با آهک‌های معرف، تشکیل دولومیکرایت‌ها از آب‌های با منشأ دریایی (محیط سبخا) را تایید می‌نماید. علاوه بر آن غنی‌شدگی عناصر نادرخاکی در دولومیکرایت‌ها نسبت به سایر دولومیت‌ها و آنومالی مثبت سربیم (شکل ۴-۱۵)، تشکیل دولومیکرایت‌ها از آب‌های خیلی شور در محیط سبخا با شرایط احیایی را نشان می‌دهد.

بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که دولومیکرایت‌های سازند آسماری در محیط سبخا یا پهنه‌های جزر و مدی در شرایط آب و هوایی گرم و خشک تا نیمه خشک زمان الیگو-میوسن بصورت اولیه و همزمان با رسوب‌گذاری تشکیل شده‌اند (شکل ۵-۲).

۵-۳-۲ مدل تدفینی کم عمق (Shallow Burial Model)

با افزایش عمق از شرایط سطحی به محیط‌های تدفینی کم‌عمق، دولومیت‌های نوع اول تبلور مجدد یافته و دولومیت‌های نوع دوم (دولومیکرواسپارایت‌ها) را بوجود می‌آورند. در این شرایط اندازه‌ی بلورهای دولومیت نیز بزرگتر می‌شوند (۱۶ تا ۶۲ میکرون). مطالعات پتروگرافی سازند آسماری در میدان قلعه نار، دولومیکرواسپارایت‌ها بصورت لکه‌هایی در بین دولومیکرایت‌ها دیده می‌شوند که نشان دهنده تبلور مجدد دولومیکرایت‌ها است (شکل ۳-۲۲-ت). علاوه بر آن دولومیکرواسپارایت‌ها در اثر دولومیتی شدن بخشی یا انتخابی ذرات فسیلی و سایر آلوم‌ها نیز ایجاد شده‌اند که آثاری از بافت اولیه اجزایی نظیر پلوئیدها و بایوکلست‌ها در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-۲۲-ب). در نمونه‌های این نوع دولومیت، ماتریکس میکرایتی و یا آلوم‌های میکرایتی همراه با بلورهای پراکنده دولومیت و یا تجمعات نسبتاً متراکم بلورهای دولومیت در اندازه‌های ریز تا متوسط دیده می‌شوند (شکل ۳-۲۲-پ). این موارد نشانگر این است که دولومیکرواسپارایت‌ها از جانشینی سنگ‌های آهکی و یا از تبلور مجدد دولومیکرایت‌ها به وجود آمده‌اند.

بر اساس مطالعات میانبارهای سیال، رنج دمای تشکیل دولومیکرواسپارایت‌ها ۴۵ تا ۵۵ و متوسط ۴۹/۵۵ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده است. این شرایط دمایی مربوط به محیط‌های دیاژنزی کم عمق (اُئودیاژنز) می‌باشد. شوری متوسط محلول دولومیت‌ساز در این نوع دولومیت‌ها ۱۶/۶۹ درصد وزنی معادل کلرید سدیم بوده که نسبت به دولومیکرایت‌ها شوری بالاتری داشته‌اند. شوری بالاتر مربوط به سیالات دیاژنزی در شرایط بسته و یا نیمه بسته تدفین می‌باشد.

آب دریایی محبوس شده مهم‌ترین منبع تأمین منیزیم برای دولومیتی‌شدن در عمق کم است (Mountjoy et al., 1999; Fabricius and Borre, 2007). مطالعات انجام شده بر روی عناصر نادرخاکی دولومیکرواسپارایت‌ها نشان داد که منشأ اصلی سیال دولومیت‌ساز در این نوع دولومیت‌ها از

آب دریا بوده است. بنابراین، سیال دولومیت‌ساز در این نوع دولومیت‌ها از آب‌های دریایی محبوس شده است. مشابهت الگوی نمودارهای نرمالیزه شده به مرجع استاندارد آب دریا در این نوع دولومیت با آهک‌های معرف، غنی‌شدگی نسبی سریم و عدم وجود آنومالی مثبت یوروپیم (شکل ۴-۱۹) نشان می‌دهد که سیال تشکیل دهنده دولومیکرواسپارایت‌ها تحت تأثیر آب‌های جوی و یا گرمابی نبوده و منشأ اصلی آن از آب دریا بوده است. بنابراین مدل‌های مخلوط آب‌های دریایی و جوی و همچنین مدل گرمابی در مورد این نوع دولومیت‌ها صدق نمی‌کند. آنومالی مثبت سریم در این نمودارها نشانگر شرایط احیایی تشکیل آن‌ها در محیط‌های تدفین و دیاژنزی می‌باشد.

با توجه به شواهد بیان شده، مکانیسم تشکیل دولومیکرواسپارایت‌ها در سازند آسماری مدل تدفینی کم‌عمق می‌باشد که در اثر جانشینی و یا تبلور مجدد، بصورت ثانویه تشکیل شده‌اند (شکل ۵-۲).

۵-۳-۳ مدل تدفینی عمیق (Deep Burial Model)

با افزایش عمق تدفین و در مراحل انتهایی دیاژنز (مزودیاژنز)، دولومیت‌های درشت بلور، سیمان دولومیتی پرکننده حفرات و شکستگی‌ها و همچنین سیمان رورشدی در اطراف دولومیت‌های جانشینی تشکیل می‌شوند. در مدل تدفینی عمیق، با افزایش عمق تدفین، اندازه‌ی بلورهای دولومیت نسبت به محیط‌های تدفینی کم‌عمق و محیط‌های سطحی، بزرگ‌تر می‌شود.

دولومیت‌های پرکننده حفرات و شکستگی‌ها (نوع چهارم)، معمولاً دولومیت‌های درشت بلوری (بزرگ‌تر از ۲۵۰ میکرون) هستند که در شرایط عمیق دیاژنزی بطور مستقیم از سیالات منفذی رسوب نموده‌اند. این نوع دولومیت‌ها، بصورت‌های پراکنده، در فضاهای خالی درون آلوکم‌ها، بین آلوکم‌ها و درزها و شکاف‌ها دیده می‌شوند. گسترش این نوع دولومیت‌ها در سازند آسماری میدان قلعه نار زیاد نمی‌باشد. دولواسپارایت‌ها با اندازه ۶۲ تا ۲۵۰ میکرون (دولومیت‌های نوع سوم) (شکل ۳-۲۳-ب) مهم‌ترین و

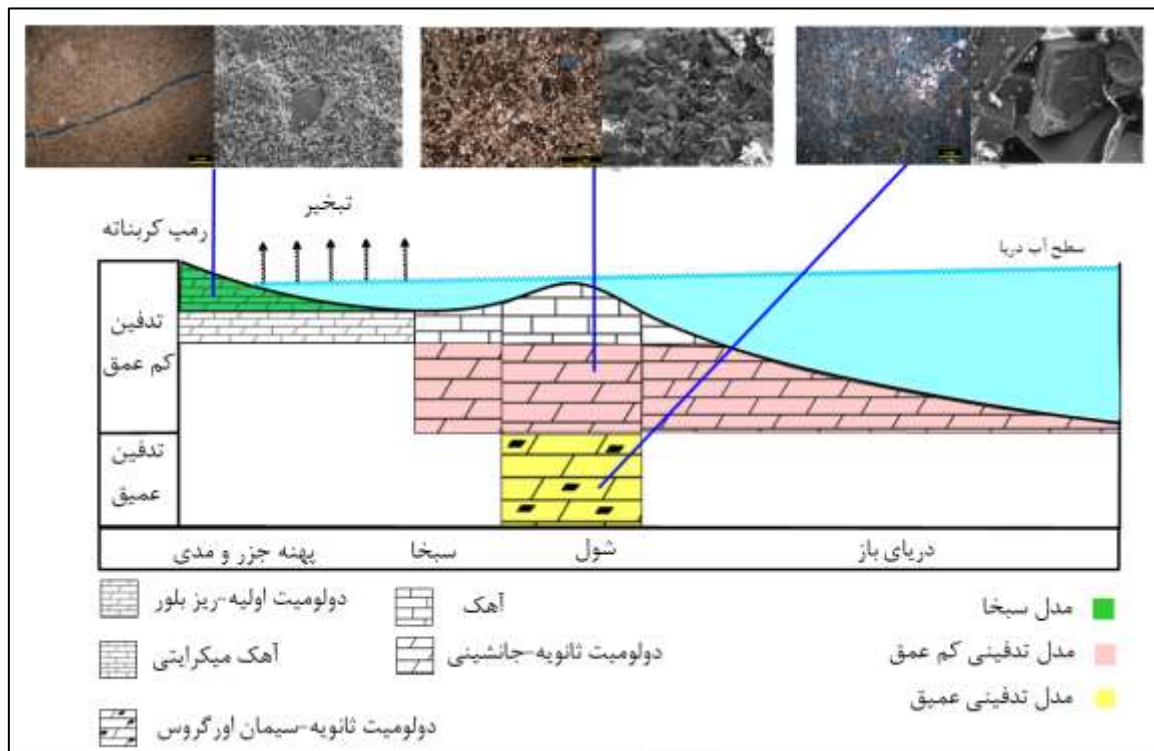
فراوانترین نوع دولومیت‌ها در بخش‌های مخزنی سازند آسماری می‌باشند. مطالعات دقیق پتروگرافی دولومیت‌های آسماری میدان قلعه نار نشان داد که دولواسپارایت‌ها طی دو مرحله دیاژنزی تشکیل شده‌اند. همانطور که در بخش پتروگرافی ذکر شد، بلورهای این نوع دولومیت‌ها در قسمت‌های مرکزی دارای سطحی غبارآلود و در حاشیه‌ها بصورت شفاف هستند (شکل ۳-۲۳-ت). مطالعات دقیقتر با میکروسکوپ الکترونی روبشی نشان داد که بخش مرکزی این نوع دولومیت‌ها از نوع دولومیت‌های جانشینی و بخش حاشیه‌ای از نوع سیمان رورشدی می‌باشد (شکل ۳-۲۳-پ). بر این اساس، مکانیسم تشکیل دولواسپارایت‌ها در دو مرحله انجام شده است. در مرحله اول و بخش مرکزی، در شرایط تدفین کم عمق در اثر جانشینی آلوم‌ها تشکیل شده است و در مرحله دوم، طی مراحل تدفین بیشتر، سیمان رورشدی بصورت رورشدی حاشیه‌ای در اطراف دولومیت‌های جانشینی ایجاد شده‌اند. بدین طریق مدل نهایی تشکیل این نوع دولومیت‌ها، مدل تدفین عمیق در نظر گرفته می‌شود. در مرحله جانشینی در تشکیل دولواسپارایت‌ها، دولومیتی شدن فراگیر تا حد زیادی با نوع و جنس اجزای تشکیل دهنده سنگ آهک‌های اولیه کنترل شده است. باوجود رخساره‌های با تخلخل و تراوایی اولیه بالا و یا جنس آلوم‌های آراگونیتی و کلسیتی با منیزیم بالا، جانشینی دولومیت‌ها به جای آهک‌ها با گسترش زیادی انجام شده است. این شرایط بیشتر در رخساره‌های فلوتستون تا رودستون و گرینستون انتهای رمپ داخلی تا رمپ میانی و شول (سد) فراهم بوده است. باوجود تخلخل و تراوایی اولیه بالا، شرایط هیدرودینامیکی مناسب برای گردش سیالات دولومیت ساز فراهم بوده و فرایند دولومیتی شدن با گسترش بیشتری صورت گرفته است.

مطالعات میانبارهای سیال دولواسپارایت‌ها نشان داده است که رنج دمای تشکیل آن‌ها بین ۶۵ تا ۸۰ و متوسط ۷۲/۷۵ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده است. شوری متوسط محلول دولومیت‌ساز در این نوع دولومیت‌ها ۱۷/۱۴ درصد وزنی معادل کلرید سدیم بوده که نسبت به سایر دولومیت‌ها شوری بالاتری

داشته‌اند. این شرایط دمایی و شوری بالای محلول دولومیت ساز، تایید کننده تشکیل دولواسپارایت‌ها در محیط‌های دیاژنزی عمیق (مزودیاژنز) می‌باشد.

در مطالعات عناصر نادر خاکی دولواسپارایت‌ها، مشابهت الگوی نمودارهای این نوع دولومیت با آهک-های معرف، غنی‌شدگی نسبی سریم و عدم وجود آنومالی مثبت یوروپیم (شکل ۴-۱۷) نشان می‌دهد که منشأ اصلی سیال منفذی دولومیت‌ساز از آب دریا بوده و تحت تأثیر آب‌های جوی و یا گرمابی نبوده‌اند. آنومالی مثبت سریم مربوط به محیط احیایی تشکیل این نوع دولومیت‌ها در شرایط عمیق تدفین می‌باشد. با توجه به شواهد مذکور، مدل تشکیل دولومیت‌های پرکننده حفرات و شکستگی‌ها، مدل تدفین عمیق و مدل تشکیل دولواسپارایت‌ها، مدل تدفین کم عمق تا عمیق در نظر گرفته می‌شود (شکل ۵-۲).

شکل ۵-۲ بطور شماتیک، مدل‌های تشکیل دولومیت‌های سازند آسماری در میدان نفتی قلعه نار را نشان می‌دهد.



شکل ۵-۲: مدل‌های تشکیل دولومیت‌های سازند آسماری در میدان نفتی قلعه نار، فروافتادگی دزفول. این شکل شماتیک بیانگر تشکیل دولومیت‌های سازند آسماری با مدل‌های سبخایی، تدفینی کم عمق و تدفینی عمیق می‌باشد.

۴-۵ تأثیر تشکیل دولومیت‌های سازند آسماری بر کیفیت

مخزن در میدان قلعه نار

تخلخل و تراوایی دو عوامل ضروری برای تشکیل یک سنگ مخزن هیدروکربنی است. تخلخل موجود در سنگ‌های کربناته به تخلخل اولیه و ثانویه تقسیم می‌شود. تخلخل اولیه از ابتدا و در زمان رسوب‌گذاری در بین ذرات تشکیل‌دهنده رسوبات ایجاد می‌شود و تخلخل ثانویه پس از رسوب‌گذاری، طی فرآیندهای دیاژنزی بوجود می‌آید. میزان تخلخل اولیه به عوامل مرتبط با زمان و شرایط رسوب‌گذاری مانند نوع رسوب، اندازه رسوب، منشأ رسوب، محیط رسوب‌گذاری و انرژی محیط بستگی دارد. پس از تدفین، طی فرآیندهای مختلف دیاژنزی، میزان تخلخل می‌تواند افزایش و یا کاهش یابد. مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنتیکی در سنگ‌های کربناته که منجر به افزایش تخلخل و تراوایی می‌شوند عبارتند از انحلال، ایجاد شکستگی و دولومیتی‌شدن.

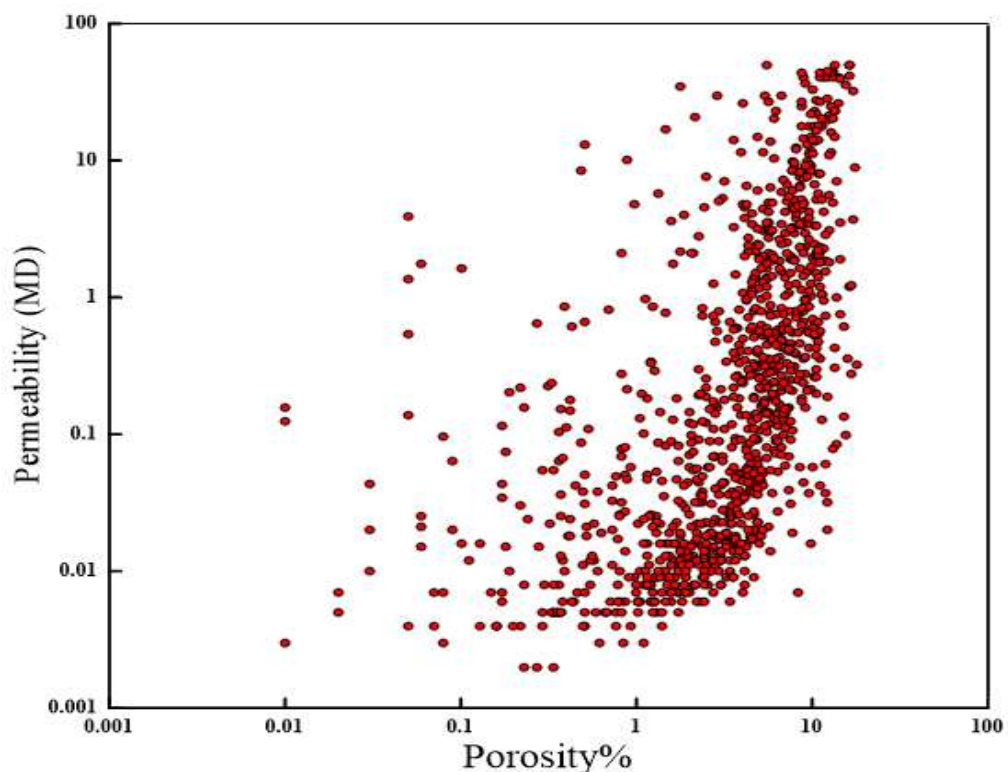
بررسی تخلخل و تراوایی مغزه در نمونه‌های سازند آسماری میدان قلعه نار نشان می‌دهد که با افزایش تخلخل، تراوایی نیز افزایش پیدا کرده است. نمودار لگاریتمی ارتباط تخلخل و تراوایی سازند آسماری در چاه شماره ۱۷ میدان قلعه نار در شکل (۵-۳) نمایش داده شده است. بر این اساس، تخلخل و تراوایی ارتباط نسبتاً خوبی با یکدیگر نشان می‌دهند. به طور کلی دولومیتی‌شدن فراگیرترین فرآیند دیاژنزی سازند آسماری است. شکل (۵-۴) مقادیر تخلخل و تراوایی مغزه در نمونه‌های سازند آسماری از چاه شماره ۱۷ میدان قلعه نار را نشان می‌دهد. همانطور که در این شکل مشخص است، اگرچه در برخی بخش‌ها، پراکندگی در داده‌های تخلخل و تراوایی دیده می‌شود، ولی به صورت کلی، کیفیت مخزنی بخش‌های دولومیتی از بخش‌های آهکی بالاتر است. بالاترین میزان تخلخل و تراوایی سازند، مربوط به بخش میانی سازند (زون ۳) است که حاوی دولواسپارایت‌ها است. این بخش، زون مخزنی اصلی و بهترین زون تولیدی می‌باشد. دولومیتی‌شدن اغلب موجب افزایش تخلخل و تراوایی می‌گردد. افزایش تخلخل به علت کاهش حجم ایجاد شده در اثر جانشینی دولومیت بجای کلسیت یا آراگونیت

می‌باشد. دولواسپارایت‌ها که دارای بلورهای شکل‌دار و بزرگتری هستند، عموماً تخلخل بین بلوری بیشتری از دولومیکرایت‌ها و دولومیکرواسپارایت‌ها دارند. در بین انواع دولومیت‌ها، معمولاً بلورهای شکل‌دار دولومیت، بیشترین تخلخل را دارند. با افزایش اندازه بلورها مقدار تخلخل مفید افزایش یافته و تراوایی نیز زیاد می‌شود. تراوایی در دولومیت‌ها در مقایسه با آهک‌های دارای تخلخل معادل، بالاتر است که علت آن هندسه مناسب گلوگاه‌ها در دولومیت‌ها و سیستم به هم پیوسته‌تر فضاهای خالی در آن‌ها است. دولومیتی‌شدن اغلب موجب یکنواخت شدن پراکندگی تخلخل در سنگ شده و می‌تواند موجب همگن شدن تراوایی گردد. وجود بافت دانه شکری در دولواسپارایت‌های سازند آسماری نشان از همگنی و ایزوتروپی تخلخل و تراوایی مربوط به این نوع دولومیت می‌باشد.

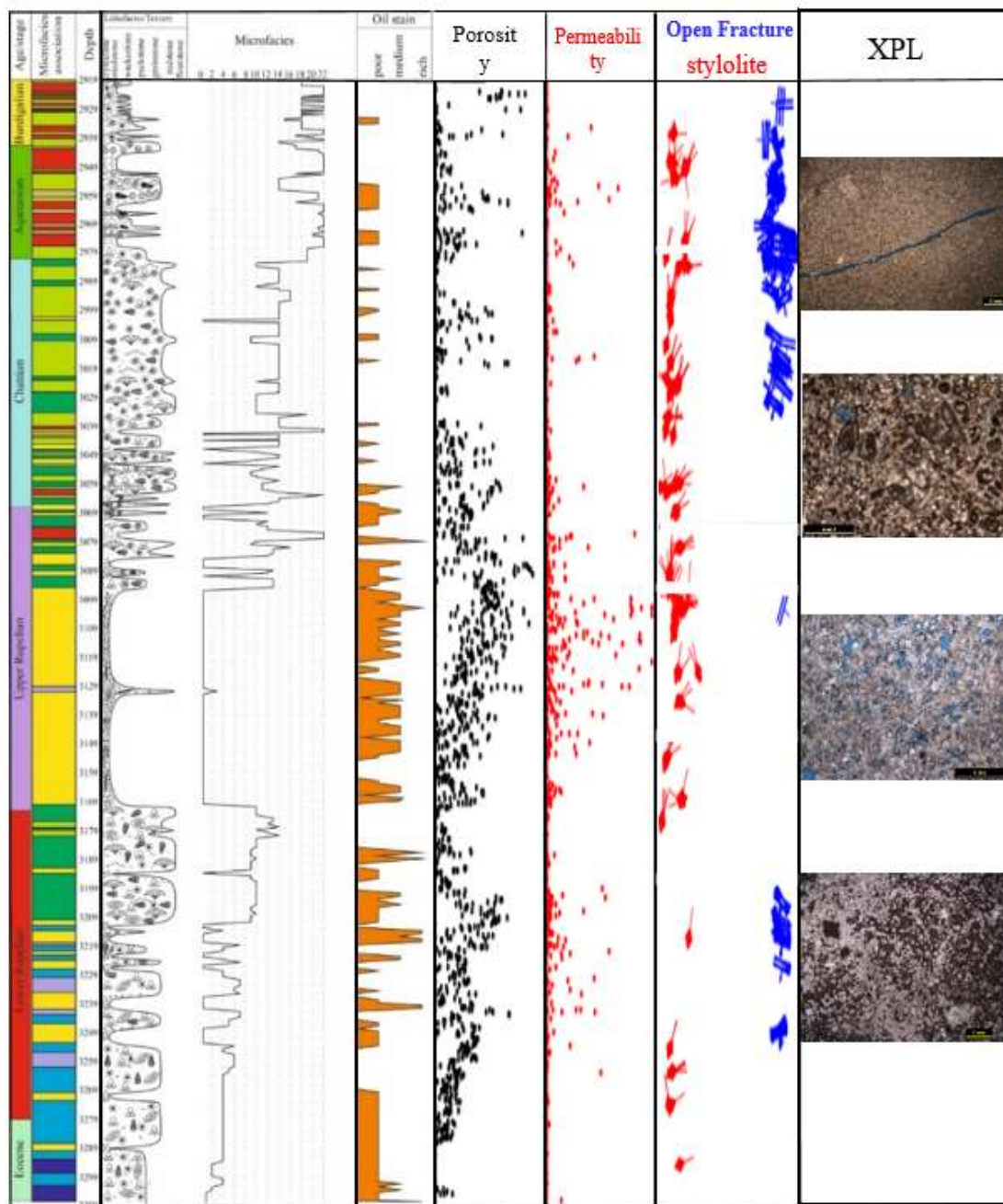
در دولومیکرواسپارایت‌ها نیز تشکیل دولومیت از طریق جانشینی دولومیت بجای آلومک‌ها و یا ماتریکس میکرایتی و همچنین تبلور مجدد دولومیکرایت‌ها، موجب افزایش تخلخل و تراوایی شده است. با این حال در این نوع دولومیت بعلاوه وجود ذرات و بلورهای دانه‌ریز (میکرایت و دولومیکرایت)، همگنی و ایزوتروپی کمتری نسبت به دولواسپارایت‌ها وجود دارد.

در دولومیکرایت‌ها که در بخش‌های بالایی سازند وجود دارند، به علت اندازه بسیار کوچک بلورهای دولومیت (کوچکتر از ۱۶ میکرون) تخلخل‌ها از نوع میکروسکوپی و بسیار ریز می‌باشند. با این حال آنالیز تخلخل و تراوایی نمونه‌های مغزه نشان داده است که با وجود اینکه میزان تخلخل کمتری در این بخش وجود دارد، ولی میزان تراوایی نسبتاً بالاست، بطوریکه بیشترین مقادیر تراوایی سازند، علاوه بر زون ۳ (حاوی دولومیکرواسپارایت‌ها)، در زون ۱ (حاوی دولومیکرایت‌ها) نیز گزارش شده است. تراوایی بالا در این بخش به شکستگی‌ها (fractures) مربوط می‌باشد. بررسی‌های انجام شده بر روی شکستگی‌های سازند آسماری در چاه شماره ۱۷ میدان قلعه نار نشان داده است که میزان شکستگی‌ها در بخش‌های بالایی سازند که حاوی دولومیکرایت می‌باشند بیشتر از بخش‌های حاوی دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها است (شکل ۵-۴). با ایجاد شکستگی، تراوایی سنگ مخزن به

دلیل ارتباط پیدا کردن خلل و فرج سنگ، افزایش قابل ملاحظه‌ای پیدا می‌کند. یکی از علل فراوانی بیشتر شکستگی‌ها در دولومیکرایت‌ها نسبت به سایر بخش‌ها، به منشأ و زمان تشکیل این نوع دولومیت‌ها مربوط است. از آنجایی که دولومیکرایت‌ها، میکرایت‌های اولیه می‌باشند که در زمان رسوب‌گذاری تشکیل شده‌اند، فعالیت‌های مربوط به شکستگی‌ها در مدت زمان بیشتری بر روی آن‌ها تأثیر گذاشته است. در حالیکه دولومیکرواسپارایت‌ها و میکرواسپارایت‌ها که به مرور زمان و طی مراحل تدفین تشکیل شده‌اند، فعالیت‌های تکتونیکی کمتری را متحمل شده‌اند. دولومیت‌ها نسبت به آهک‌ها از سختی بیشتری برخوردارند و در برابر نیروهای تکتونیکی شکستگی بیشتری از آهک‌ها پیدا می‌کنند. بنابراین احتمال ایجاد شکستگی در دولومیکرایت‌های اولیه بیشتر از دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌های ثانویه و همچنین آهک‌ها می‌باشد. در نتیجه، ایجاد شکستگی‌ها و تراوایی بیشتر در بخش‌های بالایی سازند به طور غیرمستقیم به تشکیل دولومیکرایت‌ها ارتباط دارد.



شکل ۵-۳: ارتباط تخلخل و تراوایی حاصل از آنالیز مغزه در نمونه‌های سازند آسماری، چاه شماره ۱۷ میدان قلعه نار.



شکل ۵-۴: توزیع تخلخل و تراوایی حاصل از مغزه و میزان شکستگی‌ها بر اساس انواع مختلف دولومیت‌های سازند آسماری در چاه شماره ۱۷ میدان قلعه ناز.

فصل ششم

نتایج و پیشنهادات

۶-۱ نتیجه گیری

در این مطالعه سازند آسماری به سن الیگو-میوسن در میدان قلعه نار در فروافتادگی دزفول مورد بررسی قرار گرفت. بر پایه مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی نتایج حاصل از این مطالعه به شرح زیر است:

۱- بر اساس مطالعات پتروگرافی مقاطع نازک، نوع و فراوانی ذرات غیراسکلتی و اسکلتی، بافت و ماتریکس، ۸ مجموعه ریزرخساره‌ای (MF1-MF8) شناسایی گردید که در یک رمپ کربناته در چهار زیر محیط دریای باز، محیط سد، لاگون و جزر و مدی نهشته شده‌اند. مجموعه رخساره‌های ۵ تا ۸ (MF5-MF8) نشانگر بخش داخلی به سمت ساحل پلتفرم (لاگون، پهنه جزر و مدی، بالای پهنه جزر و مدی) بیشتر در بخش بالایی آسماری، رخساره‌های ۲ تا ۴ (MF2-MF4) مربوط به بخش میانی پلتفرم (شول و دریای باز) اغلب در بخش میانی آسماری و رخساره ۱ (MF1) مرتبط با بخش بیرونی پلتفرم به سمت بخش‌های عمیق‌تر (دریای باز) در بخش زیرین آسماری می‌باشند.

۲- بر اساس مطالعات پتروگرافی (مقاطع نازک و SEM) انجام گرفته بر روی دولومیت‌های سازند آسماری در میدان قلعه نار چهار نوع دولومیت شامل؛ دولومیکرایت، دولومیکرواسپارایت، دولواسپارایت و سیمان پرکننده حفرات و شکستگی‌ها معرفی گردید. با توجه به شواهد دولومیکرایت مربوط به رخساره مادستون دولومیتی بوده که در سب‌خا یا پهنه جزر و مدی در شرایط گرم و خشک بصورت اولیه ته نشست پیدا کرده‌اند. این نوع دولومیت‌ها بیشتر در بخش‌های بالایی سازند آسماری دیده می‌شوند. دولومیکرواسپارایت‌ها در اثر دولومیتی‌شدن بصورت بخشی یا انتخابی ایجاد شده و در بخش‌های مختلف سازند آسماری گسترش پیدا کرده‌اند. دولومیکرواسپارایت‌ها از جانشینی سنگ‌های آهکی و یا از تبلور مجدد دولومیکرایت‌ها به وجود آمده‌اند. تشکیل دولواسپارایت‌ها در دو مرحله دیاژنزی انجام شده است: مرحله اول در شرایط تدفین کم عمق، در اثر جانشینی آلوک‌ها (قسمت

های غبار آلود مرکزی بلورها) و مرحله دوم در طی مراحل تدفین بیشتر، در اثر تشکیل سیمان رورشدی بصورت رورشدی حاشیه‌ای در اطراف دولومیت‌های جانشینی (قسمت‌های شفاف حاشیه‌ای بلورها). دولومیت‌های سیمان پرکننده حفرات و شکستگی‌ها در شرایط تدفین عمیق تشکیل شده‌اند.

۵- نتایج مطالعات میانبارهای سیال نشان داد که دولومیکرایت‌ها در دمای متوسط $30/5$ در شرایط سطحی و یا نزدیک به سطح تشکیل شده‌اند. شوری متوسط محلول دولومیت‌ساز در این نوع دولومیت‌ها $11/50$ درصد وزنی معادل کلرید سدیم بوده است که نسبت به متوسط شوری آب اقیانوس‌های امروزی که $3/5$ درصد وزنی کلرید سدیم می‌باشد در شوری بالاتری تشکیل شده‌اند. این نتایج نشان می‌دهد که دولومیکرایت‌ها از نوع دولومیت‌های اولیه بوده که در محیط‌های سبخایی تشکیل شده‌اند.

۶- بر اساس مطالعات میانبارهای سیال، دمای متوسط تشکیل دولومیکرواسپارایت‌ها $49/55$ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده است. این نوع دولومیت از نوع ثانویه بوده که در شرایط دیاژنزی کم عمق و درحین تدفین تشکیل شده‌اند. شوری بالای سیال دولومیت‌ساز در این نوع دولومیت (شوری متوسط $16/69$) تایید کننده تشکیل آن‌ها در شرایط دیاژنزی و بسته و نیمه بسته تدفین می‌باشد.

۷- مطالعات میانبارهای سیال دولواسپارایت‌ها نشان داده است که رنج دمای تشکیل آن‌ها بین 65 تا 80 و متوسط $72/75$ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده است. شوری متوسط سیال دولومیت‌ساز در این نوع دولومیت‌ها $17/14$ درصد وزنی معادل کلرید سدیم بوده که نسبت به سایر دولومیت‌ها شوری بالاتری داشته‌اند. این شرایط دمایی و شوری بالای سیال دولومیت‌ساز، تایید کننده تشکیل دولواسپارایت‌ها در محیط‌های دیاژنزی و تدفین عمیق می‌باشد.

۸- بر اساس آنالیزهای انجام شده بر روی عناصر نادرخاکی دولومیکرایت‌ها، نمودارهای نرمالیزه شده به مرجع استاندارد آب دریا در این دولومیت‌ها با تفکیک‌پذیری بسیار بالایی از نمودارهای

دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها جدا شدند که نشان از شرایط کاملاً متفاوت تشکیل دولومیکرایت‌ها نسبت به دیگر دولومیت‌ها است. مشابهت الگوی این نمودارها با آهک‌های معرف، تشکیل دولومیکرایت‌ها از آب‌های با منشأ دریایی (محیط سبخا) را تایید می‌نماید. علاوه بر آن غنی-شدگی عناصر نادرخاکی در دولومیکرایت‌ها نسبت به سایر دولومیت‌ها و آنومالی مثبت سریم، تشکیل دولومیکرایت‌ها از آب‌های خیلی شور در محیط سبخا با شرایط احیایی را نشان می‌دهد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که دولومیکرایت‌های سازند آسماری در محیط سبخا یا پهنه‌های جزر و مدی در شرایط آب و هوایی گرم و خشک تا نیمه خشک زمان الیگو-میوسن بصورت اولیه و همزمان با رسوب-گذاری تشکیل شده‌اند.

۹- مطالعات انجام شده بر روی عناصر نادرخاکی دولومیکرواسپارایت‌ها نشان داد که منشأ اصلی سیال دولومیت‌ساز در این نوع دولومیت‌ها از آب‌های دریایی محبوس شده است. مشابهت الگوی نمودارهای نرمالیزه شده به مرجع استاندارد آب دریا در این نوع دولومیت با آهک‌های معرف، غنی‌شدگی نسبی سریم و عدم وجود آنومالی مثبت یوروپیم نشان می‌دهد که سیال تشکیل دهنده دولومیکرواسپارایت‌ها تحت تأثیر آب‌های جوی و یا گرمابی نبوده و منشأ اصلی آن از آب دریا بوده است. بنابراین مدل‌های مخلوط آب‌های دریایی و جوی و همچنین مدل گرمابی در مورد این نوع دولومیت‌ها صدق نمی‌کند. آنومالی مثبت سریم در این نمودارها نشانگر شرایط احیایی تشکیل آن‌ها در محیط‌های تدفین و دیاژنزی می‌باشد. با توجه به شواهد بیان شده، مکانیسم تشکیل دولومیکرواسپارایت‌ها در سازند آسماری مدل تدفینی کم‌عمق می‌باشد که در اثر جانشینی و یا تبلور مجدد، بصورت ثانویه تشکیل شده‌اند.

۱۰- بر اساس مطالعات عناصر نادرخاکی دولواسپارایت‌ها، مشابهت الگوی نمودارهای این نوع دولومیت با آهک‌های معرف، غنی‌شدگی نسبی سریم و عدم وجود آنومالی مثبت یوروپیم نشان می‌دهد که منشأ اصلی سیال منفذی دولومیت‌ساز از آب دریا بوده و تحت تأثیر آب‌های جوی و یا گرمابی نبوده-

اند. آنومالی مثبت سریم مربوط به محیط احیایی تشکیل این نوع دولومیت‌ها در شرایط عمیق تدفین می‌باشد. با توجه به شواهد مذکور، مدل تشکیل دولومیت‌های پرکننده حفرات و شکستگی‌ها، مدل تدفین عمیق و مدل تشکیل دولواسپارایت‌ها، مدل تدفین کم عمق تا عمیق در نظر گرفته می‌شود.

۱۱- بر اساس مطالعات پتروگرافی (مقاطع نازک و SEM)، آنالیزهای سیالات درگیر و عناصر نادر خاکی، شرایط تشکیل دولومیت‌ها و مکانیسم‌های دولومیتی‌شدن سازند آسماری در میدان قلعه نار با مدل‌های سب‌خا، تدفینی کم‌عمق و تدفینی عمیق توجیه گردیدند، بنابراین دولومیکرایت‌ها مربوط به مدل سب‌خا، دولومیکرواسپارایت‌ها مربوط به مدل تدفینی کم‌عمق و دولواسپارایت‌ها مربوط به مدل تدفینی عمیق می‌باشند.

۱۲- دولومیکرایت‌ها، میکرایت‌های اولیه می‌باشند که در زمان رسوب‌گذاری تشکیل شده‌اند و فعالیت‌های مربوط به شکستگی‌ها در مدت زمان بیشتری بر روی آن‌ها تأثیر گذاشته است. با توجه به اینکه سختی و خاصیت شکنندگی در دولومیت‌ها بیشتر از آهک‌ها می‌باشد، تشکیل دولومیکرایت‌ها بصورت اولیه و همزمان با رسوب‌گذاری موجب تأثیر بیشتر و طولانی‌تر نیروهای تکتونیکی و ایجاد شکستگی‌ها و در نتیجه افزایش تراوایی مخزن در آن‌ها شده است. بنابراین ایجاد تراوایی بیشتر در بخش‌های بالایی سازند به طور غیرمستقیم به تشکیل دولومیکرایت‌ها ارتباط دارد.

۱۳- دولومیتی‌شدن فراگیر در دولواسپارایت‌ها موجب افزایش تخلخل و تراوایی و همچنین ایزوتروپی مخزن شده است. دولواسپارایت‌ها دارای بلورهای شکل‌دار و بزرگ می‌باشند، در بین انواع دولومیت‌ها، معمولاً بلورهای شکل‌دار دولومیت در دولواسپارایت‌ها بیشترین تخلخل را دارند. با افزایش اندازه بلورها مقدار تخلخل مفید افزایش یافته و تراوایی نیز زیاد شده است. وجود بافت دانه شکری در دولواسپارایت‌های سازند آسماری نشان از همگنی و ایزوتروپی تخلخل و تراوایی مربوط به این نوع

دولومیت می‌باشد. بنابراین بالاترین کیفیت مخزن مربوط به بخش میانی سازند است که حاوی دولواسپارایت‌ها می‌باشند و به عنوان زون مخزنی اصلی و بهترین زون تولید نفت می‌باشد.

۱۴- در دولومیکرواسپارایت‌ها نیز تشکیل دولومیت از طریق جانشینی دولومیت بجای آلومها و یا ماتریکس میکرایتی و همچنین تبلور مجدد دولومیکرایت‌ها، موجب افزایش تخلخل و تراوایی شده است. با این حال در این نوع دولومیت بعلت وجود ذرات و بلورهای دانه‌ریز (میکرایت و دولومیکرایت)، همگنی و ایزوتروپی کمتری نسبت به دولواسپارایت‌ها وجود دارد.

۶-۲ پیشنهادات

- ۱- پیشنهاد می‌شود که آنالیزهای ایزوتوپی کربن، اکسیژن و استرانسیم بر روی دولومیت‌ها انجام شود تا شرایط تشکیل دولومیت‌های سازند آسماری بر اساس آنالیزهای ایزوتوپی، با نتایج بدست‌آمده در این تحقیق مقایسه گردد.
- ۲- پیشنهاد می‌شود که مدلسازی تاریخچه‌های تدفین و حرارتی بر روی حوضه رسوبی انجام شود و تأثیر شرایط زیرسطحی از نظر عمق و دما بر تشکیل دولومیت‌های سازند آسماری در مقیاس حوضه رسوبی مورد بررسی قرار گیرد.

منابع و مراجع

- (۱) آدابی م. ح، (۱۳۸۳). "ژئوشیمی رسوبی". انتشارات آراین زمین، ۴۴۸ صفحه.
- (۲) آقائباتی س، (۱۳۸۳). "زمین شناسی ایران". چاپ اول، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۷۰۷ صفحه.
- (۳) احمدزاده ف، خانه باد م، موسوی حرمی ر، محبوبی ا، مرادیور م، (۱۳۹۷). "پتروگرافی دولومیت‌های سازند آسماری در یکی از چاه‌های میدان نفتی مارون". چهارمین همایش انجمن رسوب شناسی ایران با تاکید بر مخازن هیدروکربوری.
- (۴) حسینی ر، مهدی پور و، هاشمیان خ، (۱۳۹۴). "بررسی فرآیند دولومیتی‌شدن در سازند آسماری میدان نفتی مسجد سلیمان". سومین همایش ملی نفت و گاز و صنایع وابسته، کرمان، دانشگاه شهید باهنر کرمان.
- (۵) درویش زاده ع، (۱۳۷۰). "زمین‌شناسی ایران". انتشارات تهران.
- (۶) رحیم پور بناب ح، (۱۳۸۴). "سنگ شناسی کربناته". انتشارات دانشگاه تهران، ۴۸۷ صفحه.
- (۷) رضایی م، (۱۳۸۴). "زمین شناسی نفت". انتشارات علوی، ۴۸۰ صفحه.
- (۸) هوشمند کوچی ح، باوی عویدی ع، طاهری م، "گزارش شماره ۹۵۲۵ بررسی تکامل پلاتفرم کربناته سازند آسماری (الیگو-میوسن) در میدان قلعه نار با نگرشی ویژه بر کیفیت مخزنی". شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب.
- (۹) شرکتی ش، (۱۳۸۴). "تکتونیک پوشش رسوبی و پی سنگ در کمربند کوهزایی زاگرس، نکاتی در زمینه مدلسازی هندسی دگرشکلی". گزارش منتشر نشده.

- ۱۰) غفرانی، ا، رضایی م. ح، (۱۳۸۱). "بررسی فرآیند دولومیتی شدن و تأثیر آن بر کیفیت مخزن سازند آسماری در میدان اهواز". ششمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، کرمان، انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه باهنر کرمان.
- ۱۱) قلاوند ه، (۱۳۷۵). پایان نامه کارشناسی ارشد، "لیتواستراتیگرافی و بیواستراتیگرافی سازندهای داریان و کژدمی در جنوب غرب ایران (نواحی فارس و فروافتادگی دزفول)". دانشگاه شهید بهشتی.
- ۱۲) کاویانپور سنگنو م، نامداریان ا، موسوی حرمی ر، محبوبی ا، (۱۳۹۱). "بررسی پتروگرافی دولومیت های و تأثیر آن بر کیفیت مخزن سازند آسماری در میدان منصوری". شانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، شیراز.
- ۱۳) مرادی م، موسوی حرمی ر، محبوبی ا، خانه باد م، (۱۳۹۷). "انواع دولومیت های سازند آسماری در میدان نفتی آغاچاری و تأثیر آن ها بر روند نمودارهای تزریق جیوه". مجله پژوهش نفت، شماره ۱۰۳.
- ۱۴) مطیعی ه، (۱۳۷۲). "زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس". سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشوری، چاپ اول، ۵۳۶ صفحه.
- ۱۵) مطیعی ه، (۱۳۷۴). "زمین شناسی نفت زاگرس". انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، جلد اول ۵۸۹.

منابع لاتین

- 1) Adabi, M. H., (2002). "Petrographic and geochemical criteria for recognition of unaltered cold water and diagenetically altered, Neoproterozoic dolomite, western Tasmania, Australia". 16th AGC, P. 350.

- 2) Adabi, M. H., (2009). "Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet- Dagh Basin, N. E. Iran, Carbonates and Evaporites". v.24, p. 16-32.
- 3) Adams, T. D., and Bourgeois, F., (1967). "Asmari biostratigraphy: Geological and Exploration, Iranian Offshore Oil Company Report". No. 1074, (unpublished).
- 4) Adams, T., (1969). "The Asmari formation of Lurestan and Khuzestan, Provinces. NIOC Report". No. 1154, pp 20- 54.
- 5) Alavi, M., (2004). "Regional stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust Belt of Iran and its proforeland evolution, Am". Jour. Sciences, 304, 1-20.
- 6) Al-Aasm, I. S., Ghazban, F., Ranjbaran, M., (2009). "Dolomitization and related fluid evolution in the Oligocene-Miocene asmari formation, Gachsaran area, SW Iran: Petrographic and Isotopic evidence". Journal of Petroleum Geology, Vol. 32(3), 287-304 pp.
- 7) Al-sharhan, A. S., Kendall, C. G. ST. C., (2003). "Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues". Earth Science Review, Vol. 61, pp. 191-243.
- 8) Al - Sharhan, A. S., Nairn, A. E. M., (1995). "Tertiary of the Arabian Gulf: Sedimentology and hydrocarbone potential, palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology". No. 114, p. 369- 384.
- 9) Amthor, J. E., Friedman, G. M., (1992). "Early – to late – diagenetic dolomitization of platform carbonates: Lower Ordovician Ellenburger Group, Permian basin, West Texas". Journal of Sedimentary. Petrology, Vol. 62, pp. 131 – 143.
- 10) Aqrawi, A. A. M., Keramati, M., Ehrenberg, S. N., Pickard, N., Moallemi, A., Svň, T., Darke, G., Dickson, J. A. D. and Oxtoby, N. H. (2006). "Origin of dolomite in the Asmari Formation (Oligocene-lower Miocene), Dezful Embayment, SW Iran". Journ. Petroleum Geol., 29(4), 381-402.
- 11) Azmy, K., Brand, U., Sylvester, P., Gleeson, S. A., Logan, A., and Bitner, M. A. (2011). "Biogenic and abiogenic Low-Mg calcite (bLMC and aLMC): Evaluation of seawater-REE composition, water masses and carbonate diagenesis". Chem. Geol. 280, 180-190.
- 12) Badiozamani, K., (1973). "The dorag dolomitization model-application to the middle Ordovician of Wisconsin". J. Sediment. Petrol. 43, 965–984.
- 13) Bahrami, F., Moussavi Harami, R., Khanehbad, M., Mahmudy Ghara rie, M. H., Sadeghi, R. A., (2017). "Identification of pore types and pore facies for evaluating the diagenetic performance on reservoir quality: a case study from the Asmari Formation in Ramin Oil Field, SW Iran". Geosciences Journal, 21, 565-577.
- 14) Baker, P. A., Kastner, M., (1981). "Constraints on the formation of sedimentary dolomite ". Science, 214-216.
- 15) Banner, J.L., (1995). "Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis". Sedimentology 42, 805e824.
- 16) Bau, M., Alexander, B., (2006). "Preservation of primary REE patterns without Ce anomaly during dolomitization of Mid-Paleoproterozoic limestone and the

- potential re-establishment of marine anoxia immediately after the Great Oxidation Event". *South Afr. J. Geol.* 109, 81.
- 17) Berberian, M., (1977). "Contribution to the seismotectonics of Iran (part III)". *Geol. Min. Surv. Iran* 40, 300P.
 - 18) Bontognali, T.R., Vasconcelos, C., Warthmann, R.J., Bernasconi, S.M., Dupraz, C., Strohmenger, C.J., McKenzie, J.A., (2010). "Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi (United Arab Emirates)". *Sedimentology*, 57: 824-844.
 - 19) Bordenave, M. L., Burwood, R., (1995). "The Albian Kazhdumi Fm of the Dezful Embayment, Iran: one of the most efficient petroleum generating systems, in *Petroleum source rocks series: case book in Earth Sciences*". Ed by Katz, B. J., Springer Verlag, Heidelberg, p.183-207.
 - 20) Bordenave, M. L., (2002). "The Middle Cretaceous to Early Miocene Petroleum System in the Zagros Domain of Iran, and its prospect Evaluation, AAPG Annual Meeting". March 10-13, Houston, Texas.
 - 21) Bridge, C.M., Powel, J., Steele, K.L., Sigman, M.E., (2007). "Spectrochim. Acta Part B". 62 1419.
 - 22) Brown, J. S., (1943). "Suggested use of the word microfacies". *Economic Geology* 38: 325.
 - 23) Burns, S. J., Baker, P. A., Showers, W. J., (1988). "The factors controlling the formation and chemistry of dolomite in organic-rich sediments: Miocene Drakes Bay Formation, California: In Shukla, V and Baker, P. A., (Eds): *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones*. Soc. Econ". *Palaeontol. Spec. Publ.*, 43, 41-52.
 - 24) Burchette, T. P., Wright, V. P., (1992). "Carbonate ramp depositional system, *Sedimentary Geology*". v. 79, p. 3-57.
 - 25) Busk, H. G., Mayo, T. H. (1918). "Some notes on the geology of the Persian Oilfields". *Journal of the Institution of Petroleum Technologists*, 5, 5-26.
 - 26) Butler, G.P., (1969). "Modern evaporite deposition and geochemistry of coexisting brines, the sabkha, tracial coast, Arabian Gulf". *Jour. Sed. Petrol*, 39, 20-89.
 - 27) Cuvillier, J., (1952). "Le notion de microfacies et applications". VII Congreso Nazional di Metano e Petroleo, sect. 1, 1-7.
 - 28) Dill, M. A., Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Behdad, A., (2018). "Oligo-Miocen carbonate platform evolution in the northern margin of the Asmari intra-shelf basin, SW Iran". *Marine and Petroleum Geology*, 92, 437-461.
 - 29) Dunham, R. J., (1962). "Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E., ed., *Classification of Carbonate rocks: AAPG-Publ-Memoris 1*, Tulsa, Oklahoma". pp. 108- 121.
 - 30) Durrant, S.F., (1999). "Spectrum". 14, 1385.
 - 31) Ehrenberg, S. N., N. A. H. Pickard, G. V., Laursen, S., Monibi, Z. K., Mossadegh, T. A., Svåná, A. A. M., Aqravi, J. M., McArthur and M. F. Thirlwall., (2007). "Strontium isotope stratigraphy of the asmari formation (Oligocene - Lower Miocene), SW Iran". *Journal of Petroleum Geology*, v. 30, no. 2, p. 107-128.

- 32) Fabricius, I.L., 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.
- 33) Falcon, N., (1974). "Southern Iran: Zagros Mountains. In *Mesozoic Conozoic Orogenic Belts*, edited by A. Spencer, Special Publication". Geological Society of London, 4, 199-211.
- 34) Flugel, E., (2010). "Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application". Springer Verlag, New York, 996 p.
- 35) Friedman G. M., (1965). "Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks," *Journal Sedimentary Petrology*, Vol. 35, pp. 643-655.
- 36) Given. R. K. Wilkinson, B. H. (1987). "Dolomite abundance and stratigraphic age: constraints on rates and mechanisms of Phanerozoic dolostone formation". *Journal. sedim. Petrol.* 57, 1068- 1078.
- 37) Gregg, J. M., Sibley, D. F., (1984). "Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture". *Journal of .Sedimentary Petrology*, Vol. 54, pp. 908-931.
- 38) Gregg, J. M. Shelton, K. L., (1990). "Dolomitization and neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davies Fomations (Cambrian), Southeastern Missouri". *Journal of Sedimentary. Petrology*, Vol. 60, pp. 549-562.
- 39) Gressly, A., (1838). "Observations geologiques sur le Jura Soleurois". *Nouv. Mem. Soc. Helv. Sci. Natur* 2: 349.
- 40) Hanshow, B.B., Back, W., Deike, R.G., (1971). "A geochemical hypothesis of dolomitization by ground water". *Econ. Geol.* 66, 710–724.
- 41) Hecht, L., Freiburger, R., Gilg, H.A., Grundmann, G., Kostitsyn, Y.A., (1999). "Rare earth element and isotope (C, O, Sr) characteristics of hydrothermal carbonates: genetic implications for dolomite-hosted talc mineralization at Göpfersgrün (Fichtelgebirge, Germany) ". *Chem. Geol.* 155, 115e130.
- 42) James, G. A., Wynd, Y. G., (1965). "Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area". *AAPG Bull*, V. 49, p. 2182-2245.
- 43) Jiang, L., Cai, C., Worden, R. H., Li, K., Xiang, L., Chu, X., Li, W., (2015). "Rare earth element and yttrium (REY) geochemistry in carbonate reservoirs during deep burial diagenesis: Implications for REY mobility during thermochemical sulfate reduction". *Journal Chemical Geology*, 415, 87-101.
- 44) Kawabe, I., Takaniro, T., Atsuyuki, O., (1998). "Monoisotopic REE abundances in Seawater and the origin of seawater tetrad effect". *Geochem J*, 32: 213-229.
- 45) Kinsman, D.J.J., (1964). "The recent carbonate sediments ncar Halat al Bahrani, Trucial Coast, Persian Gulf". In: *Deltaic and Shallow Marine Deposits* (Ed. by L.M.J.U. van Straaten) *Developments in Sedimentology*, 1, 189-192.
- 46) Kohout, F.A., (1967). "Groundwater flow and the geothermal regime of the Floridan plateau". *Trans. Gulf-Cst. Ass. Geol. Socs.* 17,339-354.
- 47) Kordi, M., (2019). "Sedimentary basin analysis of the Neo-Tethys and its hydrocarbon systems in the Southern Zagros fold-thrust belt and foreland basin". *Earth-Science Reviews*.

- 48) Kučera, J., Cempírek, J., Dolníček, Z., Muchez, P., Prochaska, W., (2009). "Rare earth elements and yttrium geochemistry of dolomite from post-Variscan vein-type mineralization of the Nížký Jeseník and Upper Silesian Basins, Czech Republic". *Journal of Geochemical Exploration*, 103(2-3), 69-79.
- 49) Land, L. S., (1985). "The origin of massive dolomite". *Jornal of Geology. Education*. No. 33, pp. 112-125.
- 50) Iannace, A., Capuano, M., Galluccio, L., (2011). "Dolomites and dolomites in Mesozoic platform carbonates of the Southern Apennines: geometric distribution, petrography and geochemistry". *Paleogeogr. Paleoclimatol. Palaeoecol.* 310, 324e339.
- 51) Lee, Y. I., Friedman, G. M., (1987). "Deep-burial dolomitization in the Lower Ordovician Ellenburger Group carbonates in west Texas and southeastern New Mexico". *Journal Sed. Petrology*, 57,544-557.
- 52) Lees, G. M., (1933). "The reservoir rocks of Persian Gulf oil fields". *American Association of Petroleum Bulletin*, 17 (3), 229-240.
- 53) Leybourne, M.I., Johannesson, K.H., (2008). "Rare earth elements (REE) and yttrium in stream waters, stream sediments, and FeMn oxyhydroxides: fractionation, speciation, and controls over REE/Y patterns in the surface environment". *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 5962e5983.
- 54) Liu, Q., Worden, R., Jin, Z., Liu, W., Li, J., Gao, B., Zhang, D., Hu, A., Yang, C., (2012). "TSR versus non-TSR processes and their impact on gas geochemistry and carbon stable isotopes in Carboniferous, Permian and Lower Triassic marine carbonate gas reservoirs in the Eastern Sichuan Basin, China". *Geochim. Cosmochim. Acta* 100, 96e115.
- 55) Lucia, F. J., (1995). "Rock-fabric/ Petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization". *American Association of petroleum Geologists Bulletin*, v: 79, p: 1275-1300.
- 56) Mazzullo, S. J., (1992). "Geochemical and neomorphic alteration of dolomite A review Carbonates and Evaporites". Vol. 7, pp. 21-37.
- 57) McKenzie, J.A., (1981). "Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, UAE: a stable isotope study". *J. Geol.* 89, 185-198.
- 58) Mountjoy, E.W., Machel, H.G., Green, D., Duggan, J., 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.
- 59) Nothdurft, L.D., Webb, G.E., Kamber, B.S., (2004). "Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones". *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 263e283.
- 60) Piercey, S., (2011). "The setting, style, and role of magmatism in the formation of volcanogenic massive sulfide deposits". *Miner Deposita*, 46:449–471.
- 61) Qing, H., Mountjoy, E. W., (1994). "Rare earth element geochemistry of dolomites in the Middle Devonian Presqu'île barrier, Western Canada

- Sedimentary Basin: implications for fluid-rock ratios during dolomitization". *Sedimentology*, 41(4), 787-804.
- 62) Rao, C.P., (1996). "Elemental composition of marine calcite modern temperate shelf branchipods, bryozoance and bulk carbonates, eastern Tasmania, Australia Carbonates and Evaporites". v. 11, pp. 1-18.
 - 63) Raudina, T. V., Lim, A. G., Kritskov, I. V., Shirokova, L. S., Istigechev, G. I., Kuzmina, D. M., Loiko, S. V., (2017). "Dissolved organic carbon and major and trace elements in peat porewater of sporadic, discontinuous, and continuous permafrost zones of western Siberia".
 - 64) Richardson, P.K., (1924). "The geology and oil measures of southwest Persia". *Journal Institute Petroleum Technology*, 10, 256-283.
 - 65) Roedder, E., (1984). "Fluid inclusions. Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy*". vol. 12, 644 p.
 - 66) Rollinson, H. R., (1993). "Using geochemical data Evaloation, peresentation, Interpretation". Pearson Education limited, 352p.
 - 67) Ronchi, P., Jadoul, F., Ceriani, A., Di Giulio, A., Scotti, P., Ortenzi, A., Previde Massara, E., (2011). "Multistage dolomitization and distribution of dolomitized bodies in Early Jurassic carbonate platforms (Southern Alps, Italy) ". *Sedimentology* 58, 532e565.
 - 68) Ronchi, P., Masetti, D., Tassan, S., Camocino, D., (2012). "Hydrothermal dolomitization in platform and basin carbonate successions during thrusting: a hydrocarbon reservoir analogue (Mesozoic of Venetian Southern Alps, Italy) ". *Mar. Pet. Geol.* 29, 68e89.
 - 69) Saller, A.H., Dickson, J.A.T.D., (2011). "Partial dolomitization of a Pennsylvanian limestone buildup by hydrothermal fluids and its effect on reservoir quality and performance". *AAPG Bull.* 95, 1745e1762.
 - 70) Schmidt, M., S, Xeflide, R, Botz, S, Mann, (2005). "Oxygen isotope fractionation during synthesis of CaMg-carbonate and implications for sedimentary dolomite formation". *Geochimica ET cosmochimica Acta*, v. 69, No.19, p. 4665-4674.
 - 71) Serra, O., Abbot, H., (1980). "The Contribution of Logging Data to Sedimentology and stratigraphy". SPE of AIME, Transaction 55th Annual Fall Technology Conference.
 - 72) Sepehr, M., (2001). "The tectonic significance of the Kazerun Fault Zone, Zagros fold–thrust belt, Iran". PhD thesis, Imperial College, London.
 - 73) Setudehnia, A., (1978). "The Mesozoic sequence in Southwest Iran and adjacent areas". *Journal Pet. Geol.* 1, 3-42.
 - 74) SEYRAFIAN, A., (2000). "Microfacies and depositional environments of the Asmari Formation, at Dehdez area (A correlation across Central Zagros Basin) ". *Carbonates and Evaporites*, v. 15, no. 2.
 - 75) Shabafrooz, R., Mahboubi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Ghabeishavi, A., Moussavi-Harami, R., (2015). "Depositional architecture and sequence stratigraphy of the oligo–Miocene Asmari platform; Southeastern Izeh zone, Zagros Basin, Iran". *Facies* 61 (1).

- 76) Shields, G., Stille, P., (2001). "Diagenetic constraints on the use of cerium anomalies as palaeoseawater redox proxies: an isotopic and REE study of Cambrian phosphorites. *Chem. Geol.* 175, 29e48.
- 77) Shields, G.A., Webb, G.E., (2004). "Has the REE composition of seawater changed over Geological time". *Chem. Geol.* 204, 103e107.
- 78) Shepherd, T., Rankin, A. H., Alderton, D. H. M., (1985). "A Practical guide to fluid inclusion studies. Blackie". USA Chapman and Hall New York, 239 p.
- 79) Sibley, D. F., Gregg, J. M., (1987). "Classification of dolomite rock textures". *J. Sediment. Petrol.* Vol. 57, pp. 967–975.
- 80) Stocklin, J., (1968). "Structural history and tectonics of Iran; a review, American Associ". *J. petrol. Geologst Bull.* 52, 1229-1258.
- 81) Tanaka, K., Miura, N., Asahara, Y., Kawabe, I., (2003). "Rare earth element and strontium isotopic study of seamount-type limestones in Mesozoic accretionary complex of Southern Chichibu Terrane, central Japan: implication for incorporation process of seawater REE into limestones". *Geochem. J. Jpn.* 37, 163e180.
- 82) Thomas, N. A., (1948). "The Asmari Limestone of Southwest Iran: National Iranian Oil Company". Report 706, unpublished.
- 83) Tlig, S., M'rabet, A., (1985). "A comparative study of the rare earth element (REE) distributions within the Lower Cretaceous dolomites and limestones of Central Tunisia". *Sedimentology*, 32(6), 897-907.
- 84) Vahrenkamp, V.C., Swart, P.K., (1990). "New distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomite and its implications for the formation of ancient dolomites". *Geology* 18, 387e391.
- 85) Van Buchem, F. S. P., Allan, T. L., Laursen, G. V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N. A. H., Tahmasbi, A. R., Vedrenne, V., Vincent, B., (2010). "Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations), SW Iran". *Geological Society*, 329: 219-263.
- 86) Vasconcelos, C., 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.
- 87) Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M., Taheri, A., (2006). "Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in SW Iran". *Facies*, 52, 41- 51.
- 88) Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A., Motiei, H., (2010). "Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence". *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 27: 56-71.
- 89) Ven den Kerkhof, A. M., Hein, U. F., (2001). "Fluid inclusion petrography". *Lithos*, v. 55, p. 27–47.
- 90) Wacey, D., D. T., Wright, A. J., Boyce, (2007). "A stable isotope study of microbial dolomite formation in the Coorong Region, South Australia". *Chemical Geology*, v. 244, p. 155-174.

- 91) Wang, L.C., Hu, W.X., Wang, X.L., (2014). "Dolomitization process and its effect on the behavior of trace elements of carbonate rocks from Triassic Zhouchongcun formation of Geshan section in Yixing County, Lower Yangtze". *Geochimical*, 43, 254e265.
- 92) Wang, X.L., Jin, Z.J., Hu, W.X., Zhang, J.T., Qian, Y.X., Zhu, J.Q., Li, Q., (2009). "Using in situ REE analysis to study the origin and diagenesis of dolomite of Lower Paleozoic, Tarim Basin". *Sci. China Ser. D Earth Sci.* 52, 681e693.
- 93) Warren, J. K., (1989). "Evaporite sedimentology, prentice Hall, Englewood cliffs, new Jersey". 285p.
- 94) Warren, J. K., (2000). "Dolomite: occurrence, evolution, and economically important associations". *EarthScience Reviews*, 52, 1-81.
- 95) Wilson, J. L., (1975). "Carbonate facies in geologic history, Berlin ". New York, Springer-Verlag, 471 p.
- 96) Wilkinson, J. J., (2001). "Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*". 55 (1-4):229- 272.
- 97) Xiaolin, L., Wang, H., Robinson, J. T., Sanchez, H., Diankov, G., Dai, H., (2009). "Simultaneous nitrogen doping and reduction of graphene oxide". *Journal of the American Chemical Society*, 131(43), 15939-15944.
- 98) Xunyun, H., Jianfeng, S. H. O. U., Anjiang, S., Xingning, W. U., Yongsheng, W. A. N. G., Yuanyuan, H. U., Dongxiao, W. E. I., (2014). "Geochemical characteristics and origin of dolomite: A case study from the middle assemblage of Ordovician Majiagou Formation Member 5 of the west of Jingbian Gas Field, Ordos Basin, North China". *Petroleum Exploration and Development*, 41(3), 417-427.
- 99) Yang, X., Mei, Q., Wang, X., Dong, Z., Li, Y., Huo, F., (2018). "Indication of rare earth element characteristics to dolomite petrogenesis—a case study of the fifth member of Ordovician Majiagou Formation in the Ordos Basin, central China". *Marine and Petroleum Geology*, 92, 1028-1040.
- 100) Ye, S. J., Rabiller, P., (2000)."A new tool for electro-facies analysis: multi resolutiongraphic based clustering". *SPWLA, 41st annual logging symposium*, June 4-7.
- 101)Ye. Q., Mazzullo, S. J., (1993). "Dolomitization of Lower Permian platform facies, Wichita Formation, North platform, Middle Basin, Texas". *Carbonates and Evaporites*, 8, 55-70.
- 102)Zhang, W., Guan, P., Jian, X., Feng, F., 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.
- 103)Zhang, J., W. Hu., Y. Qian., X. Wang., J. Zhu, H. Zhang., J. Su., and S. Wu., (2008). "Feature and origin of dolomite filling in the Upper Cambrian- Lower Ordovician dolostone of the central uplift, Tarim basin [in Chinese with English abstract". *Acta Sedimentol. Sin*, 26(6), 957–966.

- 104) Zhao, H.W., Jones, B., (2013). "Distribution and interpretation of rare earth elements and yttrium in Cenozoic dolostones and limestones on Cayman Brac, British West Indies". *Sediment. Geol.* 284-285, 26-38.
- 105) Ziegler, M.A., (2001). "Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences". *GeoArabia* 6/3, 445–504.

Abstract:

Qale-Nar oil Field is located in the northern part of Dezful Embayment, about 30 km north of Andimeshk city. The Qale-Nar anticline, with east-west trend, is positioned in the simply folded belt of Zagros. The Oligocene-Miocene Asmari Formation is the main reservoir and producing formation in this field. The Asmari Formation has been investigated for determining the geneses of dolomites within formation and their effects on reservoir quality.

In this project, petrographic studies with polarized light microscope, field emission scanning electron microscope (FE-SEM) and point elemental analysis (EDS), as well as, temperature and salinity analyses of fluid inclusions and rare earth elements analyses by induced coupled plasma spectroscopy Laser mass spectrometry (LA-ICP-MS) were used. Petrographic and geochemical studies have led to the identification of four types of dolomites in the Asmari Formation, including, dolomicrite, dolomicrosparite, dolosparite and pore and fracture filling dolomite cements. The petrographic and geochemical evidences have been revealed that the dolomicrites (type I dolomites) were formed in the Sabkha or high-evaporation intertidal environment, simultaneously with sedimentation. The petrographic evidences are included the fabric, shape and size of dolomite crystals, presence of lamination and algal filaments, fenestral fabric, evaporative mineral casts, anhydrite nodules and scattered quartz grains, and the geochemical proofs are composed of temperature, salinity and concentration of rare earth elements. Formation of dolomicrites occurred at the temperature of 27 to 35 degree Celsius, with the dolomitizing fluid's salinity of 11.50 %wt NaCl. In dolomicrites, separation of diagrams of rare earth elements, normalized to the standard

reference of seawater, compared to the diagrams of dolomicrosparites and dolosparites, indicates completely different conditions for the formation of dolomicrites than other dolomites. The similarity of the pattern of these diagrams with the representative limestones and the positive anomaly of cerium confirmed formation of dolomicrites from seawaters in reducing condition of Sabkha environment. The mechanism of formation of dolomicrosparites (type II dolomites) in Asmari Formation is based on the shallow burial model (eodiagenesis), by replacement or recrystallization. Dolomicrosparites generated in the shallow burial depth at 45 to 55 degree Celsius. The average salinity of the pore-fluid was 16.69 %wt NaCl. With increasing burial depth, during the late diagenesis stages (mesodiagenesis), dolomite formed as pore and fracture filling cement (dolomite type IV) as well as overgrowth cement on the replaced dolomite. Detailed petrographic studies with FE-SEM showed that dolosparites (dolomite type III) formed within two diagenetic stages. Initially, in the shallower burial depth, dolomite formed by replacement, and then, in the deeper burial depth, overgrowth cements precipitated on the replaced dolomite. These cements formed at 65 to 80 degree Celsius. The high salinity of dolomitizing fluid (17.14 %wt NaCl) is associated to the closed to semi-closed diagenetic system in the deep burial depth. The similarity of the pattern of sea water normalized, rare earth element diagrams with the representative limestones, positive anomaly of cerium and non-positive anomaly of europium show that the main source of dolomitizing fluids of dolomicrosparites and dolosparites were from the connate water in the reducing condition of deep burial and it was not affected by hydrothermal waters.

In the Asmari Formation, dolomitization, dissolution and fracturing are the main diagenetic factors increasing the reservoir quality. Since the hardness and brittleness of dolomites are higher than limestones, dolomicrites as

primary sediments, have been affected by tectonic forces and thus fractures, which increase the permeability of reservoirs, are more abundant in this type of dolomite. In dolomicrosparite, the formation of dolomite by replacement of allochems or micritic matrix and also recrystallization of dolomicrites has increased the porosity and permeability. However, in this type of dolomite, due to presence of very fine grains (micrite and dolomicrite), there are less homogeneity and isotropy compare to dolosparites. Pervasive dolomitization and presence of coarse, euhedral dolomite crystals in dolosparite accompanied by sucrosic texture, have resulted in increasing porosity, permeability and isotropy of reservoir. Therefore, the highest reservoir quality is belonging to the dolosparites in the middle part of formation, which is the main producing reservoir zone.

Keywords: Geochemistry, Qale-Nar Field, Dezful Embayment, Asmari Formation, Dolomite, fluid inclusion, Rare earth elements.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth sciences

M.S.C Thesis in Geochemistry

**Application of Rare Earth Elements in Determining Genesis of
Dolomites in the Asmari Formation Reservoir of the Qale-Nar
Oil Field, Southwestern Iran**

By: Vahid Fatemi

Supervisor:

Dr. Masuomeh Kordi

Advisor:

Dr. Hamed Houshmand Koochi

Industrial advisor:

Dr. Mohammad Nikfard

July 2021