

ریزرخساره‌ها، مدل رسوبی، چینه‌نگاری سکansı و دیاژنز سازند هفتومان (کرتاسه بالایی)، ناحیه خور - شرق ایران مرکزی

محسن لیاقت، دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی دانشگاه شهید بهشتی تهران*

حمید کمالی سروستانی، دانشجوی کارشناسی ارشد چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی تهران

عباس صادقی، دانشیار، گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی تهران

سید مسعود موسویان، دانشجوی دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی تهران

چکیده

رسوبات کرتاسه که با رخصاره‌های متنوع شناخته می‌شوند، در تمام ایران گسترش یافته‌اند. در ناحیه خور، بلوک یزد و در شرق ایران مرکزی این رسوبات به خوبی رخنمون یافته‌اند. سازند هفتومان با سن سنومانین در کوه دبرسو، جنوب ناحیه خور (در شرق ایران مرکزی) با رویکردی یکپارچه جزئی از مطالعات نموداری، بیواسترانیگرافی و تجزیه و تحلیل چینه‌نگاری سکansı، مطالعه رخصاره‌ها بر اساس مشاهدات میدانی و مطالعات ریزرخساره‌ها مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. ما ۲۴۰ مقطع نازک میکروسکوپی را از حدود ۵۱۴ متر از چینه‌های با جنس سنگ آهک، ماسه سنگ تا ماسه سنگ آهکی و از سنگ آهک ضخیم تا سنگ آهک ماسه‌ای نازک لایه از سازند هفتومان جمع‌آوری نمودیم. این سازند در یک رمپ کربناته با ریزرخساره‌های رمپ درونی، رمپ میانی و رمپ بیرونی در کنار رسوبات آواری محیط ساحلی که ۲ پتروفاسیس را تشکیل داده‌اند؛ تشکیل شده است. بر اساس موقعیت مرزهای ناپیوسته سکانس‌ها، دو سکانس رده ۳، که به طور غالب تغییرات جهانی سطح آب دریا کنترل کننده چرخه رسوبی در آنهاست شناسایی شدند. سیمانی شدن، دولومیتی شدن، انحلال و سیمانی شدن، کارستی شدن و پیریتی شدن مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی در این سازند هستند.

کلید واژه‌ها: ایران مرکزی، ناحیه خور، سازند هفتومان، مدل رسوبی، چینه‌نگاری سکansı، دیاژنز

مقدمه

حوضه‌های رسوبی، مناطقی فرونشست یافته از سطح زمین بوده که بر هم کنش فاکتورهای مختلف چینه‌نگاری سکانسی در مقیاس‌های مختلف زمانی و مکانی^۱، پاسخی بر ساختار چینه‌شناسی موجود در آنهاست (Allen and Allen 2013). مطالعه یک حوضه رسوبی با سکانس‌های واقع در آن با بهره‌گیری از داده‌های مختلفی چون رخنمون، زیر سطحی، ژئوفیزیکی و ... به شناخت هر چه بیشتر حوضه کمک شایانی می‌نماید (Miall 2010). همچنین در طول تاریخچه رسوب‌گذاری و تشکیل چینه‌ها که در نهایت بر هم انباشت آنها توالی‌های رسوبی را به وجود می‌آورد؛ حوادثی که ما آنها را با عنوان دیاژنز می‌شناسیم نیز رخ می‌دهد (Morad et al. 2013) که فرآیندهای اولیه دیاژنز^۲ به واسطه تشکیل در زمان رسوب‌گذاری نیز یک خصوصیت مفید و ارزشمند به شمار می‌روند (Zarza and Tanner 2010). با علم بر این خصوصیات؛ یک برش چینه‌شناسی از رسوبات کرتاسه بالایی در ناحیه خور مورد مطالعه قرار گرفت. در زون ساختاری ایران مرکزی به ویژه منطقه چوپانان (جنوب غرب خور)، هفتومان (جنوب غرب خور)، کوه گز (شمال خور) و جندق (غرب-شمال غرب خور) رسوبات موجود دارای رخساره، ضخامت و سن بسیار متغیر و متنوع از جایی به جای دیگر می‌باشند (آقانباتی ۱۳۸۸). برخی رسوبات مربوط به این نواحی به صورت غیر رسمی در قالب ۳ سازند دبرسو، هفتومان و فرخی نام‌گذاری و معرفی شده (خسرو تهرانی ۱۳۸۹)؛ که سازند هفتومان (Reyer and Mohafez 1972) به سبب مطالعه پیشین شناخته شده است (کمالی ۱۳۹۰؛ Arzani 2011). این سازند دارای لیتولوژی سنگ‌آهک‌های رودیست‌دار، آهک غنی از فسفیل بریوزئر و نیز سنگ آهک ماسه‌ای در تناوب با ماسه سنگ، مارن و بین لایه‌های کنگلومرا می‌باشد (کمالی و همکاران ۱۳۹۰). سازند هفتومان در برش کوه هفتومان ۵۱۴ متر ضخامت داشته؛ که از ناحیه خور تا بلوک یزد در ایران مرکزی به سبب شدت بیشتر حرکات تکتونیکی دارای ضخامت‌های متغیری است (Aistov

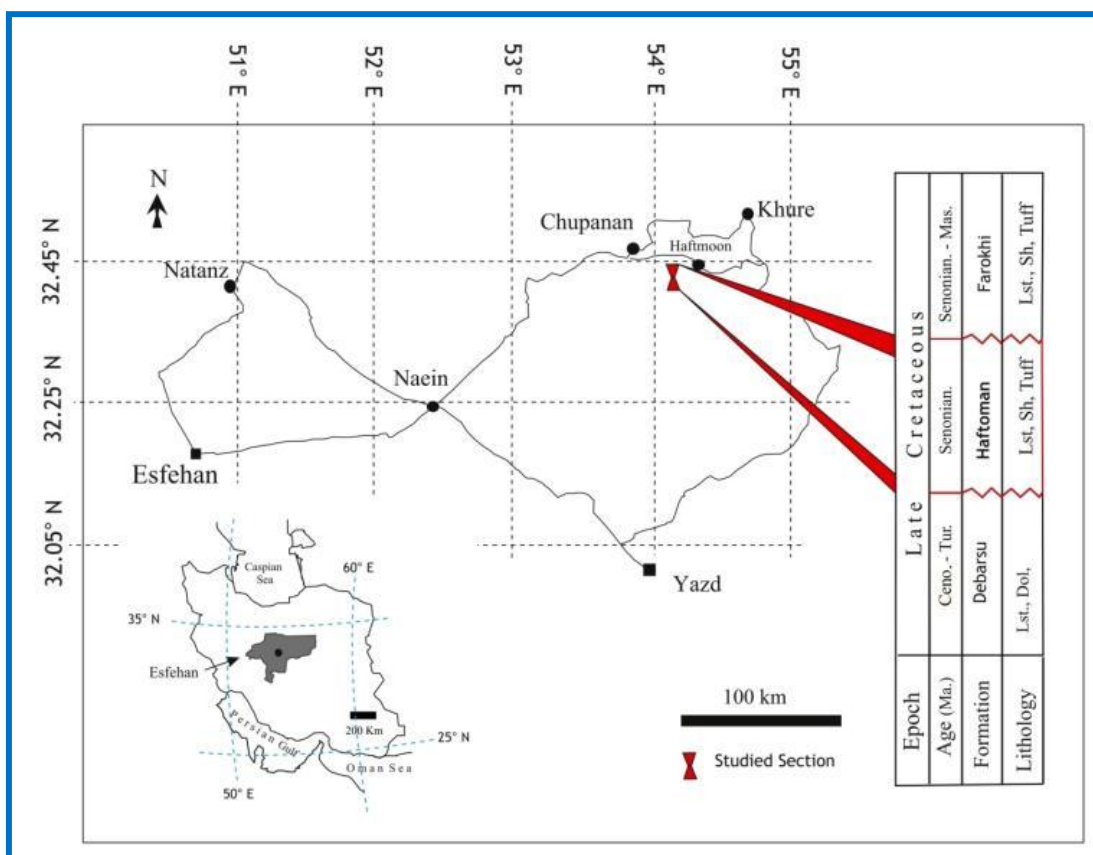
et al. 2009; Alavi 2004; Zanchi et al. 1984). این برش که قاعده و راس آن به ترتیب به سازند دبرسو و سازند فرخی با ناپیوستگی ختم می‌شود (کمالی و همکاران ۱۳۹۰) در ۵۰ کیلومتری جنوب غرب خور و ۴ کیلومتری جنوب روستای هفتومان در حوضه رسوبی اصفهان-نابین واقع شده و توسط جاده آسفالته اصفهان-نابین-هفتومان با پیمایش ۴ کیلومتر جاده آسفالته به سمت جنوب پس از روستای هفتومان قابل دسترسی است. از لحاظ مختصات جغرافیایی قاعده این برش، که در کوه دبرسو واقع شده، دارای طول جغرافیایی $33^{\circ} 30' 14''$ شرقی و عرض جغرافیایی $33^{\circ} 30' 14''$ شمالی است (شکل ۱).

روش مطالعه

این مطالعه که در قالب یک برش سطح‌الارضی، به ضخامت ۵۱۴ متر با نمونه‌برداری به روش سیستماتیک (Tucker 2011)، در فواصل ۴ متری و در مناطق با تغییرات شدید لیتولوژی و رخساره‌ای با فواصل کمتر انجام گرفت. در مجموع تعداد ۲۸۰ نمونه سنگی انتخاب و با توجه به لیتولوژی غالب آهکی، در این سازند از روش رنگ‌آمیزی دیکسون (Dickson 1966)، به منظور شناسایی کانی کلسیت از دولومیت تعدادی از مقاطع نازک میکروسکوپی رنگ‌آمیزی شدند. پس از مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی ۱۲ ریزرخساره رسوبی به روش فلوگل (Flugel 2010) در قالب ریزرخساره و از طرفی جداگانه ۲ پتروفاسیس تفکیک، رده‌بندی و انطباق داده شد. در نام‌گذاری ریزرخساره‌های کربناته و رخساره‌های آورای موجود به ترتیب از تقسیم‌بندی دانهام (Dunham 1962) و امبری و کلون (Embry and Klovan 19) استفاده شد. به منظور شناخت هر چه بیشتر محیط رسوب‌گذاری و تغییرات سطح آب دریا، مطالعات چینه‌نگاری سکانسی در رسوبات این سازند با استفاده از سکانس‌های رسوبی (Vial et al. 1991) انجام شد.

¹ Temporal and Spatial

² Eodiagenetic or preburial processes



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی رخنمون مطالعه شده از سازند هفتومان واقع در ناحیه خور (آقابات ۱۳۹۰)

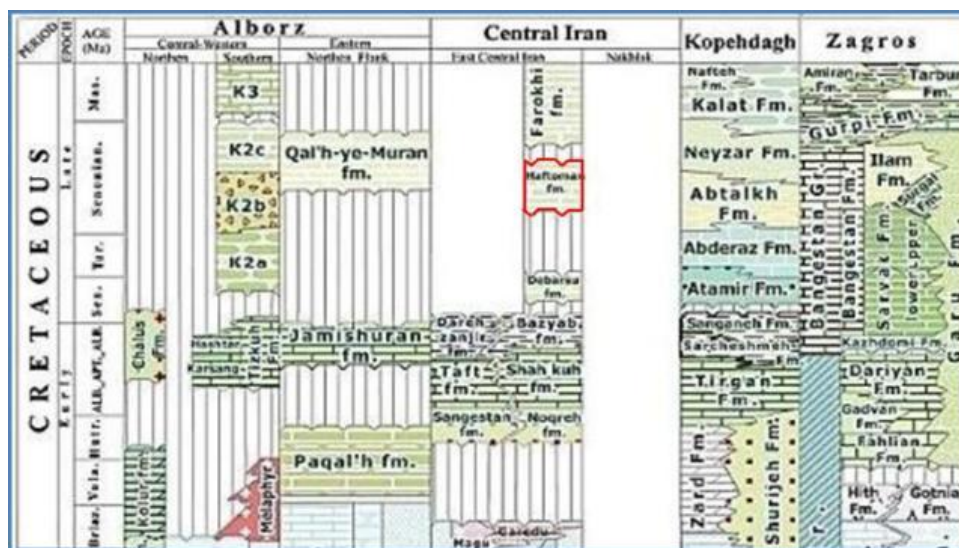
ساختاری- رسوبی، رخساره سنگی پایداری ندارند. به همین رو است که واحدهای سنگی K_2 ایران به جز کپه داغ و زاگرس چندان نام‌گذاری نشده‌اند و واحدهای نام‌گذاری شده کاربرد محلی داشته و غیررسمی‌اند (آقابات ۱۳۹۰). سازند هفتومان که رخنمونی از رسوبات کرتاسه بالایی در شمال ناحیه خور می‌باشد بر روی سنگ‌هایی با سن مختلف واقع شده است. از لحاظ لیتولوژی این سازند شامل سنگ‌آهک‌های بریوزئردار، به مقدار کمتری سنگ آهک ماسه‌ای در تناوب با ماسه‌سنگ، مارن و بین لایه‌های کنگلومرا بوده که واحدهای پایینی آن با فراوانی فسیل‌های رودیست شناخته می‌شوند. ضخامت این سازند در برش هفتومان ۹۰۰ تا ۹۵۲ متر و به طرف شمال در رشیدکوه و کوه سرخی به ۵۶۰ متر کاهش پیدا می‌کند. سن این سازند بر اساس محتویات فسیلی نظیر شکم‌پایان، بازوپان و خارپوستان سنونین پیشین تعیین شده

چینه‌شناسی ناحیه مورد مطالعه

رسوبات کرتاسه در ناحیه بلوک یزد (ایران مرکزی) بسیار ضخیم، عمدتاً رخنمون یافته بوده و به صورت بارزی فسیل‌دار هستند. آنها تشکیل‌دهنده آرشیو رسوبی مناسبی جهت شناخت تکامل ژئودینامیکی خاورمیانه و پالتو (بیو) ژئوگرافی ناحیه هستند (Wilmsen et al. 2012). لاکن، جزئیات رسوب‌شناسی آنها (جدا از نقشه برداری مشخص سنگ چینه‌شناسی آنها)، محیط‌های رسوبی و فسیل‌شناسی آنها به استثنای آمونیت‌های کرتاسه، که ثبت و توصیف شده از مکان‌های گوناگونی هستند، بسیار کم شناخته شده هستند (Kennedy et al. 1979; Seyed- Emami et al. 1971; Wilmsen et al. 2012) (پورکاظم ۱۳۷۳؛ هاشمی ۱۳۷۹). بر خلاف رسوبات مربوط به کرتاسه پایینی که در همه جای ایران هم رخساره هستند، ردیف‌های کرتاسه بالایی حتی در یک حوضه

K_{2c} در البرز، سازند آب‌تلخ و بخش زیرین سازند نیزار در کپه داغ و همچنین سازند ایلام در زاگرس می‌باشد (آقابیاتی ۱۳۹۰) (شکل ۲).

است (کمالی ۱۳۹۰). مرز این سازند با سازند دبرسو در قاعده دگرشیب (دیسکانفورمیتی) و مرز بالایی آن با مارن‌های سبز و سنگ آهک‌های مارنی ضخیم لایه سازند فرخی نیز ناپیوستگی هم‌شیب است. سازند هفتومان قابل مقایسه با واحد K_{2b} و



شکل ۲- ستون چینه‌شناسی سازندهای کرتاسه در حوضه‌های مختلف رسوبی ایران (آقابیاتی ۱۳۹۰)

ریزرخساره‌ها و محیط‌های رسوبی

با توجه به مطالعات صورت گرفته در رسوبات سازند هفتومان و بر اساس آلوکوم‌ها، بیوکلاست‌ها و فسیل‌های موجود، که فاکتورهای کلیدی در دست‌یابی به محیط رسوبی در زمان شکل‌گیری می‌باشند (Moor and Wade 2013) و بر اساس مطالعات صورت گرفته در حوضه‌های مختلف رسوبی توسط دیگر محققان (Flügel 2010; Wilson 2013; Baxton' 1998; Schlager et al. 2002; ...)، در مجموع مدل رسوبی و ریزرخساره‌های مطالعه شده در این سازند معرفی شدند. با توجه به مطالعات پتروگرافی و بررسی‌های صحرایی در رسوبات این سازند کمربندهای رخساره‌ای لاگون همراه با ریف‌های کومه‌ای^۲ از نوع بیوهرم متشکل از رودیست‌ها و در نواحی لاگون نزدیک به ریف‌های سدی با تنوع فرامینیفرها همچون اریبتولین، کمربند رخساره‌ای سدی متشکل از ریف‌های بریوزئری و کمربند رخساره‌ای دریای باز که در

زون‌بندی زیستی^۱ و سن سازند هفتومان

سازند هفتومان از نظر محتوای فسیلی فقیر بوده و بیوزوناسیون در آن ممکن نیست. شاخص‌ترین فرامینیفرهای شناسایی شده در رسوبات این سازند که در پیوست انتهایی نشان داده شده است. بر اساس حضور گونه *Praesiderolites douvillei* در قاعده سازند هفتومان با سن سانتونین و حضور *Sulcoperculina dickersoni* کمی بالاتر از قاعده و همچنین وجود فرامینیفرهای پلانکتونی چون *Globotruncana arca*، *Contusotruncana* cf. *Costellagerina bulbosa* و *fornicata* در بخش میانی این سازند با سن کامپانین و حضور *Siderolites calcitrapoides*، *Pseudosiderolites vidali* در بخش فوقانی این سازند، سن سانتونین - ماستریختین ابتدایی برای سازند هفتومان پیشنهاد می‌شود (کمالی و همکاران ۱۳۹۰).

² Patch reef

¹ Biozonation

گرد شده بوده و حضور آنها در این بخش از حوضه رسوبی این سازند کمک کننده به تشکیل کربنات‌های مناطق عمیق است. برای تشکیل پلت‌ها منشاهاى مختلفی شناسایی شده‌است (Boggs 2015). لایه‌های رسوبی که این ریزرخساره در آن قرار گرفته‌اند از نوع سنگ آهک رسی غنی از مواد آلی می‌باشند. این ریزرخساره قابل انطباق با (RMF4) مدل رسوب‌گذاری فلوگل (Flugel 2010) می‌باشد.

MFS2- اکتینودرم پکستون با فرام پلانکتون

به سبب تغییرات محیطی و اکولوژیکی ناشی از تغییرات عمق در حوضه‌های رسوب‌گذاری (Bjørlykke 2015) در بخش دریای باز سازند هفتومان و دور شدن از محل حضور ریف‌های بریوزئری بر فراوانی فرامینیفراهای پلانکتون همچون *Globotruncana arca* افزوده شده که همچنین حضور اکتینودرم‌ها در این بخش از حوضه رسوبی خود مورد توجه می‌باشد. اکتینودرم‌های خرد شده در اندازه‌های مختلف؛ با سیمان رو رشدی پیرامون آنها شناخته می‌شوند. وجود سیمان رو رشدی پیرامون اکتینودرم‌ها، میکربیتی شدن فرامینیفراهای موجود و ریزشکستگی‌های موجود که با سیمان کلسیتی پر شده‌اند از فرآیندهای بارز دیاژنزی مقاطع این ریزرخساره می‌باشند (شکل ۳، ب). با توجه به مطالعه صورت گرفته این ریزرخساره را می‌توان با (RMF13) در مدل رسوب‌گذاری رمپ فلوگل (Flugel 2010) قابل مقایسه دانست.

MFS3- اکتینودرم پکستون

این ریزرخساره با دارا بودن اکتینودرم‌ها با فراوانی حدود بیش از ۸۰ درصد در اندازه‌های چند میلی‌متری در کمر بند رخصاره‌ای دریای باز کم عمق، واقع شده است. با توجه به این که اکتینودرم‌ها موجودات منحصراً دریایی هستند، هر چند بعضی انواع متحرک در محدوده لاگون و خلیج دهانه‌ای با آب‌های لب شور نیز زندگی می‌کنند (Hess et al. 2002)، اما اکثراً در یک محدوده گسترده از خط ساحلی تا عمق ۱۱۳۰ متری دریا زیست می‌کنند (Heckel 1972). در مقاطع نازک

بخش کم عمق رسوبات انتقال یافته از ریف‌های سدی را در بر داشته و در نواحی عمیق‌تر حضور جلبک‌های قرمز، اسفنج‌ها و براکیوپودها و در نواحی عمیق‌تر اکتینودرم‌ها و نیز فرامینیفراهای کف زی بارز است. حضور گونه‌های از جلبک‌های قرمز سازند هفتومان که در محیط‌های کم عمق ریفی هستند در شناخت محیط رسوبی قدیمه بسیار با اهمیت هستند. در ادامه این محیط‌ها به تفصیل از بخش عمیق به طرف نواحی کم عمق شرح داده می‌شوند. در مجموع مدل رسوبی و ریزرخساره‌های مطالعه شده در این سازند دارای انطباق بیشتری با مدل رسوبی ارائه شده توسط مدل رمپ فلوگل (Flugel 2010) می‌باشد. بر این اساس ریزرخساره‌ها در کمر بندهای رخصاره‌ای^۱ معرفی شده که این کمر بندهای رخصاره‌ای از بخش عمیق حوضه رسوبی به سمت خشکی در ادامه توضیح داده می‌شوند.

رمپ بیرونی^۲

رمپ بیرونی که در زیر قاعده امواج طوفانی^۳ قرار داشته، متشکل از رسوبات کربناته فسیل‌دار می‌باشد (Flugel 2010). در سازند هفتومان چهار ریزرخساره به این بخش از حوضه رسوبی تعلق داشته و لازم به ذکر است که عمدتاً رسوبات مربوط به مناطق عمیق این سازند از جنس مارن‌های آهکی می‌باشند.

MFS1- پلویید پکستون

در محیط رسوبی سازند هفتومان در عمیق‌ترین بخش‌های این حوضه رسوبی پلوییدها با فراوانی بیش از ۶۰ درصد در یک زمینه گل سنگی قرار گرفته‌اند (شکل ۳، الف). تراکم بالای پلت‌ها در این ریزرخساره شناخت دیگر آلوکم‌ها و فسیل‌های موجود را غیر ممکن ساخته است. فسیل‌ها بسیار محدود بوده که در برخی از مقاطع مربوط به این ریزرخساره فرامینیفراهای میکربیتی شده وجود دارند. پلت‌ها عمدتاً نیمه زاویه‌دار تا نیمه

¹ Facies belts

² Outer ramp

³ SWB

(2010)

MFS5- پکستون با فرامینفر و جلبک قرمز

از ویژگی‌های محیط رسوبی دریای باز کم عمق در سازند هفتومان حضور فرامینفرها و به خصوص جلبک‌های قرمز با فراوانی و تنوع بالا می‌باشد (شکل ۳، ت). فرامینفرها شامل *Sirtina granulate* و جلبک‌های قرمز مانند آرکاولیتوفیلوم^۳ را می‌توان نام برد. این جلبک که در اصل آراگونیتی است (Wray 1977)؛ یک جلبک مرجانی اجدادی^۴ بوده و صفحات چند برگوار^۵ با سلول‌های متفاوت هستند (Scholle and Ulmer 2006). این جلبک در برخی از رخساره‌ها دارای فراوانی تا بیش از ۴۰ درصد بوده و با توجه به ریف ساز بودن و همراهی با فرامینفرها بخشی از ریف‌های واقع در محیط سدی را تشکیل داده که در اثر رخداد‌های جابه‌جایی و دیانرژی بخش‌هایی از پیکره این موجودات دچار تخریب شده است. به‌طور پراکنده در این ریزرخساره دانه‌های زاویه‌دار کوارتز که به رنگ سفید قابل مشاهده هستند نیز وجود دارد. جلبک‌های قرمز موجود گاه‌ها ناشی از جلبک‌های موجود در بخش سدی و ریفی بوده که جابه‌جا و به این بخش انتقال داده شده‌اند.

MFS6- پکستون با دوکفه‌ای

در این ریزرخساره دوکفه‌ای‌ها، که عمدتاً در نواحی کم عمق دریای باز محیط‌های رسوبی ساکن هستند (Flugel 2010)، همراه با خرده‌هایی از اکتینودرم با فراوانی کمتر از ۱۰ درصد بارز می‌باشد (شکل ۳). به هم ریختگی زیستی که ناشی از شیوه زندگی موجودات کفزی و فعالیت آنها برای تغذیه از مواد آلی بستر (Westphal et al. 2010) می‌باشد؛ در برخی از مقاطع این ریزرخساره وجود دارد. فرآیند میکریتی شدن، ریز شکستگی‌های پر شده با سیمان، انحلال و سیمانی شدن برخی از جلبک‌های موجود ناشی از رخداد دیانرژی در برخی مقاطع نازک مربوط به این رخساره تشخیص داده شد (شکل ۳، ج).

مربوط به این ریزرخساره اکتینودرم‌ها در برش طولی و عرضی وجود داشته و به مقدار کمتر از حدود ۵ درصد پلوییدها و نیز ذرات آورای کوارتز چند بلوری نیز موجود است. از فرآیندهای دیانرژی می‌توان به تشکیل سیمان رو رشدی^۱، پیرامون اکتینودرم‌ها، دولومیتی شدن و تراکم اشاره کرد (شکل ۳، پ). این ریزرخساره منطبق با (RMF7) مدل رسوب‌گذاری فلوگل (Flugel 2010) است.

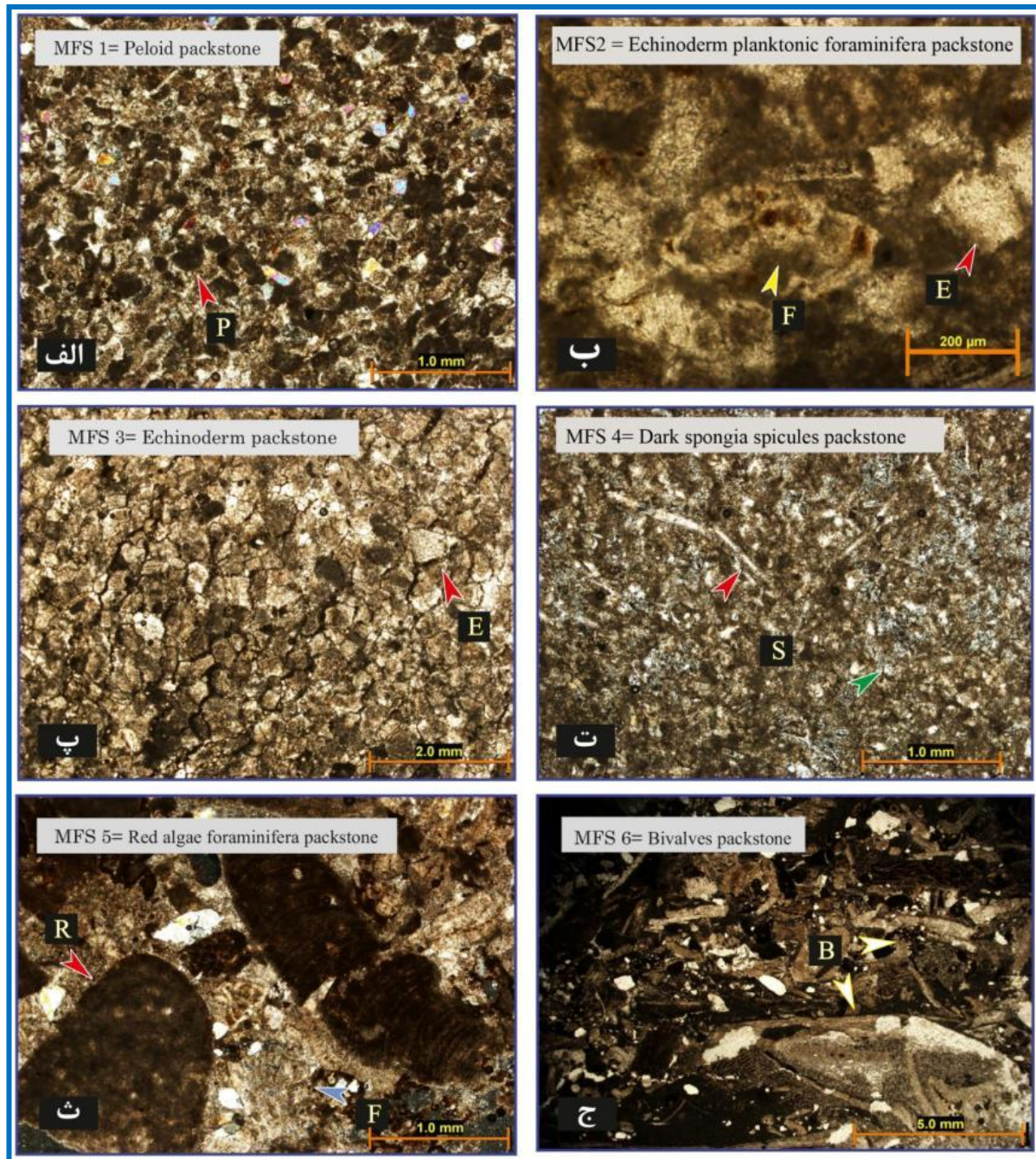
MFS4- پکستون اسفنج‌دار تیره رنگ

اسفنج‌ها که موجودات کلنی ساز بوده و در بخش‌های عمیق (با اسکلت سیلیسی) و یا در محیط‌های کم عمق (با اسکلت آهکی) زندگی می‌کنند (Nichole 2012)؛ که در این ریزرخساره سوزن‌های اسفنجی در مقاطع طولی به صورت کشیده و در برش‌های عرضی دایره‌ای شکل بوده و به سبب ترکیب سیلیسی آن‌ها در مقاطع نازک میکروسکوپی شفاف می‌باشند (شکل ۳، ت). به سبب رسوب‌گذاری رسوبات مربوط به بخش‌های عمیق حوضه رسوبی و فراهم بودن شرایط احیایی و فقدان اکسیژن در بخش‌های عمیق حوضه‌های رسوبی رسوبات این بخش از محیط‌های رسوبی به رنگ تیره و چرکی بوده (Scholle et al. 1999) که این قضیه در مورد این ریزرخساره نیز صدق می‌کند. تفسیر مناسب در مورد شرایط محیط این ریزرخساره گل‌های آهکی حاوی سوزن‌های اسفنجی در نواحی عمیق شیب که این مناطق اکسیژن کم و غنی از مواد غذایی و در این بخش‌ها اسفنج‌ها ساکن می‌باشند. در این ریزرخساره که منطبق با (RMF1) در مدل رسوب‌گذاری رمپ فلوگل (Flugel 2010) می‌باشد؛ تیرگی رسوبات به سبب حضور مواد آلی بر جای مانده از موجودات و اسفنج‌هاست.

رمپ میانی^۲

این بخش که ما بین زون پایه استهلاک امواج و قاعده امواج طوفانی قرار گرفته که عمق آب تا ده‌ها متر می‌رسد (Flugel

³ Archaeolithophyllum⁴ Ancestral⁵ multifoliated¹ Syntaxial rim cement² Mid ramp



شکل ۳- ریزرخساره‌های مطالعه شده در سازند هفتومان (کمالی و همکاران ۱۳۹۰)؛ { الف } =P= پلویید، ب) =E= اکتینودرم و F= فرامینیفر، پ) =E= اکتینودرم خرد شده، ت) =S= اسپیکول اسفنج (در مقطع عرضی = نماد سبز، در مقطع طولی = نماد قرمز)؛ ث) =R= جلبک قرمز و F= فرامینیفر، ج) =B= خرده‌های دوکفه‌ای}.

فراوانی بسیار کمتری جلبک‌های تحت تأثیر دیاژنز وجود دارند. در این ریزرخساره عملکرد جلبک‌ها تشکیل برخی از ساختارهای لخته‌ای را منجر شده است. تمامی این فسیل‌ها به

MFS7 - پکستون با بیوکلاست ماسه‌دار

در این ریزرخساره که بیش از ۶۰ درصد آن را خرده فسیل جانداران گوناگون از قبیل اکتینودرم، بریوزوئر، جلبک قرمز و با

اکینودرم^۱، میکریتی شدن فرامینیفرها و شکستگی پر شده با سیمان از فرآیندهای دیاژنزی در این ریزرخساره می‌باشند. در این ریزرخساره همراهی بریوزوئرها، فرامینیفرهای کفزی و جلبک‌های ریفی قرمز رنگ وجود دارد. دانه‌های آواری کوارتز از اجزای فرعی این ریزرخساره می‌باشند.

MFS9- میلیولید پکستون

بخشی از حوضه رسوبی سازند هفتومان در محیط لاگون در بردارنده فرامینیفرهای میلیولید با فراوانی بالای ۵۰ درصد بوده که تجمع و انباشت آنها بر روی یکدیگر این ریزرخساره را تشکیل داده است (شکل ۴، خ). پلوییدها، که ناشی از میکریتی شدن میلیولیدها هستند با فراوانی کمتر از ۱۰ درصد و به رنگ تیره، جزء فرعی این ریزرخساره می‌باشند. با توجه به رسوبات موجود در قسمت بالایی و زیرین رسوبات در بردارنده این ریزرخساره در طول ستون چینه‌شناسی که مربوط به محیط‌های کم عمق هستند (کمالی ۱۳۹۰)، این ریزرخساره به محیط لاگون نسبت داده می‌شود. شکستگی‌های پر شده با سیمان بر اثر فرآیند دیاژنز در این ریزرخساره وجود دارند. این ریزرخساره قابل انطباق با (RMF20) در مدل رسوب‌گذاری رمپ فلوگل (Flugel 2010) است.

MFS10- پکستون با پلویید و استراکودا

یکی از ریزرخساره‌ها واقع در رسوبات سازند هفتومان با دارا بودن استراکودا و پلت‌ها شناسایی می‌شود. استراکوداها که مربوط به گروه سخت پوستان بوده و بیشتر در محیط‌های دریایی کم عمق زندگی می‌کنند (Flugel 2010) در این ریزرخساره با فراوانی ۳۰ تا ۳۵ درصد و بیشتر به صورت خرد شده هستند. در برخی از رسوبات در بردارنده این ریزرخساره شکم‌پایان با فراوانی حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد، نیز

سبب جابه‌جایی و حمل و نقل از محیط‌های کم عمق حوضه رسوبی به بخش‌های عمیق‌تر انتقال و در نهایت رسوب‌گذاری نموده‌اند. علاوه بر موارد عنوان شده دانه‌های کوارتز در اندازه ماسه با خاموشی مستقیم و زاویه‌دار در این بخش همراه با فسیل‌ها وجود دارند (شکل ۴، چ).

رمپ درونی^۱

کمی جلوتر از ریف‌های بریوزوئری و در نواحی سمت دریای باز فراوانی جلبک آرکئولیتوتامینیوم^۲ محرض شده و با توجه به اکوسیستم این موجودات و ریزرخساره‌های مجاور عمدتاً در محیط رسوبی با عمق کم آب یافت می‌شوند. دانه‌های آواری کوارتز با فراوانی کمتر از ۵ درصد در اندازه ماسه متوسط دانه^۳ به صورت گرد شده تا زاویه‌دار با خاموشی مستقیم بخشی از این رخساره را به خود اختصاص می‌دهند. فرامینفرها که دارای فراوانی حدود ۵ تا ۱۰ درصد می‌باشند بخشی دیگر از موجودات این محیط می‌باشند.

MFS8- بافلستون/گرین استون فسیل دار

بخش پر انرژی محیط رسوبی سازند هفتومان متشکل از ریف‌های است که بخش عمده آن را بریوزوئرها تشکیل دادند (شکل ۴، ح). در محیط‌های رسوبی ریف‌ها تشکیل دهنده اکوسیستم و مکان‌هایی مناسب برای زندگی موجودات زنده و سازگار با این موجودات هستند، و در بیشتر موارد بیشتر موجودات این بخش از محیط رسوبی دارای همزیستی بسیار نزدیک با یکدیگر هستند (Moyano et al. 2005). اکینودرم‌ها، فرامینیفرهای بتیک مانند *Praesiderolites*, *Rotalia* sp. همراه با دوکفه‌ای‌ها *Sulcoperculina dickersoni* و *douvillei* از فسیل‌های موجود در این بخش از محیط رسوبی سازند هفتومان هستند. سیمان رورشدی پیرامون خرده‌های

¹ Inner ramp

² Archeolithothaminiium

³ Medium Sand

⁴ Syntaxial rime cement

دسته رخساره تراز بالای آب دریا در سکانس B واقع شده است.

MF12 دولوستون

رسوبات موجود در پهنه جزرومدی سازند هفتومان عمدتاً مادستون‌های دستخوش دیاژنزی بوده و در برخی از بخش‌ها این رسوبات به صورت کامل بر اثر نفوذ سیالات دولومیتی شده‌اند. بلورهای لوزی شکل دولومیت، که با توجه به مقاله آدابی (Adabi 2009) دولومیت نوع ۲ همراه با دانه‌های آورای کوارتز (شکل ۴، ر) می‌باشند. رخدادهای دیاژنزی در مراحل بعدی به تشکیل بلورهای درشت دولومیت (نوع ۳) و تبلور مجدد بلورهای قبلی نیز شده است. تشکیل سیمان کلسیتی و ددولومیتی شدن دیگر رخدادهای دیاژنزی در رسوبات این بخش از حوضه رسوبی سازند هفتومان است. این ریزرخساره منطبق با (RMF23) در مدل رسوب‌گذاری رمپ فلوگل (Flugel 2010) می‌باشد.

آغستگی رسوبات به اکسید آهن همراه با به هم‌ریختگی زیستی و حضور پلت‌ها حاکی از عمق کم در زمان تشکیل رسوبات این ریزرخساره می‌باشد (شکل ۴، د).

MFS11-پکستون با خرده‌های رودیست

این ریزرخساره با فراوانی غالب فسیل رودیست‌ها شناخته می‌شود. رودیست‌ها جاندارانی هستند که به صورت اولیه در مناطق گرمسیری (۰ تا ۳۵ رجه طول جغرافیایی) وجود دارند (Scholle and Ulmer Scholle 2006). همچنین در برخی مقاطع از این ریزرخساره تزئینات^۱ با پیچ و تاب‌های مختلف و با ساختارهای چند لایه‌ای^۲ و به زیبایی حفظ شده‌اند. در این ریزرخساره پوسته‌های خرد شده رودیست (شکل ۴، ذ) به صورت پراکنده وجود دارند. با نگاهی دقیق این پوسته‌ها در بزرگنمایی بالاتر ریز ساختار وزیکولار^۳ و برگ مانند^۴ در برش طولی و عرضی را دارا هستند. معمولاً این خرده‌ها اندازه‌ای در حدود ۲ میلی‌متر تا بیش از ۱ سانتی‌متر در مقاطع نازک میکروسکوپی دارند (شکل ۳). رودیست‌های این بخش از حوضه رسوبی شبکه سلولی چین‌خورده که از لامیناسیون‌های افقی و عمودی تشکیل شده، ساخته شده است. در بخش‌هایی لایه‌های اولیه آراگونیتی ناشی از دیاژنزی توسط سیمان بلوکی کلسیت جانشین شده است. لایه ضخیم خارجی سلولی ریز از سلول‌های منشوری ساخته شده است. لایه بیرونی کفه بالایی از کلسیت متراکم ساخته شده است. این ریزرخساره همراه با لایه‌های کربناته دارای میان لایه‌های ماسه سنگی که ریزرخساره‌های محیط کم عمق لاگون را دارا هستند؛ و از طرفی با توجه به ریزرخساره‌های پیرامون^۵ و نیز موقعیت آن درون رسوبات کم عمق شونده بخش انتهایی

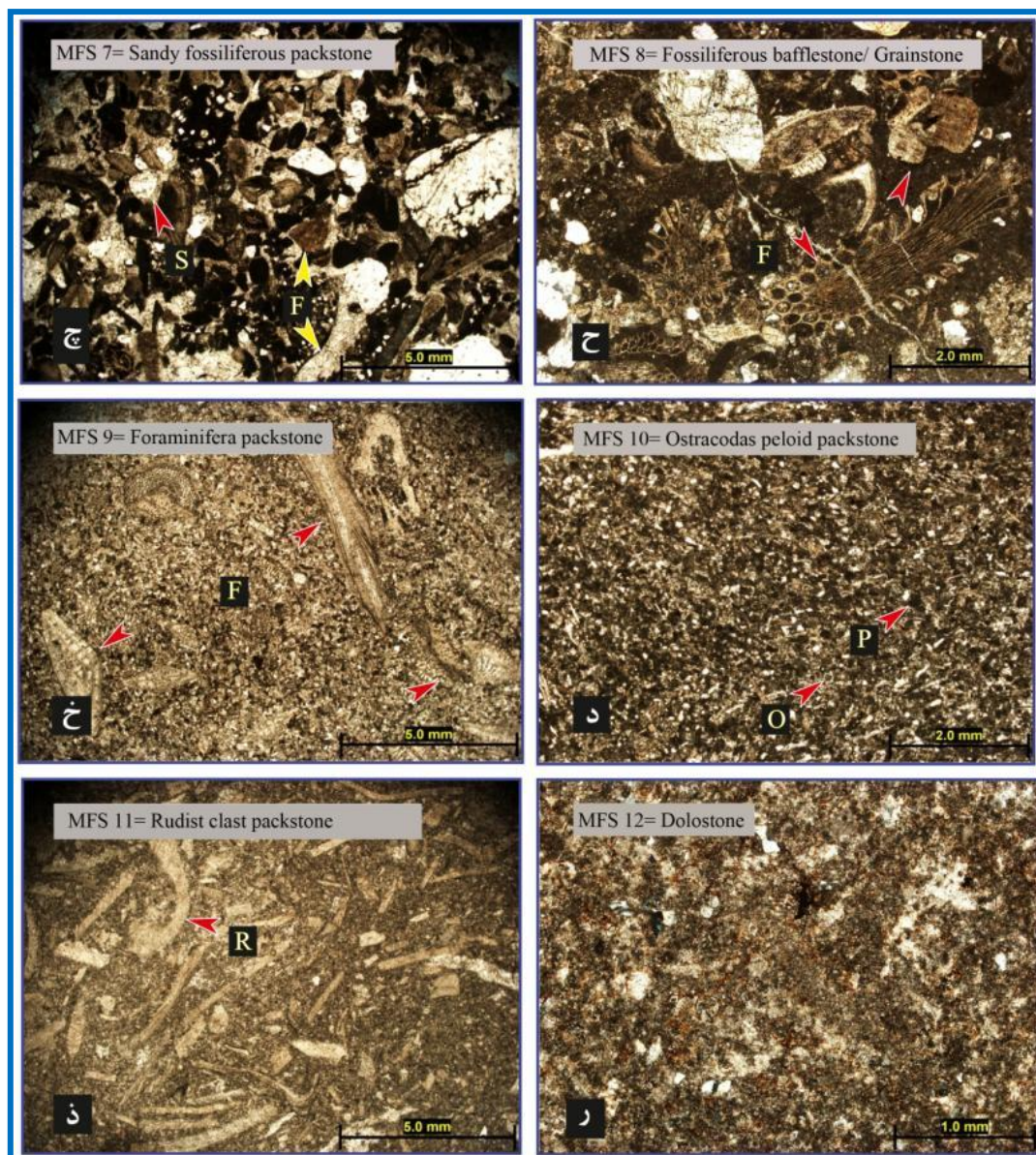
¹ Ornaments

² Multilayer

³ Vesicular

⁴ Foliated

⁵ Facies association



شکل ۴- ریزرخساره‌های مطالعه شده در سازند هفتومان (کمالی و همکاران ۱۳۹۰)؛ (چ) = ماسه سنگ و F= فسیل، (ح) = فسیل، (خ) = M= میلیولید، (د) = استراکد و P= پلویید، (ذ) = رودیست.

PT1 - سنگ آهک ماسه‌ای

این پتروفاسیس که به طور عمده بیش از ۵۰ درصد متشکل از سنگ آهک می‌باشد، حاکی از آواری‌های واقع در محیط ساحلی سازند هفتومان است. دانه‌های کوارتز با اندازه تقریبی کمتر از ۰/۵ میلی‌متر بوده و دارای گردشگی ضعیف و زاویه‌دار می‌باشند. فضای ما بین این دانه‌ها متشکل از

پتروفاسیس‌های آواری

مطالعات حاکی از تشکیل رسوبات آواری در سازند هفتومان به سبب نوسانات سطح آب دریا در مدت زمان کوتاهی در حوضه رسوبی این سازند بوده که تشکیل پتروفاسیس‌های آواری را داده که در ادامه شرح داده می‌شوند.

رسوبات سنومانین^۳ با عنوان سازند دبرسو در ناحیه خور پیشروی آب دریا در دوران سانتونین - ماستریختین پیشین رسوب‌گذاری سازند هفتومان با سنگ‌شناسی کربناته، سنگ آهک ماسه‌ای و مارن به صورت ناپیوستگی هم‌شیب در غالب دو سکانس رسوبی رده^۴ سال شد. با توجه به موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در زون ساختاری ایران مرکزی، و نوسانات شدید فعالیت‌های زمین ساختی در ناحیه خور (آقاباتی ۱۳۸۸) شناخت تاریخچه رسوبی در این منطقه نسبت به نواحی مجاور را مشکل نموده است. مرز چینه‌شناسی (شکل ۷) ما بین سازندهای دبرسو و هفتومان ناپیوسته (دیسکانفورمیتی) با حضور ماسه سنگ‌های آواری و اکسیدهای آن بوده، قاعده سکانس A و سطح فرسایشی ما بین سازند هفتومان و سازند فرخی مرز فوقانی سکانس B می‌باشند (شکل ۸). بر اساس طبقه‌بندی سکانس‌ها توسط ویل و همکاران (Vail et al. 1991)، سکانس‌های رسوبی موجود در این سازند از نوع^۵ بوده که با توجه به سنگ‌شناسی غالب کربناته در این سازند دسته رخساره‌های تراز پایین^۶، تراز پیشروی^۷ و تراز بالای آب دریا^۸ در آن شناسایی شدند. مجموعاً در زمان رسوب‌گذاری چینه‌های مختلف این سازند در ادوار مختلف ریزرخساره‌های متفاوتی در این حوضه رسوب‌گذاری تشکیل شده، که از جمله می‌توان به حضور سدهای ریفی با فراوانی بریوزئرها، در دو سکانس A و B اشاره نمود. در ادامه این دو سکانس رسوبی توضیح داده شده است.

خرده‌های فسیلی بوده که در بزرگنمایی بالا به خوبی قابل مشاهده می‌باشند، است. در برخی از مقاطع نازک متعلق به این ریزرخساره استیلولیت‌ها و آهن‌دار شدن بارز است. دانه‌های آوری کوارتز موجود در این ریزرخساره از نوع تک بلور و چند بلوری بوده^۱ از نوع زاویه‌دار هستند. این دانه‌ها دارای خاموشی مستقیم می‌باشند (شکل ۵، ز)

PT2- ماسه‌سنگ - کنگلومرا نیمه بالغ اکتینودرم‌دار در اندازه پیل تا ماسه

در این پتروفاسیس دانه‌های کوارتز دارای اندازه‌های مختلفی بوده و ذرات درشت دانه دارای گردشگی بهتری نسبت به ذرات دانه ریز می‌باشند. این ویژگی به واسطه نحوه حرکت ذرات بوده که به موجب آن ذرات درشت دانه در کف با غلتیدن در کف گرد شده و ذرات دانه ریز به سبب حرکت جهشی و تعلیقی فاقد گردشگی و زاویه‌دار هستند، می‌باشد (Tucker and Wright 2009). از فسیل‌های موجود در این ریزرخساره می‌توان بریوزئرها، اکتینودرم‌ها اشاره نمود. دانه‌های درشت کوارتز دارای خاموشی موجی مرکب بوده و چند بلوری^۲ می‌باشند. حضور دانه‌های آواری در بخش‌های ریفی به واسطه انتقال این مواد از حوضه‌های رسوبی مجاور (عمدتاً خشکی) به واسطه کاهش انرژی جریان آب به سبب حضور سدها و موانع زیستی در محیط‌های رسوبی می‌باشد (شکل ۵، و). در (شکل ۶) مدل رسوبی این سازند همراه با پراکندگی ریزرخساره‌ها و پتروفاسیس‌ها ترسیم شده است.

چینه‌نگاری سکانسی

نوسانات سطح آب دریا در دوران کرتاسه مناطق مختلف دنیا حاکی از پیشروی‌های متعدد آب دریا در رسوبات این دوره زمین‌شناسی است (Francis et al. 2006). پس از رسوب‌گذاری

³ Cenomanian

⁴ 3rd

⁵ Sequence type 1

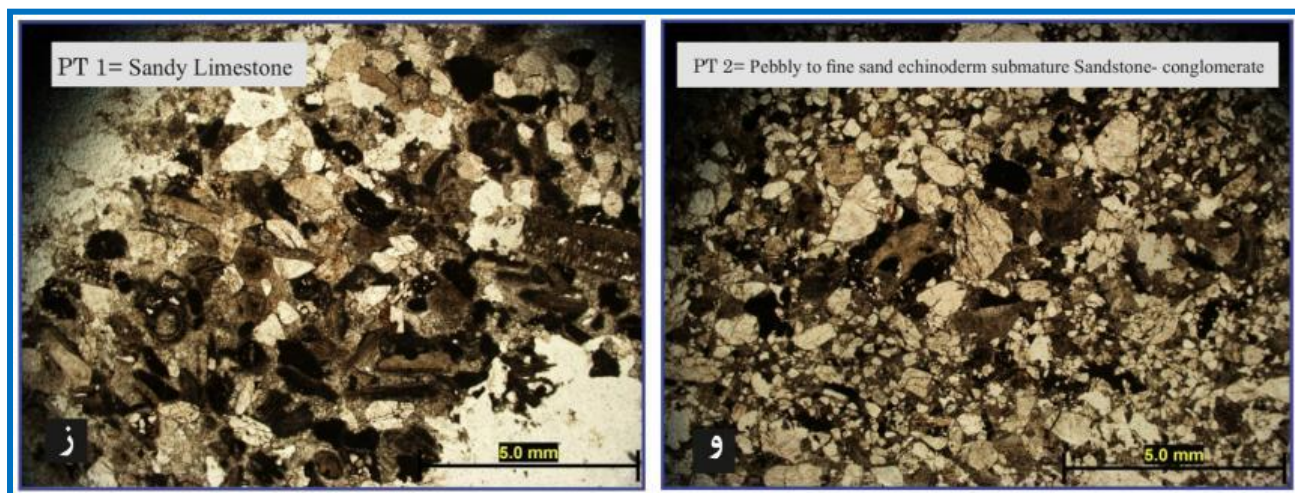
⁶ Lst

⁷ TST

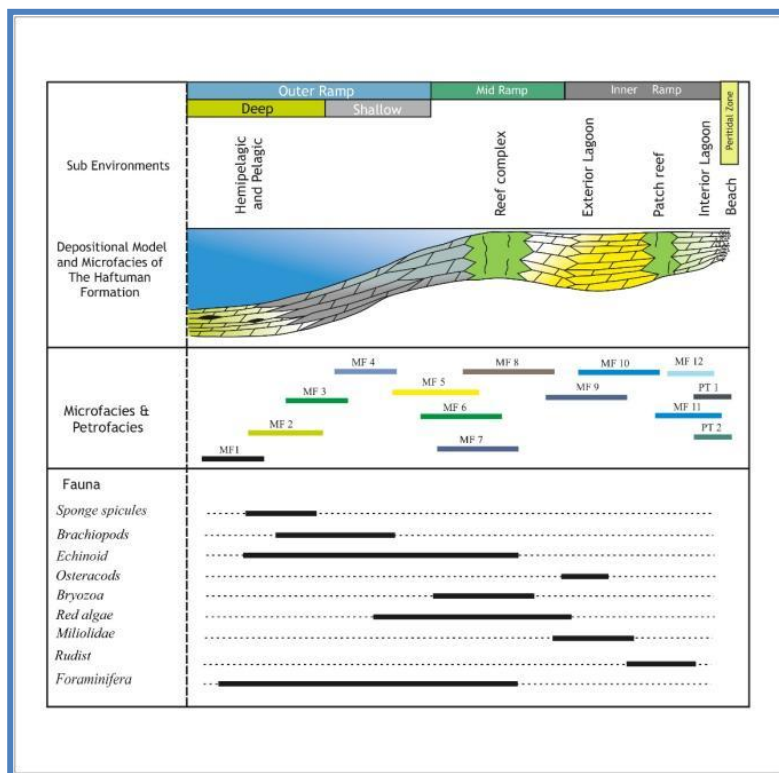
⁸ HST

¹ Qp و Qm

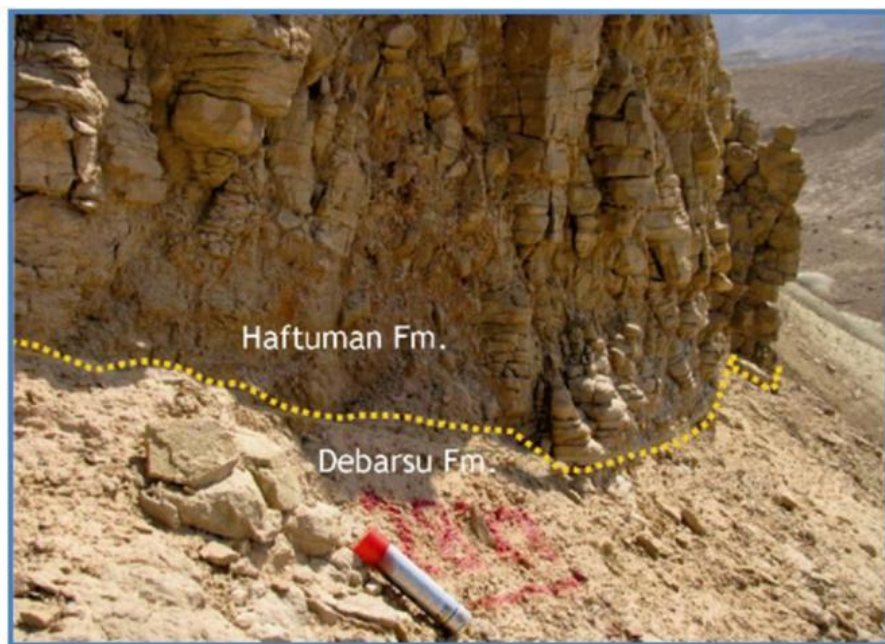
² Polycrystalline



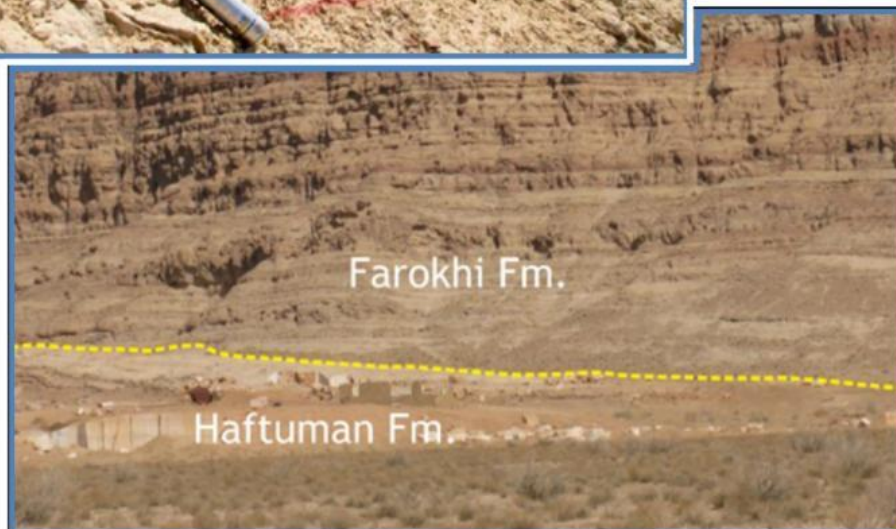
شکل ۵- پتروفاسیس‌های آواری در سازند هفتومان (کمالی و همکاران ۱۳۹۰)



شکل ۶- تصویر شماتیک مدل رسوب‌گذاری سازند هفتومان همراه با پراکنندگی موجودات در زمان تشکیل.



شکل ۷- مرز چینه‌شناسی ما بین سازند دبرسو و هفتومان (دید به سمت جنوب).



شکل ۸- مرز چینه‌شناسی مابین سازندهای هفتومان و فرخی (دید به سمت جنوب).

سکانس رسوبی A

این سکانس از ۱۵ متر در بخش زیرین به‌طور عمده دارای رخصاره ماسه سنگ‌آهکی حاوی خرده صدف‌های دوکفه‌ای، همراه با آغشتگی به اکسید آهن و در ادامه سنگ آهک نازک تا ضخیم لایه حاوی بیوکلاست، جلبک و رسوبات ریفی در قاعده بوده و در ادامه از ۶۵ متر سنگ آهک فسیل‌دار و آهک ماسه‌ای تشکیل شده است. در قاعده سازند دبرسو به صورت ناپیوسته (دیسکانفورمیتی) واقع شده و مرز فوقانی رسوبات

این سکانس منتهی به مرز سکانسی نوع ۱^۱ با سکانس B می‌شود. این سکانس رسوبی رده ۳ متشکل از سه دسته رخصاره تراز پایین آب دریا، تراز پیشروی آب دریا و تراز بالای آب دریا می‌باشد. دسته رخصاره تراز پایین آب متشکل از سنگ‌آهک ماسه‌ای نازک تا متوسط لایه، به رنگ سبز تا خاکستری بوده که در ادامه پیشروی آب دریا رسوباتی به ضخامت حدود ۵۰ متر را که در مطالعات صحرایی دارای آثار به هم ریختگی زیستی است. با توجه به مطالعات پتروگرافی

¹ SB1

ریزرخساره‌های این بخش پکستونی تا بافلسوتی همراه با فراوانی فسیل‌های ریفی و بریوزتری می‌باشند. این رسوبات که مربوط به محیط سدی سازند هفتومان می‌باشند در ادامه با رسوبات جلوی ریفی و مربوط به شیب پوشیده شده‌اند. حضور آواری‌ها در برخی مقاطع نازک مربوط به این دسته رخساره که به تشکیل ریزرخساره‌های آواری شده است. افزایش عمق آب دریا که با پسروری رخساره‌ها^۱ همراه است با فراوانی دوکفه‌ای‌ها، جلبک‌های قرمز و اکتینودرم‌ها شناخته شده که در نهایت حداکثر پیشروی درون رسوبات مربوط به محیط کم عمق دریای باز شناسایی شد. دسته رخساره‌های تراز بالای آب دریا متشکل از ۳۰ متر سنگ آهک تا آهک ماسه‌ای بوده که در ادامه با رسوب‌گذاری رسوبات ریفی مربوط به محیط سدی همراه است. وجود سیمان‌های دریایی اولیه ما بین آلوکم‌ها در این رسوبات حاکی از انرژی بالا در زمان رسوب‌گذاری (Flugel 2010) است و در مجموع رسوبات این بخش با روندی کم عمق شونده منتهی به رسوبات محیط لاگون می‌شوند. انتهای این سکانس که منطبق بر رسوبات محیط لاگونی بوده که از ویژگی‌های آن آثار لخته‌ای ناشی از جلبک‌ها در زمان تشکیل می‌باشد. به دلیل عمق کم محیط رسوبی رسوبات این بخش عمدتاً به رنگ قرمز بوده؛ همراه با حضور قلوه‌های پراکنده کانی هماتیت و نیز ماسه سنگ‌های آهکی، حضور تخلخل حفره‌ای و نیز خرد فسیل‌های آواری درون رسوبات؛ که نشان‌دهنده خروج از آب و شرایط اکسیدان (Tucker and Wright 2009) و به عنوان مرز سکانسی از نوع ۱ تشخیص داده شد. لازم به ذکر است که مرز زیرین این سکانس معادل مرز سکانسی (K110) و مرز بالایی معادل مرز سکانسی (K120) (Simmons et al. 1997; Sharland et al. 2004) در صفحه عربی می‌باشد.

سکانس رسوبی B

این سکانس حاوی دسته رخساره‌های تراز پایین آب دریا، تراز پیشروی آب دریا و تراز بالای آب دریا بوده و یک

سکانس رده ۳ درون رسوباتی به ضخامت ۴۳۴ متر، واقع شده است. مرز تحتانی این سکانس در ارتباط با سکانس A، مرزی نوع ۱ بوده (با شواهد عنوان شده در مورد مرز بالایی سکانس A) و راس آن منتهی بر مرز چینه‌شناسی ما بین سازندهای هفتومان و فرخی است (شکل ۸). در مرز فوقانی این سکانس حضور اکسید آهن، و نیز آثار کارستی شدن بارز است. پس از مرز سکانسی حدود ۱۰ متر رسوبات آواری واقع شده که نشان‌دهنده بالا بودن نرخ تأمین رسوب^۲ از خشکی و تشکیل دسته رخساره تراز پایین در این سکانس است. این دسته رخساره در بر دارنده بیوکلاست‌های به ویژه خرده‌های اکتینودرم و تا حدی بریوزترها بوده که این ویژگی نشان از پسروری آب دریا به میزان زیاد می‌باشد. دسته رخساره تراز پیشروی آب دریا: در این دسته رخساره که عمدتاً متشکل از رسوبات مربوط به محیط سدی (ریف‌ها)، بخش جلوی ریف، و نیز رسوبات مربوط به محیط عمیق دریای باز است. رسوبات این دسته رخساره با روندی عمیق شونده^۳ متشکل از سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه، سنگ آهک ماسه‌ای و در ادامه سنگ آهک کرم تا خاکستری رنگ بوده که ریزرخساره پلویید پکستون در این بخش بیشترین فراوانی را به خود اختصاص داده است. نئومورفیسیم (تبلور مجدد) بیوکلاست‌های با جنس پوسته آراگونیتی و کلسیت پر منیزیم^۴، همراه با آشفتنگی زیستی^۵ و پلنتی شدن فرامینفرهای کفزی از اثرات بارز دیاژنز در رسوبات این موجود در این دسته رخساره می‌باشند. سطح حداکثر پیشروی آب دریا، در این سکانس به طور تقریبی درون رسوبات مربوط به محیط دریای باز با فراوانی اکتینودرم‌ها همراه با فرام‌های کفزی تشخیص داده شد. در ادامه ستون چینه‌شناسی این سازند حدود ۲۲۰ متر سنگ آهک ضخیم لایه خاکستری تا کرم رنگ همراه با میان لایه‌هایی از آهک ماسه‌ای قرار داشته، که تشکیل‌دهنده دسته رخساره تراز بالای آب دریا می‌باشند. از

² Sediment supply

³ Deepening upward

⁴ HMC

⁵ Bioturbation

¹ Retrogradation

۱۰، تصویر ۸) دیگر ویژگی‌ها ناشی از دیاژنز در این سازند می‌باشند. ریزشکستگی‌ها (شکل ۱۰، تصویر ۹)، و یا عملکرد نیروهای تکتونیکی در رسوبات این سازند در مراحل پایانی دیاژنز^۳ تشکیل رگه‌ها کلسیتی را منجر شده است (شکل ۱۰، تصویر ۱۰). انحلال و سیمانی شدن پوسته فسیل‌ها به خصوص رودیست‌ها نیز بارز است (شکل ۱۰، تصویر ۱۱). یکی از فابریک‌ها شناخته شده در این سازند فابریک ژئوپتال بوده که خود به عنوان عاملی در شناخت سطح فوقانی و تحتانی در زمان رسوب‌گذاری به کار می‌رود (شکل ۱۰، تصویر ۱۲). در مطالعات میدانی عوارض دیاژنزی مهمی همچون به هم ریختگی زیستی (شکل ۱۰، تصویر ۱۳)، پیریتی شدن (شکل ۱۰، تصویر ۱۴) و نیز کارستی شدن درون رسوبات آهکی نازک تا متوسط لایه (شکل ۱۰، تصویر ۱۵) تشخیص داده شدند.

ویژگی‌های بارز در این دسته رخساره می‌توان به آثار فسیلی مربوط پشته‌های ریفی^۱ واقع در محیط لاگون که متشکل از رودیست‌ها هستند اشاره نمود. مرز زیرین این سکانس معادل مرز سکانسی (K120) و مرز بالایی معادل مرز سکانسی (K130) (Simmons et al. 1997; Sharland et al. 2004) در صفحه عربی می‌باشد. این دو سکانس مربوط به سکانس (Kce) صفحه عربی می‌باشند (Haq 2014). سکانس‌های مطالعه شده در این سازند در شکل ۹ درون ستون چینه‌شناسی نشان داده شده‌اند.

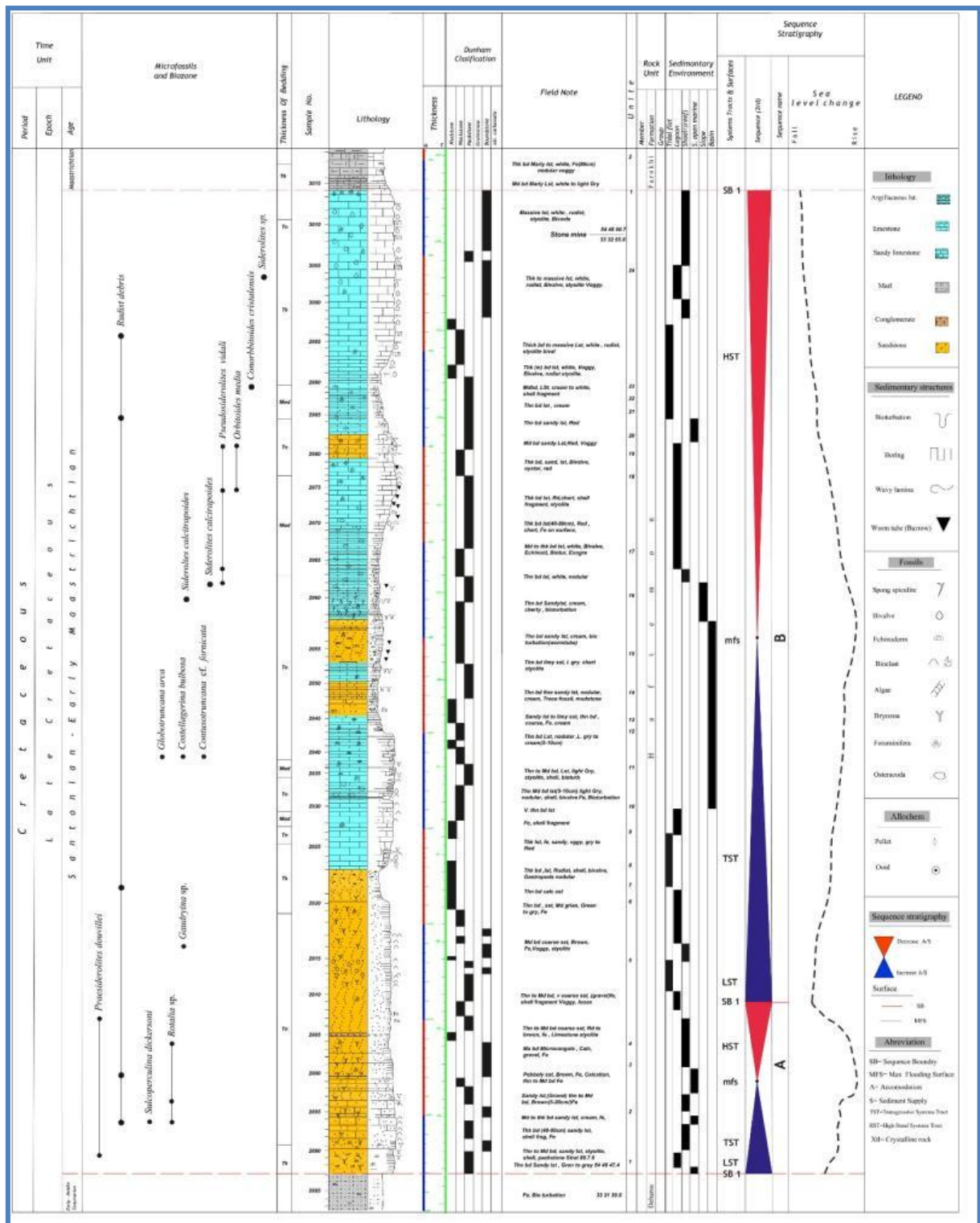
فرآیندهای دیاژنز

فرآیندهای فیزیکی و شیمیایی که موجب تغییر ویژگی رسوبات در زمان رسوب‌گذاری و حتی پس از رسوب‌گذاری می‌شوند، را دیاژنز گفته (Morad et al. 2013) و می‌تواند در بستر دریا (دگرسانی همزاد) شروع شود، در طی تدفین عمیق (دگرسانی میان‌زادی) و بالا آمدگی بعدی رسوبات (دگرسانی پس‌زادی) ادامه یابد (Scholle and Ulmer Scholle 2006). رخدادهای دیاژنزی کلیدی مهمی در مطالعات چینه‌نگاری سکانسی و شناسایی فازهای رخنمون یافته زیرسطحی می‌باشند (Moore and Wade 2013; Booler and Tucker 2002). فرآیندهای دیاژنز در سازند هفتومان به صورت اولیه و ثانویه می‌باشند. مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی شامل: سیمانی شدن، که سیمان دروسی (شکل ۱۰، تصویر ۱)، سیمان بلوکی (شکل ۱۰، تصویر ۲)، و رورشدی پیرامون اکینودرمی بارز هستند (شکل ۱۰، تصویر ۳)، همچنین دولومیتی شدن (شکل ۱۰، تصویر ۴) که در مربوط به رسوبات محیط جزرومدی است. حضور جلبک‌ها در محیط ریفی به تشکیل پوشش میکریتی پیرامون آلوکم‌ها یا ذرات آواری (شکل ۱۰، تصویر ۵)، فسفاتی شدن فرامینفرها (شکل ۱۰، تصویر ۶)، تشکیل استیلولیت (شکل ۱۰، تصویر ۷)، فابریک چفت شده^۲ (شکل

¹ Patch reef

² Fitted fabric

³ Telodiagenesis



شکل ۹- ستون چینه‌شناسی سازند هفتمان در برش کوه دبرسو (کمالی ۱۳۹۰).



شکل ۱۰- رخدادهای دیاژنزی مطالعه شده در سازند هفتومان

نتایج

نایب‌سته در قاعده و راس به ترتیب با سازندهای دبرسو و فرخی در برش کوه دبرسو مورد بررسی قرار گرفت. مطالعات رسوب‌شناسی در این سازند به شناخت ریزرخساره‌های

برش چین‌شناسی به ضخامت ۵۱۴ متر سازند هفتومان به سن سانتونین - ماستریختین پیشین در ناحیه خور، با مرزهای

ص.

خسرو تهرانی، خ.، ۱۳۸۹، چینه‌شناسی ایران: انتشارات دانشگاه تهران، ۵۸۲ ص.

هاشمی، م.، ۱۳۷۹، تحلیل ساختاری و ارائه مدل تکتونیکی ناحیه خور: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۳۳۳ ص.

پورکاظم، ع.، ۱۳۷۳، چینه‌شناسی و زمین‌شناسی کرتاسه در منطقه چوپانان (ایران مرکزی) سازندهای بازیاب، دبرسو، هفتومان و فرخی: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ۳۳۳ ص.

کمالی، ح.، صادقی، ع.، م. ح. آدابی و م. موسویان، ۱۳۹۰، معرفی لوله‌های زیستی کرم‌های پرتاران در سازند دبرسو (ایران مرکزی): مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی دانشگاه اصفهان، دوره ۲۷، ش ۴، ص ۲۱-۳۰.

کمالی، ح.، ۱۳۹۰، بررسی چینه‌نگاری سازندهای دبرسو، هفتومان و فرخی در ناحیه خور، شرق ایران مرکزی: رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران، تهران، ۱۰۰ ص.

Adabi, M.H., 2009, Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozdouran Formation, Kopet-Dagh, N.E. Iran: Carbonates and Evaporates, v. 24, No 1, p.16- 32.

Aistov, L., B., Melnikov, B., Krivyakin, and L. Morozov, 1984, Geology of the Khur area (Central Iran), Explanatory text of the Khur quadrangle map 1:250,000: Geological Survey of Iran, Tehran.

Alavi, M., 2004, Tectonic of the Zagros Orogenic Belt of Iran: New Data and Interpretation: Tectonophysics, v. 229, p. 211- 238.

Allen, P.A., and J.R. Allen, 2013, Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment: Wiley- Blackwell, 655p.

Arzani, N., 2011, Stylolite networks in dolomitized limestones and their control on polished decorative stones: a case study from Upper Cretaceous Khur quarries, central Iran: Journal of Geopersia, v. 1, p. 25-37.

Bjørlykke, K., 2015, Petroleum Geoscience: from Sedimentary Environments to Rock Physics

کربناته در یک رمپ کربناته شیب‌دار با حضور فراوان بریوزئرها منجر شد. بر اساس مطالعه ریزرخساره‌ها، در این سازند کمربندهای رخساره‌ای جذرومدی، لاگون، سدی/ریف، دریای باز (کم عمق و عمیق) تشخیص داده شد؛ که حضور مواد آواری در قالب پتروفاسیس‌های آواری در بخش ساحلی این سازند بارز می‌باشد. مطالعه رسوبات این سازند با توجه به نوسانات سطح آب دریا دو سکانس رسوبی رده ۳، با مرزهای سکانشی نوع ۱ را نشان داد. سکانس رسوبی A متشکل از دسته رخساره‌های تراز پیشروی و بالای آب دریا بوده که در سکانس B علاوه بر دو دسته رخساره عنوان شده، دسته رخساره تراز پایین نیز با حضور مواد آواری، شناسایی شدند. مطالعه فرآیندهای دیاژنزی به شناخت سیمانی شدن، دولومیتی شدن، انحلال و سیمانی شدن مجدد در رسوبات کربناته این سازند شد. پراکنندگی فرامینفرها در این سازند هرچند به سبب فقر فسیلی جهت زون‌بندی زیستی مورد استفاده قرار نگرفت؛ لکن در شناسایی سن دقیق این سازند کمک نمودند.

تقدیر و سپاسگذاری

در این جا لازم است که از مدیریت محترم اکتشاف شرکت ملی نفت ایران و مدیریت پژوهش و فناوری این سازمان به جهت حمایت مالی و همکاری برای فراهم نمودن امکانات لازم، مدیریت گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی تهران به سبب در اختیار گذاشتن امکانات آزمایشگاهی صمیمانه سپاسگذاری شود.

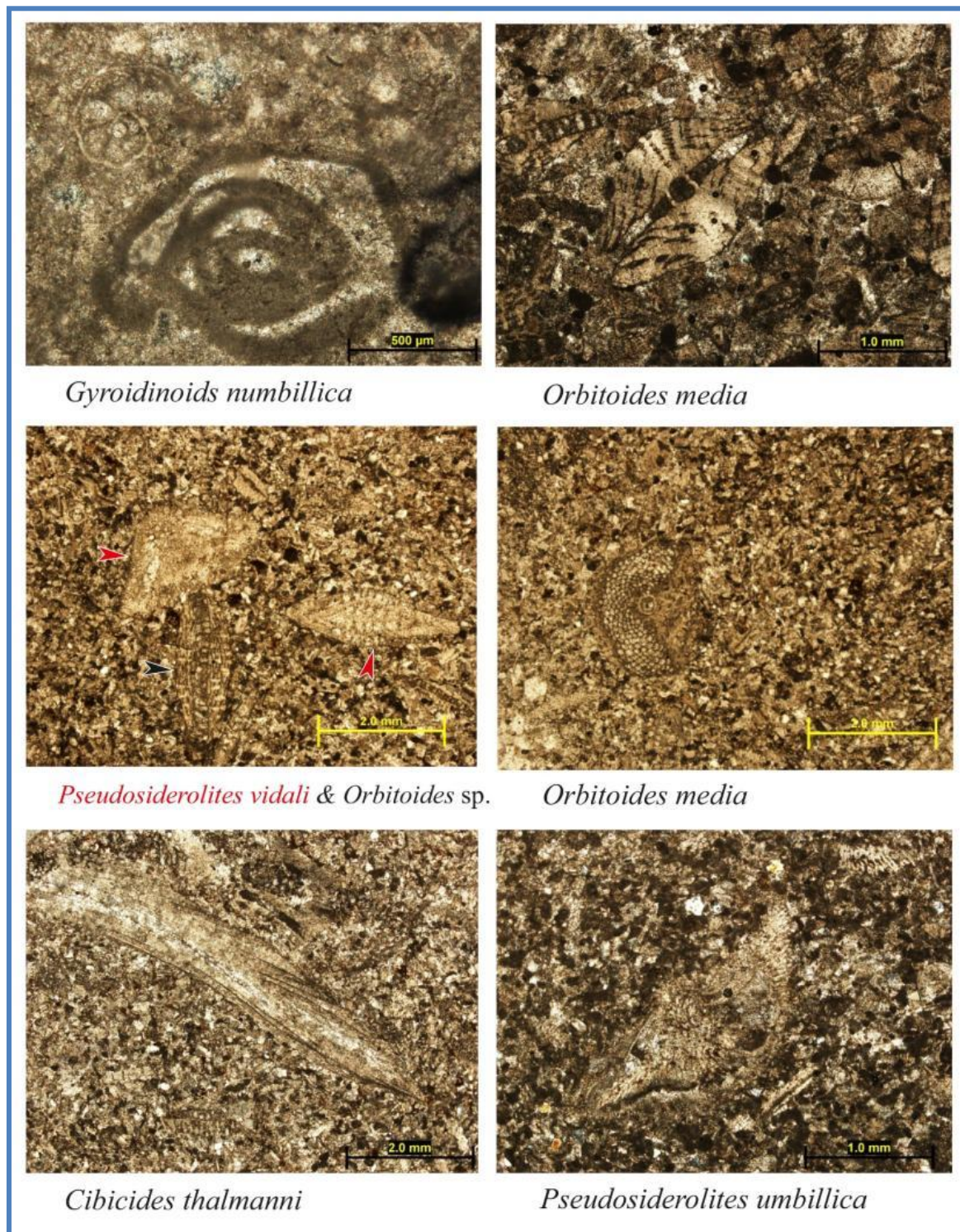
منابع

آقاباتی، ع.، ۱۳۸۸، فرهنگ چینه‌شناسی ایران: انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ص.

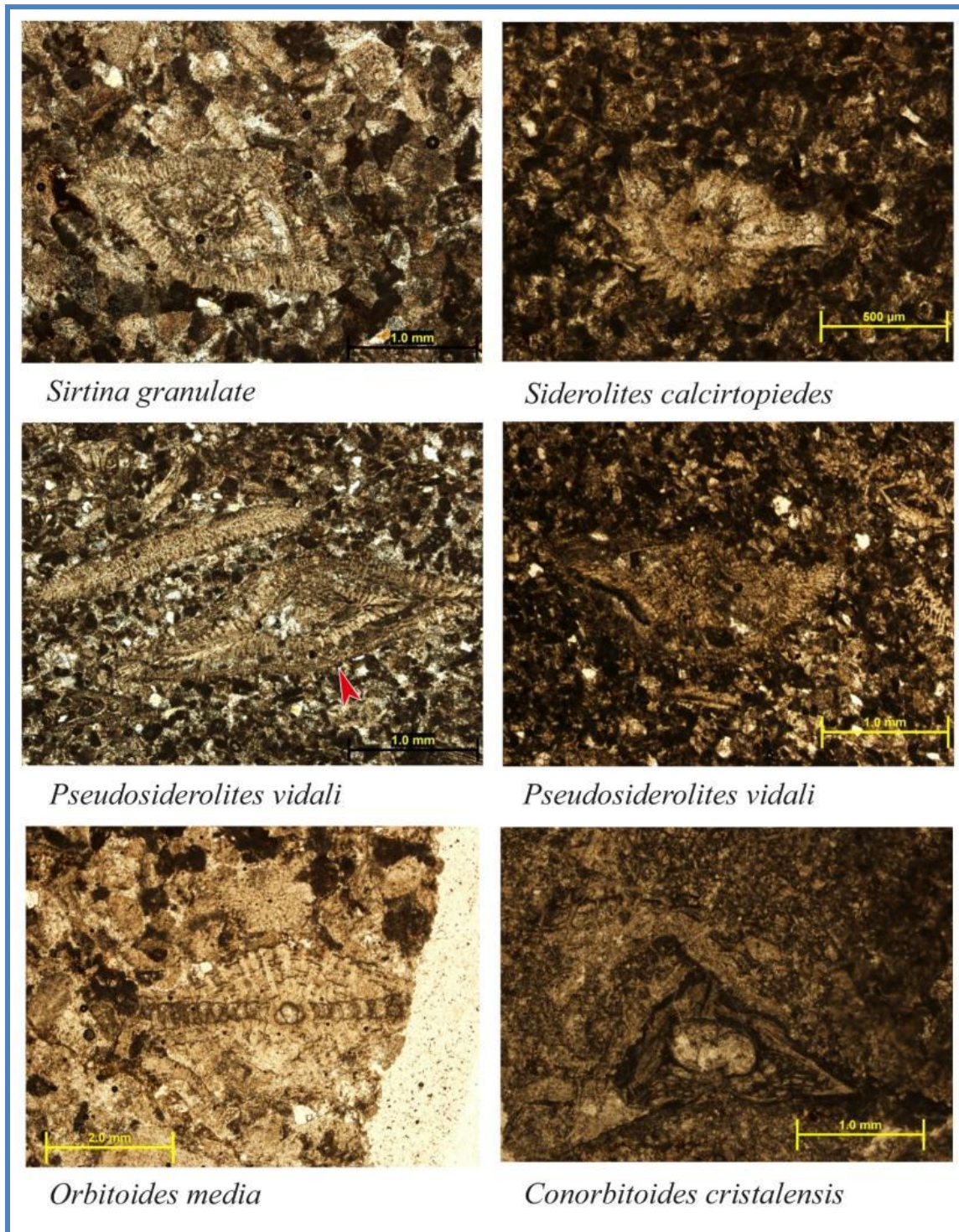
۵۴۹-۵۹۲.

آقاباتی، ع.، ۱۳۹۰، واحدهای تکتونواستراتیگرافی ایران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۷

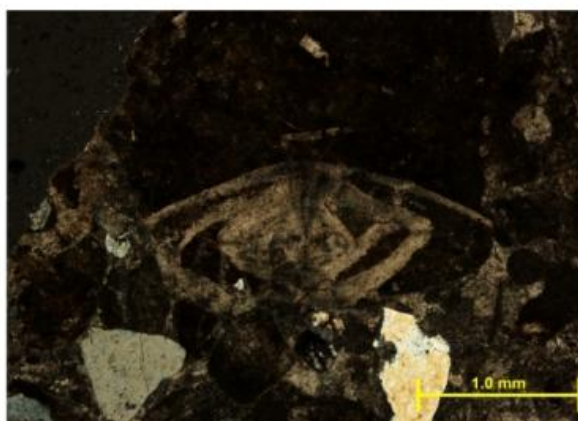
- Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis: American Association of Petroleum Geology, Tulsa, 459 p.
- Sharland, P.R., D.M. Casey, R.B. Davies, M.D. Simmons, and O.E. Sutcliffe, 2004, Chrono-Sequence stratigraphy of the Arabia plate: Arabian Plate Sequence Stratigraphy: *Geo Arabia*, v. 9, p 16- 34.
- Simmons, M.D., Boudagher-Fadel, M.K., Banner, F.T., and J.E. Whittaker, 1997, The Jurassic Favusellacea, the earliest Globigerinina. In: Boudagher-Fadel, M.K., Banner, F.T., and Whittaker, J.E. (Eds.), Early Evolutionary History of Planktonic Foraminifera: British Micropalaeontological Society Publication Series, Chapman and Hall, p 17-52.
- Seyed-Emami, K., A. Brants, and F. Bozorgnia, 1971, Stratigraphy of the Cretaceous rocks southeast of Esfahan: Geological Survey of Iran - Report 20, p 5-40.
- Tucker, M.E., and V.P. Wright, 2009 (2nd edition), Carbonate Sedimentology: Oxford, Blackwell Scientific Publications, 404 p.
- Tucker, M.E., 2011 (4th edition), Sedimentary Rocks in the Field: John Wiley and Sons, 238 p.
- Vial, P.R., F. Audemard, S. Bowman, P. Einsel, and C. Perez- Crus, 1991, The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology- an overview In: Einsel, G., Ricken, W., Seilacher, A., Cycles and events in stratigraphy: Springer- verlag, Berlin Heidelberg New Yourk, p 617-659.
- Westphal, H., B. Riegl, and G.P. Eberli, 2010, Carbonate Depositional Systems: Assessing Dimensions and Controlling Parameters: Springer, 235 p.
- Wilmsen. M., F.T. Fürsich, and M.R Majidifard, 2012, Porosphaera globularis (Phillips, 1829) (Porifera, Calcarea) from the Maastrichtian of the Farokhi Formation of Central Iran: *Cretaceous Research*, v. 33, p 91- 96.
- Wilson, J.L., 2013 (2nd edition), Carbonate Facies in Geologic History: Springer Berlin, 471 p
- Wray, J.L., 1977, Calcareous Algae: Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, 185 p.
- Zanchi, A., S. Zanchetta, F. Berra, M. Mattei, E. Garzanti, S. Molyneux, and J. Sabouri, 2009, The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in north Iran: Geological Society of London, Special Publications, v. 3121, p. 31-55.
- .Zarza, A.M. and L.H. Tanner, 2010, Carbonates in Continental Settings Geochemistry Diagenesis an Applications: Elsevier, 319 p.
- (2nd edition): Springer-verlag Berlin Heidelberg., 508p.
- Boggs, S.J., 2015, Principles of Sedimentology and Stratigraphy (6th edition): University of Oregon., 660 p.
- Dame, R.F., 1996, Ecology of Marine Bivalves An Ecosystem Approach: CRC press, 238p
- Dickson, J.A.D., 1966, Carbonate identification and genesis as revealed by staining: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 36. p. 491-505.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture: *American Association of Petroleum Geology*, v. 1, p. 108-121.
- Flugel, E., 2010, Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application (2^{en} edition): Springer, Berlin, 1006p.
- Haq, B.U., 2014, Cretaceous eustasy revisited: *Global and Planetary Change*, v. 113, p. 44-58.
- Heckel, P.H., 1972, Possible inorganic origin for stromatactis in calcilitite mounds in the Tully Limestone, Devonian of New York: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 42 .p. 7-18.
- Hess, H., W.I., Ausich, C.E., Brett, and M. J. Simms, 2002, Fossil Crinoids (2nd Edition): Cambridge University Press, 275 p.
- Miall, A.D., 2010, The Geology of Stratigraphic Sequences (2nd Edition): Springer- verlag, 522 p.
- Moore, C.H. and W.J. Wade, 2013, Carbonate Reservoirs, Porosity and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework (2nd edition): *Developments in Sedimentology*, No. 67: Elsevier New York, 347 p.
- Morad, S., J.M. Ketzer. and L.F., De Ros, 2013, Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy: An Integrated Tool for Understanding and Predicting Reservoir Quality Distribution: *SEPM*, Wiley Blackwell, 522p.
- Moyano, H.I., J.M. Cancino, and P.N. Jackson, 2005, Bryozoan Studies 2004: Taylor and Francis Group, London, 411 p.
- Nichole, G., 2012, Sedimentology and Stratigraphy (3rd edition): Wiley-Blackwell, 422 p.
- Reyre, D., and S. Mohafez, 1972, A first contribution of the NIOC-ERAP agreement to the knowledge of Iranian geology: Paris, 58 p.
- Scholle. P.A., Bebout. B.G., and C.H. Moore, 1999, Carbonate Depositional Environments: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geology Memoir 33, 691p.
- Scholle, P.A., and D.S. Ulmer Scholle, 2006, A Color Guide to the Petrography of Carbonate



پیوست: فرامینیفرهای مطالعه شده در سازند هفتومان (کمالی ۱۳۹۰).



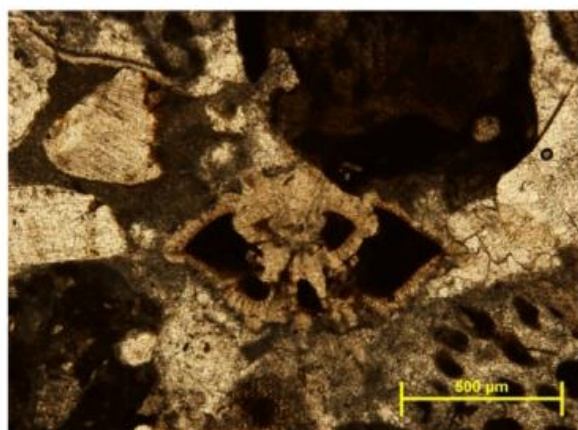
پیوست: فرامینیفرهای مطالعه شده در سازند هفتومان (کمالی ۱۳۹۰).



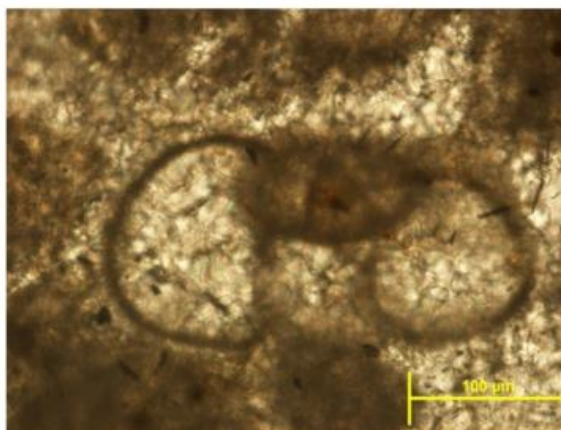
Sulcoperculina dickersoni



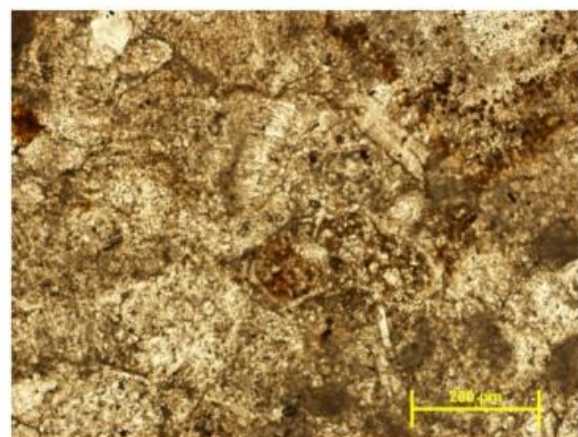
Praesiderolites douvillei



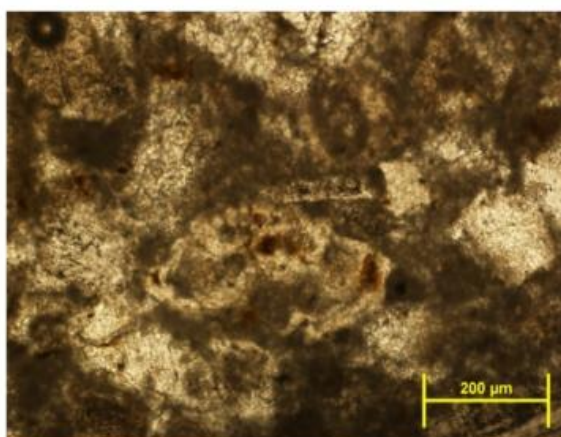
Rotalia sp.



Costellagerina bulbosa



Contusotruncana cf. *fornicata*



Globotruncana arca

پیوست: فرامینفرهای مطالعه شده در سازند هفتومان (کمالی ۱۳۹۰).