

## ارزیابی تکامل محیط رسوبی توالی پالئوسن - ائوسن در منطقه شیراز بر اساس شواهد چینه‌نگاری سکانسی

رضا میرزایی محمودآبادی

استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد استهبان، استهبان، ایران

نویسنده مسئول: r\_mirzaem@iauest.ac.ir

دریافت: ۱۴۰۱/۳/۳۰ پذیرش: ۱۴۰۱/۶/۲۹

نوع مقاله: پژوهشی

### چکیده

توالی پالئوسن- ائوسن در منطقه شیراز سازندهای ساچون و جهرم- پابده را شامل می‌شوند. به منظور مطالعه پتروگرافی، ارزیابی تکامل محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی این رسوبات تعداد ۴ برش چینه‌شناسی بیضا، صدرا (کمکی)، سروستان و شاه‌نشین انتخاب و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. بر اساس مطالعات صحرایی، نمونه‌های دستی و مطالعه دقیق میکروسکوپی تعداد ۸۰۰ برش نازک تهیه شده از سازندهای مورد مطالعه تعداد ۲۳ رخساره رسوبی شناسایی گردید که در یک رمپ کربناته هم‌شیب رسوب گذاری شده‌اند. محیط رسوب‌گذاری رخساره‌های ذکر شده در گذر زمان به مدل رسوبی رمپ حاشیه‌دار تبدیل شده است. با مطالعه حدود ۱۷۰۰ متر رسوبات بازه زمانی پالئوسن-ائوسن بسته به موقعیت قرارگیری برش‌های مورد مطالعه از لحاظ چینه‌نگاری سکانسی تعداد ۹ سکانس رسوبی درجه سوم شناسایی و تفکیک گردید. در بازه زمانی پالئوسن زیرین و شکل‌گیری بسته رسوبی به سمت جنوب باختری منطقه مورد مطالعه (برش سروستان) رسوبات تبخیری بخش پایینی سازند ساچون و در بخش‌های عمیق حوضه رسوبی سازند پابده به صورت هم‌ارز رسوب‌گذاری شده است. در بازه زمانی پالئوسن میانی تا ائوسن میانی با تکامل رمپ کربناته هم‌شیب به شیب‌دار در بخش‌های کم‌عمق سازند جهرم و در بخش‌های عمیق‌تر سازند پابده به صورت هم‌ارز رسوب‌گذاری شده است. در زمان بالا بودن و ایستایی سطح آب دریا (دسته رخساره HST) و بالا بودن نرخ تولید کربنات در بخش شیب‌دار محیط رسوبی آهک‌های توربیدیته به صورت بین لایه‌ای در بین شیل‌های سازند پابده رسوب‌گذاری شده‌اند. مطالعات نشان می‌دهد که رخساره‌های سازند ساچون در منطقه مورد مطالعه به سمت باختر به صورت تدریجی از رخساره تبخیری- مارنی به رخساره مارنی، آهک، آهک دولومیتی و شیل ارغوانی تغییر رخساره می‌دهد.

**واژگان کلیدی:** محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکانسی، ساچون، جهرم-پابده، سکانس رسوبی

### پیشگفتار

است که شامل تجمعات آواری و کربناته در شمال خارو و حوضه عمیق‌تر به سمت جنوب باختر است که سازند پابده رسوب یافته است. به سمت شمال خاور پیشانی کوهستان نواحی فارس و لرستان افق‌های رسوب‌گذاری متفاوتی را در طول سنوزویک تجربه کرده‌اند. ناپیوستگی موجود در اواخر ائوسن تنها به سمت شمال خاور گسل پیشانی کوهستان در نواحی فارس و لرستان مشاهده می‌شود که در نتیجه پسروی دریا رخ داده است. این ناپیوستگی در حوضه‌های عمیق‌تر سازند پابده به سمت جنوب باختر گسل پیشانی کوهستان را تحت تأثیر قرار نداده است (مطیعی، ۱۳۷۴). نخستین نهشته‌های تبخیری در سنوزویک حوضه رسوبی زاگرس به عنوان سازند ساچون

حوضه رسوبی زاگرس به عنوان بخشی از سیستم کوهزایی آلپ- هیمالیا در جنوب باختر ایران یکی از غنی‌ترین کمرندهای چین‌خورده- رانده<sup>۱</sup> است که به صورت یک حوضه پیش ژرفا دارای ذخیره بیش از ۸۱ بلیون بشکه نفت است. این کمرند چین‌خورده- رانده با توالی ضخیم ۷ تا ۱۴ کیلومتری از رسوبات ته‌نشین شده در منطقه‌ای با طول تقریبی ۲۰۰۰ کیلومتر و عرض ۳۰۰-۱۰۰ کیلومتر گسترش دارد (مطیعی، ۱۳۷۲ و ۱۳۷۴). در بازه زمانی پالئوسن- ائوسن، ویژگی ساختاری مهم در پیش‌بوم زاگرس مدل پیشانی کوهستان است. در این زمان ساختارهای موازی، حوضه را به دو زیر حوضه تقسیم کرده

<sup>1</sup> Trust Belt Zone

هدف از این مطالعه بررسی هم‌زمان خصوصیات پتروگرافی، تکامل محیط‌رسوبی و چین‌نگاری سکانسی توالی پالئوسن-ائوسن (سازندهای ساچون، جهرم-پابده) در منطقه شیراز است. توصیف اختصاصات پتروگرافی، محیط رسوبی و بررسی کمی و کیفی سکانس‌های رسوبی می‌تواند زمینه‌ساز درک بهتر شرایط محیط رسوب‌گذاری و تاثیر آن بر کمیت و کیفیت شاخص‌های زمین‌شناختی در یک منطقه باشد. این مهم می‌تواند در بررسی‌های زیرزمینی نیز به کار رفته و زمینه‌ساز اکتشاف و توسعه میادین نفت و گاز باشد. در این راستا، تفکیک مناسب و بررسی هم‌ارزی سیستم تراکت‌ها می‌تواند در مطالعات حوضه رسوبی، هم‌ارزی سازندها و بررسی پویایی مخازن هیدروکربنی و توسعه میادین نفتی کمک شایانی کند.

### چینه سنگی و موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه

جهت مطالعه هم‌زمان پتروگرافی، تکامل محیط‌های رسوب‌گذاری و چین‌نگاری سکانسی سازندهای ساچون، جهرم و پابده تعداد ۴ برش چین‌شناسی (بیضا، صدرا (کمکی)، سروستان و شاه‌نشین) انتخاب و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. مشخصات سنگ‌شناسی، مرز زیرین، مرز بالایی و مختصات قاعده برش‌های مورد مطالعه در جدول ۱ آمده است. ستون چین‌سنگی برش‌های مورد مطالعه در شکل ۱ آمده است. تقسیم بندی تکتونیکی ایران (علوی، ۲۰۰۷) به همراه هم‌ارزی سازندهای ترشیری در منطقه زاگرس و موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه به همراه نقشه زمین‌شناسی منطقه در شکل ۲ آمده است.

### مواد و روش‌ها

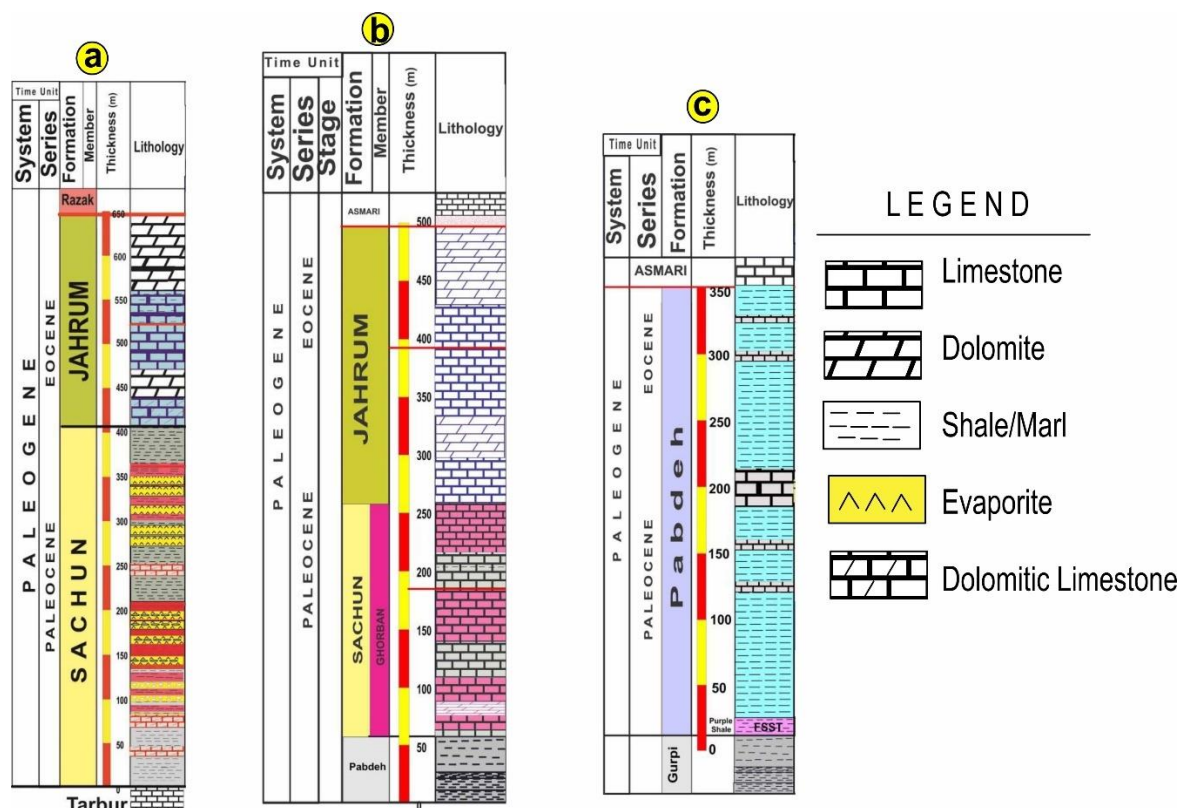
به‌منظور بررسی رخساره‌های میکروسکوپی، محیط رسوبی و چین‌نگاری سکانسی رسوبات پالئوسن، ائوسن (سازندهای ساچون، جهرم و پابده) در منطقه شیراز پس از بررسی‌های کلی در منطقه، از جمله بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی و ماهواره‌ای و وضعیت زمین‌شناختی عمومی منطقه مورد مطالعه تعداد ۴ برش چین‌شناسی (بیضا، صدرا (کمکی)، سروستان و شاه‌نشین) انتخاب و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. در هنگام برداشت‌های صحرایی مرز زیرین و بالایی سازندها، سطوح

رسوب‌گذاری شده‌اند. سازند ساچون در برش الگو از رسوبات تبخیری، مارن و کربناته به ضخامت ۱۴۱۴ متر تشکیل شده است. مرز زیرین این سازند با سازند تارپور تدریجی و همساز و مرز بالایی آن با سازند جهرم قاطع و همساز است. برش نمونه سازند جهرم به سن پالئوسن-ائوسن در تنگ آب یال شمالی کوه جهرم به ضخامت ۴۶۷ متر شامل دولومیت و آهک دولومیتی است. مرز زیرین آن با سازند ساچون همساز و مرز بالایی آن با سازند آسماری به‌صورت فرسایشی است (مطیعی، ۱۳۷۲). برش نمونه سازند پابده در تقادیس کوه گورپی قرار داشته و از نظر سنگ‌شناسی شامل شیل و مارن، آهک مارنی و آهک‌های نازک لایه غنی از فرامینیفرهای پلانکتونیک تشکیل شده است. مرز زیرین این سازند با سازند گورپی به‌صورت پیوسته و مرز بالایی آن با سازند آسماری تدریجی است (مطیعی، ۱۳۷۲). محدوده مورد مطالعه در منطقه فارس، شهر شیراز قرار دارد که بخشی از زاگرس چین‌خورده واقع شده است. این منطقه در حوضه رسوبی جلو کمر بند چین‌خورده زاگرس<sup>۲</sup> (علوی، ۱۹۹۴) جای دارد. منطقه فارس از جنوب به خلیج فارس، از شمال به گسل بزرگ تراستی زاگرس، از باختر به گسل کازرون و ناحیه دزفول جنوبی و از خاور به گسل زندان محدود می‌شود. گستره منطقه فارس که بیش از ۱۵۰ هزار کیلومتر مربع است، به ۳ بخش: فارس ساحلی، فارس نیمه‌ساحلی، فارس داخلی تقسیم‌بندی شده است. در زاگرس مرتفع، رسوب‌گذاری کم‌وبیش پیوسته از تریاس تا پلیوسن ادامه داشته است (مطیعی، ۱۳۷۴). سازندهای ساچون، جهرم و پابده توسط پژوهشگران مختلفی از جمله (میرزایی محمودآبادی و افقه، ۱۳۸۸؛ میرزایی محمودآبادی و همکاران، ۱۳۸۸؛ باوی عویدی و همکاران، ۱۳۹۵؛ سراوانی و همکاران، ۱۳۹۶؛ نجفی و همکاران، ۲۰۰۴؛ شب‌افروز و همکاران، ۲۰۱۳؛ میرزایی محمودآبادی ۲۰۱۴a، ۲۰۱۴b و ۲۰۱۴c؛ پروانه‌نژاد شیرازی و همکاران، ۱۳۹۸؛ میرزایی محمودآبادی، ۲۰۲۰a و ۲۰۲۰b؛ کریمی و همکاران، ۲۰۲۰؛ میرزایی محمودآبادی، ۱۴۰۱ و سیناپور و صیرفیان، ۲۰۲۱) از لحاظ رخساره‌های میکروسکوپی، زیست‌چینه‌نگاری و چین‌نگاری سکانسی مطالعه شده است.

<sup>2</sup> ZFTB (Zagros Fold-Thrust Belt)

اساس الگوی تغییرات رخساره‌ای و نیز تعیین سطوح ناپیوستگی معین شدند. بسته به محل جایگیری و نوع الگوی پاراسکانس‌ها، هر سکانس رسوبی به سه سیستم تراکت یا بسته رسوبی وابسته به منحنی تغییرات آب دریا تقسیم‌بندی می‌شود. به‌طور کلی پژوهشگران مختلف از جمله (امری و مایرز، ۲۰۰۶؛ ویل و همکاران، ۱۹۹۸؛ کاتونینو، ۲۰۰۶؛ کاتونینو و همکاران، ۲۰۱۲) با توجه به معیارهای مختلف سیستم تراکت‌های مختلفی از جمله LST<sup>3</sup>، TST<sup>4</sup>، HST<sup>5</sup>، FSST<sup>6</sup> را ارایه کردند که در این پژوهش از این طبقه‌بندی استفاده شده است. جهت تعیین مرزهای سکانسی و سطوح حداکثر غرقابی از تلفیق شواهد لازم به ذکر است که برخی سیستم تراکت‌ها از جمله سیستم تراکت تراز پایین LST و سیستم تراکت مرحله افت FSST در همه بخش‌های حوضه رسوبی پدیدار نمی‌شوند (لاسمی، ۱۳۷۹)؛ بنابراین ممکن است که هر سکانس تنها دربرگیرنده دسته رخساره‌های سیستم تراکت تراز پیشرونده و تراز بالا باشد.

لایه‌بندی اعم از واضح، فرسایشی، تدریجی، پیوسته یا ناپیوسته، فرم هندسی لایه‌ها، ساخت‌های رسوبی، آثار فسیل‌ها و عوارض فرایندهای دیاژنتیکی در مقیاس ماکروسکوپی به طور دقیق بررسی شدند. در این مطالعه برای تعیین خصوصیات پتروگرافی رخساره‌های میکروسکوپی و فرایندهای دیاژنتیکی از تعداد ۸۰۰ برش نازک تهیه شده از نمونه‌های برداشت شده استفاده شده است. جهت مطالعه پتروگرافی ریزرخساره‌ها به‌خصوص نمونه‌های کربناته-آواری از میکروسکوپ پلاریزان استفاده شده است. جهت تشخیص کلسیت از دولومیت از پودر آلیزارین قرمز به روش دیکسون (۱۹۶۵) استفاده شده است. طبقه‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌ها براساس طبقه‌بندی دانهام (۱۹۶۲) و بررسی و تحلیل ریزرخساره‌ها و تفسیر محیط‌های رسوب‌گذاری براساس رخساره‌های استاندارد فلوگل (۲۰۱۰) و مدل ویلسون (۱۹۷۵) استفاده شده است. جهت مطالعات چینه‌نگاری سکانسی و ارایه چهارچوب مرزهای سکانسی و سطوح حداکثر غرقابی بر



شکل ۱. ستون چینه‌سنگی برش‌های مورد مطالعه a (برش سروستان b) برش بیضا c) برش شاه‌نشین

<sup>5</sup> Highstand Systems Tract

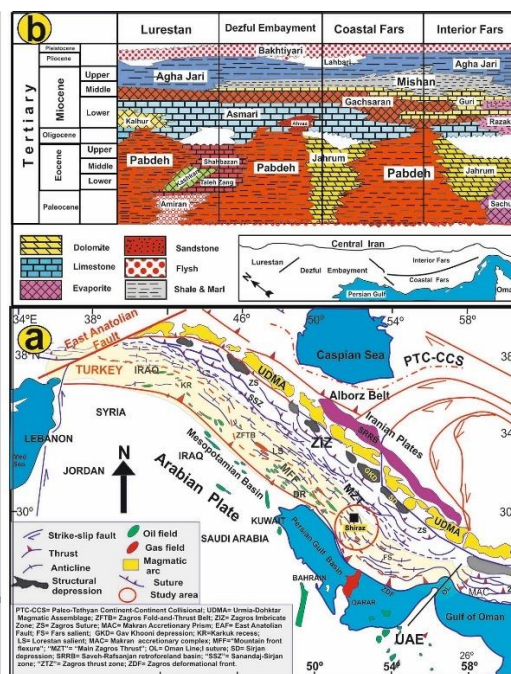
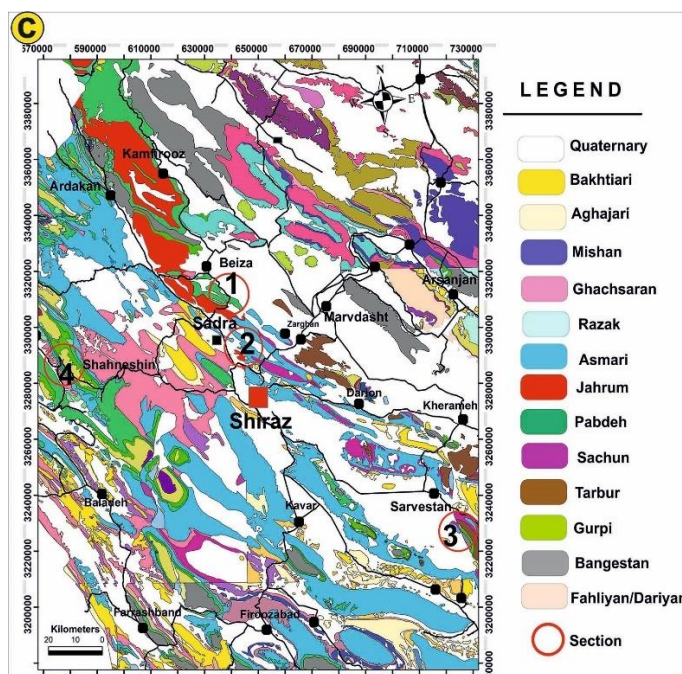
<sup>6</sup> Falling Stage Systems Tract

<sup>3</sup> Lowstand Systems Tract

<sup>4</sup> Transgressive Systems Tract

جدول ۱. چینه‌سنگی برش‌های مورد مطالعه

ردیف	نام برش	نوع برش	سازند	سنگ‌شناسی	مختصات قاعده برش	مرز زیرین	مرز بالایی	ضخامت (متر)
۱	بیضا	اصلی	پابده، ساچون (بخش قربان) چهرم	مارن، سنگ‌آهک، آهک دولومیتی، دولومیت	52°25'15"E 29°25'36"N	پابده	آسماری	۴۸۵
۲	صدرا	کمکی	چهرم	دولومیت، آهک دولومیتی، دولومیت	52°30'6" 29°41'45"	پوشیده	آسماری	۲۷۰
۳	سروستان	اصلی	ساچون، چهرم	ژپس، مارن خاکستری، مارن قرمز، سنگ‌آهک دولومیتی، دولومیت	53°30'45"E 29°7'50"N	تاربور	رازک	۶۵۰
۴	شاه‌نشین	اصلی	پابده	شیل، آهک توربیدایتی	52°55'40" 29°24'33"	گورپی	آسماری	۳۵۰



شکل ۲. a) تقسیم‌بندی تکتونیکی ایران (با تغییرات از علوی، ۲۰۰۷)؛ b) هم‌ارزی سازندهای ترشیاری در زاگرس (با تغییرات از جیمز و وایند، ۱۹۶۵)؛ c) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه و موقعیت برش‌ها: ۱- برش بیضا ۲- برش صدرا (کمکی) ۳- برش سروستان ۴- برش شاه‌نشین

خانواده میلیولیده، نومولیتیده، گلوبیژرینیده، گلوبروتالیده، روتالیده و جلبک‌ها هستند. اینتراکلت، ایید و پلت عمده دانه‌های غیراسکلتی رخساره‌های میکروسکوپی مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. در جدول ۲ ریزرخساره‌های شناسایی شده همراه با معادل کمربندهای رخساره‌ای ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۱۰) و زیرمحیط رسوبی آمده است. تصاویر رخساره‌های میکروسکوپی و لیتوفاسیس‌های شناسایی شده در شکل‌های ۳ و ۴ آمده است.

### پتروگرافی

#### رخساره‌ها و محیط رسوبی

در بررسی‌های پتروگرافی مقاطع مورد مطالعه، طیف وسیعی از رخساره‌های کربناته، تبخیری و آواری در مقیاس میکروسکوپی و ماکروسکوپی (لیتوفاسیس) شناسایی گردید. برای تفکیک و شناسایی رخساره‌ها از مواردی نظیر نوع اجزای تشکیل‌دهنده سنگ‌های کربناته اعم از ارتوکم، آلوکم، نوع دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی، اندازه دانه و درصد فراوانی آن‌ها استفاده شده است. بیش‌ترین دانه‌های اسکلتی مشاهده شده در رخساره‌های میکروسکوپی از

جدول ۲. رخساره‌های میکروسکوپی و لیتوفاسیس‌های شناسایی شده توالی پالئوسن-ائوسن در منطقه مورد مطالعه به همراه رخساره‌های استاندارد، کمریندهای رخساره‌ای و محیط رسوب‌گذاری

ردیف	کد	ریزرخساره/لیتوفاسیس	سازند	رخساره استاندارد ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۱۰)	کمریند رخساره‌ای ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۱۰)	کمریند محیط رسوبی	زیر محیط رسوبی	محیط رسوبی
۱	A1	لیتوفاسیس شیل تیره	پابده	RMF1, SMF1	FZ1	دریای باز	رمپ خارجی	رمپ
۲	A2	مادستون-وکتون بیوکلاستی یلاژیک	چهرم، پابده	RMF2, SMF3	FZ1, FZ2, FZ3			
۳	A3	پکتون بیوکلاستی پلاژیک	چهرم، پابده	RMF2, SMF3	FZ1, FZ2, FZ3			
۴	A4	پکتون بیوکلاستی پلاژیک گله‌کونت‌دار	پابده	RMF2, SMF3	FZ1, FZ2, FZ3			
۵	A5	آهک‌های نوزیستی	گرینستون بیوکلاستی جلیک قرمز دار	-	-			
۶	A6		پکتون بیوکلاستی	-	-			
۷	A7		وکتون-پکتون بیوکلاستی نومولیت دار	-	-			
۸	A8		پکتون بیوکلاستی بنتو پلاژیک	-	-			
۹	B1	گرینستون بیوکلاستی جلیک‌دار	ساچون، بخش قریان، چهرم	RMF28, SMF20	FZ5, FZ6	سد اشول	رمپ میانی	
۱۰	B2	گرینستون بیوکلاستی اییدار	ساچون، بخش	RMF27, SMF11	FZ6			
۱۱	B3	گرینستون بیوکلاستی اربیتولیتس و روتالیادار	ساچون، بخش قریان، چهرم	RMF27, SMF11	FZ6			
۱۲	B4	گرینستون بیوکلاستی پلویید و اینتراکلت دار	ساچون، بخش قریان، چهرم	RMF27, SMF11	FZ6			
۱۳	B5	ماسه سنگ آهکی فسیل‌دار (آهک ماسه‌ای فسیل‌دار)	ساچون، بخش قریان، چهرم	-	-			
۱۴	C1	پکتون بیوکلاستی روتالیادار	ساچون، بخش قریان، چهرم	RMF18, SMF8	FZ7, FZ8	لاگون	رمپ داخلی	
۱۵	C2	پکتون بیوکلاستی میلیویددار	چهرم	RMF18, SMF8	FZ7, FZ8			
۱۶	C3	پکتون بیوکلاستی اینتراکلت و یلت‌دار	چهرم	RMF27, SMF18	FZ7, FZ8			
۱۷	C4	پکتون بیوکلاستی جلیک‌دار	ساچون، بخش قریان، چهرم	RMF27, SMF18	FZ7, FZ8			
۱۸	C5	وکتون بیوکلاستی بنتونیک	چهرم	RMF27, SMF18	FZ7, FZ8			
۱۹	C6	لیتوفاسیس مارن خاکستری	ساچون	-	-			
۲۰	D1	دولومادستون	ساچون، بخش قریان، چهرم	RMF21, SMF21	FZ9	پهنه گسندی		
۲۱	D2	استروماتولیت باندستون	ساچون، بخش قریان، چهرم	RMF22, SMF20	FZ9			
۲۲	D3	لیتوفاسیس مارن قرمز	ساچون	-	-			
۲۳	D4	لیتوفاسیس زبیس	ساچون	RMF25, SMF25	FZ9			

بیوکلاست‌های مشتق شده از اکتینوئیدها، پوسته دوکفه‌ای‌ها و روزنبران پلانکتونیک است. وجود مقادیر بالای میکرایت و نبود فونای کم‌عمق نشان از رسوب‌گذاری این ریزرخساره در شرایط هیدرودینامیکی آرام و آب‌های عمیق با شوری طبیعی در رمپ خارجی دارد (ویلسون ۱۹۷۵؛ کاروزی ۱۹۸۹؛ فلوگل، ۲۰۱۰). رخساره A1 به

### رخساره‌های شناسایی‌شده سازندهای ساچون (بخش قربان) و چهرم

#### ریزرخساره‌های کمریند رخساره‌ای دریای باز<sup>۱</sup> A

A1: مادستون-وکتون بیوکلاستی پلاژیک<sup>۲</sup>: بافت این ریزرخساره گل‌پشتیان و درصد روزنبران پلانکتونیک بین ۵ تا ۳۰ درصد متغیر است. دانه‌های اسکلتی بیشتر شامل

<sup>2</sup> Pelagic bioclast wackestone

<sup>1</sup> Open Marine

مشاهده می‌شود. از ویژگی‌های شاخص این ریزرخساره مشاهده آلوکم غیراسکلتی آبیید در اندازه حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد در زمینه اسپارایتی به همراه سایر آلوکم هاست. وجود سیمان اسپارایتی، نبود گل آهکی و جورشدگی و گردشدگی تقریباً خوب دانه‌ها نشان از محیط رسوب‌گذاری این ریزرخساره در محیط پراثری است. رخساره B1 تقریباً در تمامی برش‌ها بخصوص در برش سروستان و بیضا و در دسته رخساره‌های سیستم تراکت تراز بالا مشاهده می‌شود. ریزرخساره B2 معادل ریزرخساره شماره RMF27 فلوگل (۲۰۱۰) و ریزرخساره استاندارد شماره SMF11 ویلسون (۱۹۷۵) است. این رخساره در کمربند رخساره‌ای شماره FZ6 ویلسون رسوب‌گذاری شده است (شکل d۳).

**B3: گرینستون بیوکلاستی اربیتولیتس و روتالیدار:** اجزا اسکلتی اصلی این ریزرخساره را خرده‌های اسکلتی از خانواده سوریتیده بخصوص جنس اربیتولیتس در اندازه‌های ۱ تا ۲۰ میلی‌متر تشکیل می‌دهد. گردشدگی نسبتاً خوب دانه‌ها و بافت دانه‌پشتیبان این ریزرخساره نشان از رسوب‌گذاری این ریزرخساره در بالای سطح اثر امواج در محیط سدی و شول دارد. رخساره B3 در برش بیضا بخصوص در دسته رخساره‌های سیستم تراکت تراز بالا مشاهده می‌شود. در برخی نمونه‌های مشابه عمده دانه‌های اسکلتی در این ریزرخساره از خانواده روتالیده با پوسته تروکوسپیرال عدسی شکل و مسطح محدب از جنس آهک هیالین به همراه جنس اربیتولیتس تشکیل می‌دهند. رخساره B3 به همراه سایر رخساره‌های گروه سد در توالی مورد مطالعه بخصوص در برش بیضا به صورت سنگ‌آهک هوازده به رنگ زرد کم‌رنگ (هماتیتی شده) مشاهده می‌شود. این ریزرخساره معادل ریزرخساره شماره RMF27 فلوگل (۲۰۱۰) و ریزرخساره استاندارد شماره SMF11 ویلسون (۱۹۷۵) است. این رخساره در کمربند رخساره‌ای شماره FZ6 ویلسون رسوب‌گذاری شده است (شکل e۲ و f۳).

**B4: گرینستون بیوکلاستی پلویید و اینتراکلت‌دار:** این ریزرخساره حاوی دانه‌های غیراسکلتی شاخص نظیر اینتراکلت در حدود ۱۵ و پلت در حدود ۲۰ درصد است. اندازه دانه‌های اینتراکلت بین ۰/۲ تا ۱/۵ میلی‌متر متغیر است. وجود بافت گرینستونی و سیمان اسپارایتی در این

همراه سایر ریزرخساره‌های رمپ خارجی بیشتر در دسته رخساره‌های تراز پیشرونده بخصوص در برش شاه‌نشین مشاهده می‌شوند. از عمده فرایندهای دیاژنتیکی در این رخساره انحلال و استیلولیتی شدن را می‌توان نام برد. (شکل a۳).

**A2: پکستون بیوکلاستی پلاژیک:** اجزای اصلی این ریزرخساره شامل روزنبران پلانکتونیک مانند خانواده گلوبیژنیده و گلوبروتالیده است. سوزن اسفنج، خرده‌های اکتینوید و پلوییدهای ریز از دیگر اجزا این ریزرخساره هستند. فراوانی فونای پلاژیک، بافت گل‌پشتیبان، فراوانی ناچیز موجودات کف‌زی و نبود ذرات درشت نشان‌دهنده محیط ژرف و کم انرژی و نهشته شدن این رخساره در زیر خط اثر امواج است. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد شماره RMF2 فلوگل (۲۰۱۰) و ریزرخساره استاندارد شماره SMF3 ویلسون (۱۹۷۵) است. ریزرخساره A2 در کمربند رخساره‌های FZ1 و FZ2 و کمربند رخساره‌های FZ3 ویلسون (۱۹۷۵) می‌تواند نهشته شود. رخساره A2 به همراه سایر ریزرخساره‌های رمپ خارجی بیشتر در برش شاه‌نشین در دسته رخساره‌های تراز پیشرونده مشاهده می‌شود (شکل b۳).

### ریزرخساره‌های کمربند رخساره‌ای سدی/شول B (Bar/Shoal)

**B1: گرینستون بیوکلاستی جلبک‌دار:** در این رخساره حدود ۴۰ درصد آلوکم‌های اسکلتی از جنس جلبک و فرامینیفرهایی از خانواده آلئولینیده و میلیولیده در زمینه‌ای از سیمان اسپارایتی وجود دارد. وجود سیمان اسپارایتی در بین دانه‌های آلوکم حاکی از جابجایی و رسوب‌گذاری در جزایر سدی است (لاسمی، ۱۹۹۵ و فلوگل، ۲۰۱۰). در بعضی رخساره‌های مشابه درصد بیوکلاست جلبک سبز به حدود ۷۰ درصد حجم کل نمونه نیز می‌رسد. این رخساره در روی زمین به صورت آهک کالکازنایت متوسط تا ضخیم لایه به رنگ خاکستری و در قسمت میانی برش بیضا رخنمون دارد (شکل c۳).

**B2: گرینستون بیوکلاستی آبییدار:** در این ریزرخساره بین ۱۰ تا ۲۰ درصد آلوکم اسکلتی شامل روزنبران بنتیک و به مقدار کمتر از ۱۰ درصد خرده‌های اسکلتی و پلت

<sup>6</sup> Ooid bioclast grainstone

<sup>7</sup> Orbitolites Rotalia bioclast foraminifera grainstone

<sup>8</sup> Intraclast pelloid bioclast grainstone

<sup>3</sup> Pelagic bioclast packstone

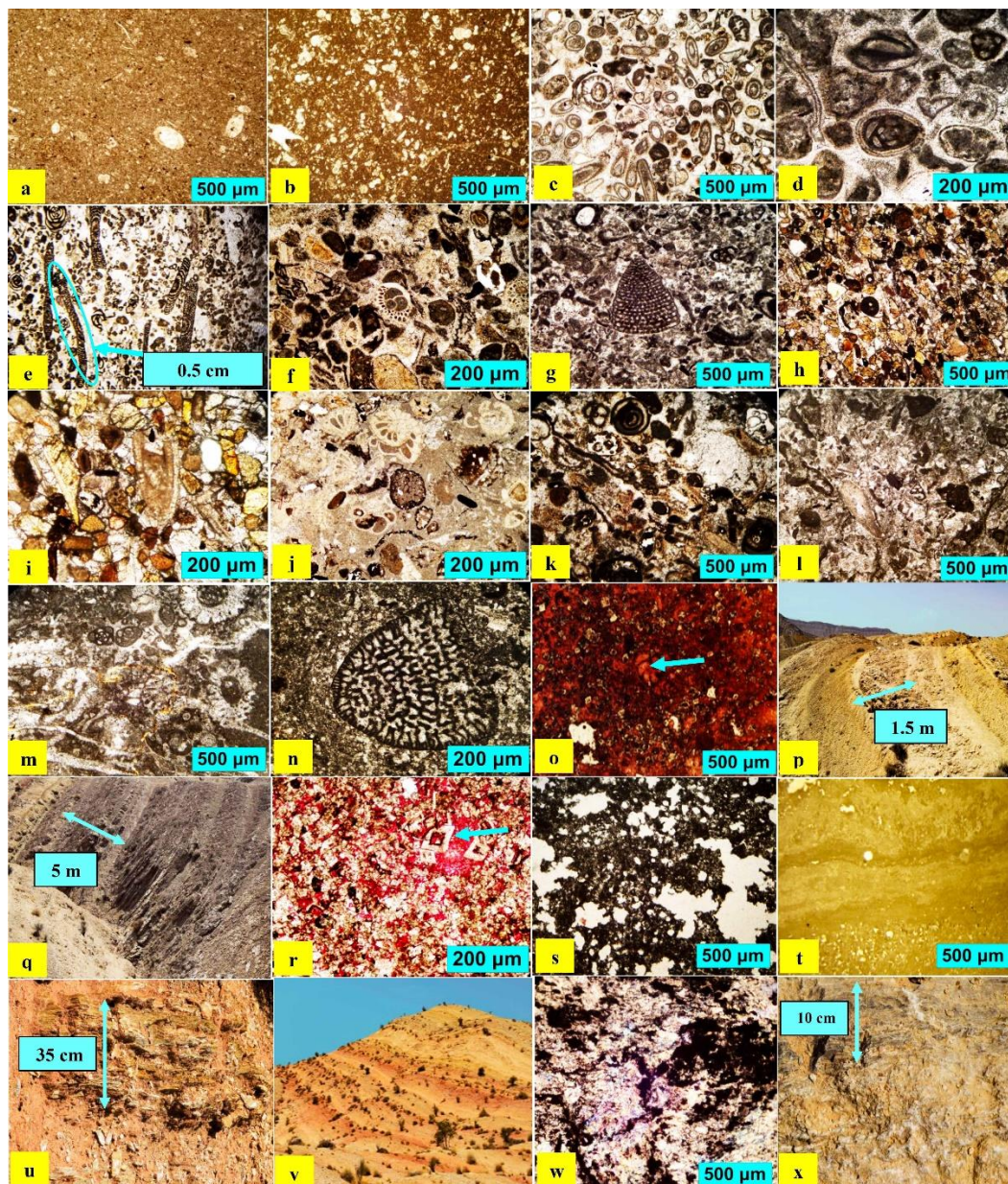
<sup>4</sup> Facies Belt Zone

<sup>5</sup> Algal bioclast grainstone



فلوگل (۲۰۱۰) و ریزرخساره استاندارد شماره SMF11 ویلسون (۱۹۷۵) است. این رخساره در کمربند رخساره‌ای شماره FZ6 ویلسون رسوب‌گذاری شده است (شکل ۳g).

ریزرخساره نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در یک محیط پرانرژی است. گسترش کمی و کیفی ریزرخساره B4 در برش‌های مورد مطالعه همانند ریزرخساره B3 است. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد شماره RMF27



شکل ۳. a) مادستون-وکستون بیوکلاستی پلاژیک، برش شاه‌نشین، نمونه شماره ۸، نور PPL b) پکستون بیوکلاستی پلاژیک‌دار، برش شاه‌نشین، نمونه شماره ۱۷، نور PPL c) گرینستون بیوکلاستی جلبک‌دار، برش بیضا، نمونه شماره ۵۶، نور PPL d) گرینستون بیوکلاستی اییددار، دانه اسکلتی میلیولید هسته‌ای را تشکیل داده است، برش بیضا، نمونه شماره ۸۹، نور PPL e) و f) گرینستون بیوکلاستی اریبتولیتس و روتالیادار، برش بیضا، نمونه‌های شماره ۱۰۴ و ۱۱۰، نور PPL g) گرینستون بیوکلاستی پلویید و اینتراکستدار، برش بیضا، نمونه شماره ۶۸، نور PPL h) و i) ماسه‌سنگ آهکی فسیل‌دار، خرده‌های اسکلتی جلبک، برش بیضا، نمونه‌های شماره ۹۹ و ۱۲۰، نور XPL j) پکستون بیوکلاستی روتالیادار، برش بیضا، نمونه شماره ۵۵، نور PPL k) پکستون بیوکلاستی میلیولیددار، برش بیضا، نمونه شماره ۶۶، نور PPL l) پکستون بیوکلاستی پلت و اینتراکستدار، برش بیضا، نمونه شماره ۷۷، نور PPL m) پکستون بیوکلاستی جلبک‌دار، برش بیضا، نمونه شماره ۱۲۰، نور PPL N) وکستون بیوکلاستی بنتونیک، برش صدر، نمونه شماره ۴۶، نور PPL o) وکستون بیوکلاستی دولومیتی شده، برش صدر، نمونه شماره ۱۲، نور PPL p) و q) لیتوفاسیس مارن خاکستری، سازند ساچون، برش سروستان دولومیت، برش صدر، نور PPL s) دولومادستون، برش سروستان، نمونه شماره ۴۴، نور PPL t) استروماتولیت باندستون، برش سروستان، نمونه شماره ۸۰، نور PPL u) لیتوفاسیس مارن قرمز، برش سروستان v) تناوب مارن قرمز و خاکستری، برش سروستان w) ژیبس، برش سروستان، نمونه شماره ۹۵، نور XPL x) لیتوفاسیس ژیبس، برش سروستان.

رخساره در حین دیاژنز به صورت پوشش هماتیته مشاهده می‌شود. این ریزرخساره در محیط رسوبی لاگون به سمت پشته‌های کریناته و شول رسوب‌گذاری شده است. این ریزرخساره عمدتاً در برش بیضا در تناوب با ریزرخساره‌های گروه سد به صورت سنگ‌آهک متوسط لایه رخنمون دارد. ریزرخساره C2 معادل ریزرخساره استاندارد شماره RMF27 فلوگل (۲۰۱۰) و ریزرخساره استاندارد شماره SMF18 ویلسون (۱۹۷۵) است. این رخساره در کمربند رخساره‌های شماره FZ6 ویلسون رسوب‌گذاری شده است (شکل ۳k).

**C3:** پکستون بیوکلاستی اینتراکلاست و پلت‌دار<sup>۴</sup>: این ریزرخساره از حدود ۳۵ درصد پلت، حدود ۱۰ درصد اینتراکلاست و بیش از ۱۵ درصد بیوکلاست در یک زمینه دانه‌پشتیبان تشکیل شده است. برخی از پلت‌ها به صورت پلیوید با ظاهر مبهم در زمینه رخساره مشاهده می‌شوند. در برخی نمونه‌های مشابه حضور خرده‌های اسکلتی نظیر میلیولید، روتالیا و بریوزوئر نشان از فونای خاص محیط لاگونی دارد. رخساره C3 عمدتاً در برش‌های سروستان و بیضا در تناوب با ریزرخساره‌های گروه سد به صورت سنگ‌آهک متوسط لایه رخنمون دارد. ریزرخساره C3 معادل ریزرخساره استاندارد شماره RMF27 فلوگل (۲۰۱۰) و ریزرخساره استاندارد شماره SMF18 ویلسون (۱۹۷۵) و در کمربند رخساره‌های شماره FZ7 و FZ8 ویلسون رسوب‌گذاری شده است (شکل ۳j).

**C4:** پکستون بیوکلاستی جلبک‌دار<sup>۵</sup>: این ریزرخساره شباهت زیادی به ریزرخساره B1 دارد با این تفاوت که بین آلوکم‌های اسکلتی جلبکی با فراوانی حدود ۵۵ درصد ماتریکس میکرایتی مشاهده می‌شود. در بعضی رخساره‌های مشابه درصد بیوکلاست جلبک سبز به حدود ۷۰ درصد حجم کل نمونه نیز می‌رسد. این رخساره در روی زمین به صورت آهک کالکارنایت متوسط تا ضخیم لایه به رنگ خاکستری و در قسمت میانی برش بیضا رخنمون دارد. ریزرخساره C4 معادل ریزرخساره استاندارد شماره RMF20 فلوگل (۲۰۱۰) و ریزرخساره استاندارد شماره SMF18 ویلسون (۱۹۷۵) و در کمربند رخساره‌های شماره FZ7 و FZ8 ویلسون رسوب‌گذاری شده است (شکل ۳m).

**B5:** ماسه‌سنگ آهکی فسیل‌دار: این ریزرخساره از حدود ۶۰ درصد دانه‌های آواری از جنس کوارتز و خرده‌سنگ در یک زمینه آهکی دانه‌ریز تشکیل شده است. جورشدگی دانه‌ها متوسط و در برخی نمونه‌های قطعاتی از خرده‌های اسکلتی نظیر خرده‌های جلبک نیز مشاهده می‌شود. این ریزرخساره در محدوده کمربند سدهای ماسه‌ای تشکیل می‌شود. ریزرخساره B6 در بخش پایینی برش بیضا در تناوب با رخساره‌های B2 و B3 مشاهده می‌شود (شکل‌های h۳ و i۳).

### ریزرخساره‌های کمربند رخساره‌ای لاگون<sup>۱</sup> C<sup>۱</sup>

**C1:** پکستون بیوکلاستی روتالیا‌دار<sup>۲</sup>: در این رخساره بیش از ۵۰ درصد دانه‌های اسکلتی در ماتریکس میکرایتی شناور هستند. از مهم‌ترین دانه‌های اسکلتی این ریزرخساره می‌توان به خانواده روتالیده اشاره کرد که مهم‌ترین فرایند دیاژنتیکی در آن‌ها آغستگی به هماتیت است. به طوری که رنگ آلوکم‌ها و در برخی موارد ماتریکس به رنگ قهوه‌ای تا قرمز مشاهده می‌شود. وجود روزنبران بنتونیک مانند خانواده میلیولیده در یک زمینه میکرایتی نشان از رسوب‌گذاری این ریزرخساره در شرایط لاگون با انرژی بالا نزدیک به سد دارد (ویلسون، ۱۹۷۵؛ فلوگل؛ ۲۰۱۰). آلوکم‌های اسکلتی کوچک با پوسته آهک هیالین به همراه خانواده میلیولیده در محیط‌های نسبتاً پرانرژی آب‌های کم‌عمق کمتر از ۳۰ متر در بخش داخلی پلتفرم در محیط لاگون نزدیک به سد (شول) زندگی می‌کنند (جیل، ۲۰۰۰). رخساره C1 عمدتاً در برش بیضا در تناوب با ریزرخساره‌های گروه سد به صورت سنگ‌آهک متوسط لایه رخنمون دارد. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد شماره RMF18 فلوگل (۲۰۱۰) و ریزرخساره استاندارد شماره SMF8 ویلسون (۱۹۷۵) است و در کمربند‌های رخساره‌های شماره FZ7 و FZ8 ویلسون رسوب‌گذاری شده است (شکل ۳j).

**C2:** پکستون بیوکلاستی میلیولید‌دار<sup>۳</sup>: خصوصیات این ریزرخساره شباهت زیادی به رخساره C1 داشته ولی عمده تشکیل‌دهنده دانه‌های اسکلتی از خانواده میلیولیده در یک زمینه میکرایتی است. قطر بعضی از دانه‌های اسکلتی به حدود نیم میلی‌متر نیز می‌رسد. فابریک دانه‌پشتیبان این

<sup>4</sup> Intraclast pellet bioclast foraminifera packstone

<sup>5</sup> Algal bioclast packstone

<sup>1</sup> Lagoon

<sup>2</sup> Rotalia bioclast packstone

<sup>3</sup> Miliolide bioclast packstone



در تناوب با مارن‌های قرمز در برش سروستان مشاهده می‌شوند (شکل‌های p۳ و q۳).

**ریزرخساره‌های کمر بند رخساره‌ای پهنه کشندی<sup>۹</sup> D<sup>۱</sup>**  
**D1: دولومادستون<sup>۱۰</sup>:** این رخساره دربرگیرنده پلویید در یک زمینه میکرایتی دولومیتی شده است. اندازه بلورهای دولومیت ریز و بافت موزاییکی آن گزوتوپیک است. از عناصر فرعی می‌توان به اکسید آهن اشاره کرد که در برخی نمونه‌ها میزان آن به ۱۵ درصد می‌رسد. تخلخل حفره‌ای (فابریک فنسترال) از ویژگی‌های مهم این ریزرخساره است. ریزرخساره D1 تقریباً در تمامی برش‌های مورد مطالعه مشاهده شده و معادل ریزرخساره استاندارد شماره RMF21 فلوگل (۲۰۱۰) و ریزرخساره استاندارد شماره SMF21 ویلسون (۱۹۷۵) است. این ریزرخساره در کمر بند رخساره‌ای شماره FZ9 ویلسون رسوب‌گذاری شده است (شکل ۵۳).

**D2: استروماتولیت باندستون<sup>۱۱</sup>:** این رخساره به صورت لامینه‌های تیره و روشن مشخص می‌شود و از به دام افتادن رسوب و یا چسبیدن آن به سیانوباکتری‌ها (جلبک‌های سبز-آبی) پدید آمده است. قالب کانی‌های تبخیری و فابریک چشم پرنده‌ای از ویژگی‌های بارز این رخساره است. استروماتولیت با دولومیت ریزبلور به همراه قالب کانی‌های تبخیری در محیط‌های هیپرسالین تشکیل می‌شوند. ریزرخساره D2 در برش‌های سروستان و بیضا در تناوب با ریزرخساره‌های وابسته به محیط لاگون مشاهده می‌شود. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد شماره RMF22 فلوگل (۲۰۱۰) و ریزرخساره استاندارد شماره SMF20 ویلسون (۱۹۷۵) است. این ریز رخساره در کمر بند رخساره‌ای شماره FZ9 ویلسون رسوب‌گذاری شده است (شکل ۴۳).

**D3: لیتوفاسیس مارن قرمز<sup>۱۱</sup>:** این رخساره در روی زمین به صورت مارن‌های قرمز رنگ با میان لایه‌های ژیبس مشاهده می‌شود. ضخامت متوسط این رخساره در طول برش سروستان متفاوت و بین ۱۰ تا ۳۰ متر متغیر است. در مقطع میکروسکوپی (نور پلاریزه) بلورهای ژیبس و انیدریت به صورت پور فیروتوپ‌های رشته‌ای مشاهده می‌شوند. رنگ قرمز این رخساره ناشی از وجود اکسید آهن

**C5: وکستون بیوکلاستی بنتونیک<sup>۶</sup>:** در این رخساره حدود ۳۵ درصد دانه‌های آلومک از خانواده میلیولیده، کریزالینیده، آلئولینیده و نومولیتیده وجود داشته که در برخی رخساره‌های مشابه میزان کمی و کیفی میکروفسیل‌ها متغیر است. به همراه آلومک‌های ذکر شده درصد کمی پلت و بعضاً اینتراکلت در زمینه‌ای میکرایتی شناور هستند. وجود آلومک‌های ذکر شده و زمینه میکرایتی دلالت بر رسوب‌گذاری این دسته رخساره‌ها در محیط نسبتاً آرام پشت سد یا لاگون دارد (فلوگل، ۲۰۱۰). در برخی نمونه‌های مشابه پدیده دیاژنتیکی دولومیتی شدن مشاهده می‌شود که درصد آن بین ۱۵ تا ۷۵ درصد متغیر است. در ستون‌های چینه‌نگاری برش‌های مورد مطالعه رخساره‌های تماماً دولومیتی تحت عنوان (C7) آورده شده است. فابریک مخرب در پدیده دولومیتی شدن باعث تخریب و محو ظاهر آلومک‌ها شده است و تشخیص نوع آلومک و محیط‌رسوبی آن را مشکل می‌سازد. فرایند دیاژنتیکی نئومورفیسیم به خوبی در نمونه مشهود است به طوری که سیمان اسپارایتی جایگزین صدف فسیل‌ها شده است. همچنین در برخی نمونه‌های مشابه در اطراف خرده‌های اکیوندرم رشد سیمان سین‌تکسیال مشاهده می‌شود. زاویه‌دار بودن بعضی از اینتراکلت‌ها نشان‌دهنده جابجایی کم و انرژی پایین محیط تشکیل است ریزرخساره C5 معادل ریزرخساره استاندارد شماره RMF18 فلوگل (۲۰۲۰) و ریزرخساره استاندارد شماره SMF8 ویلسون (۱۹۷۵) است. این رخساره در کمر بند رخساره‌ای شماره FZ7 و FZ8 ویلسون (۱۹۷۵) رسوب‌گذاری شده است (شکل‌های n۳، o۳ و r۳).

**C6: لیتوفاسیس مارن خاکستری<sup>۷</sup>:** این رخساره در روی زمین به صورت مارن‌های خاکستری رنگ به ضخامت بین ۱۰ تا ۲۰ متر با میان لایه‌های آهک دولومیتی شده مشاهده می‌شود. به علت مقاومت کم این لایه‌ها در برابر فرسایش لایه‌های موجود به صورت تپه‌ماهوری دارای آبراهه‌های شاخه‌ای مشاهده می‌شوند. رنگ خاکستری متمایل به سبز کمرنگ این رخساره می‌تواند ناشی از رسوب‌گذاری آهن فرو و مواد آلی در شرایط احیایی باشد (چوکت، ۱۹۸۳). مارن‌های خاکستری رنگ سازند ساچون

<sup>9</sup> Dolomudstone

<sup>10</sup> Stromatolite boundstone

<sup>11</sup> Red Marl lithofacies

<sup>6</sup> Benthonic bioclast foraminifera wackestone

<sup>7</sup> Gray marl lithofacies

<sup>8</sup> Tidal Flat

رخساره‌ها در زمان بالا بودن سطح آب دریا و در حین عملکرد فرایند Highstand Shedding تشکیل شده‌اند.

#### رخساره‌های میکروسکوپی پلاژیک سازند پابده

**A1- لیتوفاسیس شیل تیره<sup>۱۲</sup>:** این رخساره از گل آهکی تشکیل شده و از تناوب گلسنگ آهکی و شیل خاکستری تیره ساخته شده است. رخساره شیل به علت داشتن مواد آلی دارای رنگ خاکستری تیره است. آشفستگی زیستی از ویژگی‌های دیگر این رخساره است. رخساره گلسنگ/شیل تیره در روی زمین در تناوب با رخساره شیل آهکی به صورت نازک لایه و ترد و شکننده مشاهده می‌شود (شکل a۴ و j۴).

**A2 - مادستون-وکستون بیوکلاستی پلاژیک<sup>۱۳</sup>:** در این رخساره بین ۱۰ تا ۳۵ درصد آلوم اسکلته از خانواده گلوبیژرینیده و گلوبوروتالیده در یک زمینه میکربیتی شناور است. این رخساره در محیط کم انرژی دریای باز نهشته شده و در روی زمین به صورت شیل خاکستری تا تیره نازک تا متوسط لایه دیده می‌شود. دانه‌های اسکلته بیشتر از خانواده گلوبیژرینیده و گلوبوروتالیده هستند. خمیره این رخساره از جنس میکرایتی تیره بوده و در بعضی از رخساره‌های مشابه درصد کمی پلت نیز یافت می‌شود. آشفستگی زیستی و جهت‌یافتگی آلوم‌ها از ویژگی‌های دیگر این رخساره به شمار می‌رود. این رخساره در روی زمین در برش شاه‌نشین به صورت آهک پلاژیک نازک تا متوسط لایه به رنگ خاکستری رخنمون دارد (شکل‌های b۴ و c۴).

**A3- پکستون بیوکلاستی پلاژیک<sup>۱۵</sup>:** در این رخساره بیش از ۵۰ درصد بیوکلاست از خانواده گلوبیژرینیده و گلوبوروتالیده دیده می‌شود. خمیره این رخساره از جنس میکربیت تیره بوده و در بعضی از رخساره‌های مشابه درصد کمی پلت نیز یافت می‌شود. آشفستگی زیستی و جهت‌یافتگی آلوم‌ها نیز از ویژگی‌های دیگر این رخساره به شمار می‌رود. این رخساره در روی زمین به صورت آهک پلاژیک نازک تا متوسط لایه به رنگ خاکستری رخنمون دارد (شکل d۴).

**A4- پکستون بیوکلاستی گلوبیژرین‌دار حاوی گلوکونیت<sup>۱۶</sup>:** در این رخساره بالغ بر ۵۰ درصد حجم کل

فریک رسوب‌گذاری شده در محیط اکسیدان است (چوکت، ۱۹۶۸). تناوب مارن قرمز با میان لایه‌های ژپس و انیدریت حاکی از رسوب‌گذاری این رخساره در محیط لاگون کم‌عمق دارد (فلوگل، ۲۰۱۰)، (شکل‌های u۳ و v۳).

**D4: ژپس<sup>۱۷</sup>:** رخساره‌های تخییری نظیر ژپس بیشتر در محیط‌های بالای پهنه جزرومدی به نام سبنا نهشته می‌شوند (وارن، ۲۰۰۶). فراوانی ژپس و انیدریت نشان دهنده تشکیل در شرایط آب و هوایی خشک تا نیمه‌خشک مانند سبخای ساحلی جنوب خلیج فارس است (فلوگل، ۲۰۱۰). این رخساره بدون هر گونه عناصر اسکلتی و غیراسکلته است. در هنگام تدفین تا اعماق بیش از چند صدمتری، تمام سولفات کلسیم موجود به صورت انیدریت است. در برش میکروسکوپی انیدریت دارای بیرفرنژانس متوسط، برجستگی بالا و سیستم بلوری آن ارتورومبیک بوده و تنوع بافتی زیاد از ویژگی‌های این کانی محسوب می‌گردد. از بافت‌های شاخص انیدریت می‌توان به بافت توری قفس مرغی، اندرولیتیک و نودولی اشاره کرد. معمولاً بلورهای انیدریت موجود در داخل نودول‌ها عمدتاً به صورت دانه‌ریز و یا سوزنی هستند و اندازه آن‌ها بندرت از چند میلی‌متر تجاوز می‌کند. محیط تشکیل این نوع بافت سبنا است. چنانچه انیدریت به صورت بافت توده‌ای نودولی ریزبلور به صورت جانیشینی تشکیل شود دارای منشأ دیاژنتیکی بوده و نباید در تفسیر محیط رسوبی مورد استفاده قرار گیرد (لوسیا، ۲۰۰۷). همراهی نودول‌ها با رخساره‌های استروماتولیتی، دولومادستون‌ها و شکستگی و قطع شدن آن‌ها توسط استیلولیت، همگی بیانگر تشکیل آن‌ها در طی مراحل اولیه دیاژنز است (وارن، ۲۰۰۶)، (شکل‌های w۳ و v۳).

#### رخساره‌های شناسایی شده سازند پابده

مطالعه دقیق نمونه‌های میکروسکوپی و صحرایی سازند پابده نشان داد که رخساره‌های شناسایی شده در سازند پابده همگی مربوط به بخش عمیق دریا است و این رخساره‌ها را می‌توان به دو دسته رخساره‌های پلاژیک و آهک‌های دوباره نهشته شده تقسیم‌بندی کرد. آهک‌های دوباره نهشته شده به صورت بین لایه‌ای (بین انگشتی) با رخساره‌های پلاژیک در روی زمین دیده می‌شوند. این

<sup>15</sup> Pelagic bioclast packstone

<sup>16</sup> Glauconitic pelagic bioclast foraminifera packstone

<sup>12</sup> Gypsum

<sup>13</sup> Dark shale

<sup>14</sup> Pelagic bioclast mudstone

**A8-پکستون بیوکلاستی بنتولایژیک<sup>۲۱</sup>:** در این رخساره نزدیک به ۶۰ درصد آلوکم اسکلتی از خانواده نومولیتیده، دیسکوسیکلینیده و آلوئولینیده (بین ۳۰ تا ۶۰٪) به همراه خانواده گلوبیژرینیده (۱۰ تا ۱۵٪) در یک زمینه میکرایتی یافت می‌شود. اندازه دانه‌های اسکلتی بین ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر متغیر است. این رخساره در درون زمین به صورت سنگ‌آهک متوسط تا ضخیم لایه به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شود (شکل‌های i۴ و k۴).

### تفسیر رخساره‌های میکروسکوپی

#### تفسیر رخساره‌های کمر بند دریای باز

در این کمر بند رسوب‌گذاری در آب با عمق چند ده متر تا صد متر اکسیژن‌دار و شوری معمول صورت می‌گیرد. میزان انرژی در این ناحیه پایین می‌باشد و صدف میکروفسیل‌های پلانکتون در یک زمینه میکرایتی دیده می‌شود که نشان‌دهنده محیط آرام و کم انرژی است. بودن بیوکلاست‌های پلانکتون وابسته به دریایی ژرف، نبود جلبک قرمز و میکریت فراوان نشانگر رسوب‌گذاری این گروه رخساره‌ای در محیط دریایی ژرف است (لاسمی، ۱۹۹۵؛ ویلسون، ۱۹۷۵؛ جیل، ۲۰۰۰؛ و برناس، ۲۰۰۲). رخساره‌های A1 الی A4 در این کمر بند نهشته شده‌اند. وجود بیوکلاست‌های بنتونیک نظیر خانواده میلیولیده و نومولیتیده در رخساره‌های آهک دوباره نهشته شده (رخساره‌های شماره A5 تا A8) نشانگر رسوب‌گذاری در محیط پلتفرمی می‌باشد. بین لایه‌ای بودن رخساره‌های توربیدیتی و رخساره‌های پلاژیک و مخلوط بودن دانه‌های پلانکتونیک و بنتونیک در آهک‌های دوباره نهشته شده نشان‌دهنده نرخ بالای رسوب‌گذاری و ایجاد جریان‌های توربیدیتی و ریزش کربنات از بخش حاشیه پلتفرم با شیب تند و نهشته شدن آن در بخش عمیق دریا است (لاسمی، ۱۹۹۵؛ برناس و دیگران، ۲۰۰۲). رخساره‌های عمیق سازند پابده با رخساره‌های عمیق سازندهای مزدوران و چمن‌بید (لاسمی، ۱۹۹۵؛ و عسکری و لاسمی، ۱۹۹۷)، سازند مبارک (لاسمی و مصدق، ۱۳۷۸)، سازند سروک (لاسمی و کاووسی، ۱۳۸۴) و رخساره‌های دور از پلتفرم باهاماس (بردمن و نیومن، ۱۹۸۴؛ ویلبر و همکاران، ۱۹۹۴).

نمونه از بیوکلاستی‌های پلانکتونیک تشکیل شده است که در یک زمینه میکرایتی شناور هستند. رخساره ذکر شده حاوی ۵ تا ۱۰ درصد کانی گلوکونیت است. این رخساره در مطالعات صحرایی به صورت شیل آهکی نازک تا متوسط لایه به رنگ خاکستری روشن رخمون دارد (شکل e۴).

#### رخساره‌های آهک‌های دوباره نهشته شده<sup>۱۷</sup>

**A5-گرینستون بیوکلاستی جلبک قرمزدار<sup>۱۸</sup>:** در این رخساره حدود ۳۵ درصد آلوکم اسکلتی از نوع جلبک قرمز و میلیولیده در یک زمینه اسپارایتی دیده می‌شود. اندازه متوسط آلوکم‌ها حدود نیم میلی‌متر می‌باشد. در رخساره مورد نظر حدود ۱۰ درصد اینتراکلاست نیز دیده می‌شود. این رخساره در درون زمین به صورت سنگ‌آهک متوسط تا ضخیم لایه گسترش دارد (شکل f۴).

**A6-پکستون بیوکلاستی اینتراکلاست‌دار<sup>۱۹</sup>:** این رخساره بیش از ۵۰ درصد حجم کل نمونه را آلوکم‌هایی نظیر خانواده نومولیتیده، میلیولیده و درصد کمی فسیل پلانکتون تشکیل داده است. همچنین به همراه دانه‌های اسکلتی بین ۱۵ تا ۲۰ درصد اینتراکلاست در اندازه بیش از ۱ میلی‌متر و کمی پلت یافت می‌شود. این رخساره در روی زمین به صورت سنگ‌آهک کالکارنیت متوسط تا ضخیم لایه رخمون دارد (شکل g۴).

**A7-وکستون-پکستون بیوکلاستی نومولیت‌دار<sup>۲۰</sup>:** در این رخساره بیوکلاستی‌هایی از خانواده نومولیتیده و میلیولیده در یک زمینه میکرایتی مشاهده می‌شود. درصد بیوکلاست‌ها بین ۳۰ تا ۵۰ درصد در نوسان است. اندازه برخی از دانه‌های اسکلتی نظیر جنس نومولیت تا ۱/۵ میلی‌متر نیز می‌رسد در بعضی نمونه‌های مشابه درصدی از رخساره بین ۱۰ تا ۲۵ درصد دولومیتی شده است. همچنین حدود ۵ تا ۱۰ درصد فسیل‌های پلانکتون نظیر خانواده گلوبیژرینیده و گلوبروتالیده نیز در نمونه دیده می‌شود. این رخساره در شیب قاره به صورت آهک توربیدیتی در منطقه عمیق دریا نهشته شده و به صورت بین لایه‌ای با آهک‌های پلاژیک و شیل‌ها دیده می‌شود. این رخساره در روی زمین به صورت سنگ‌آهک متوسط تا ضخیم لایه به رنگ خاکستری روشن رخمون دارد (شکل h۴).

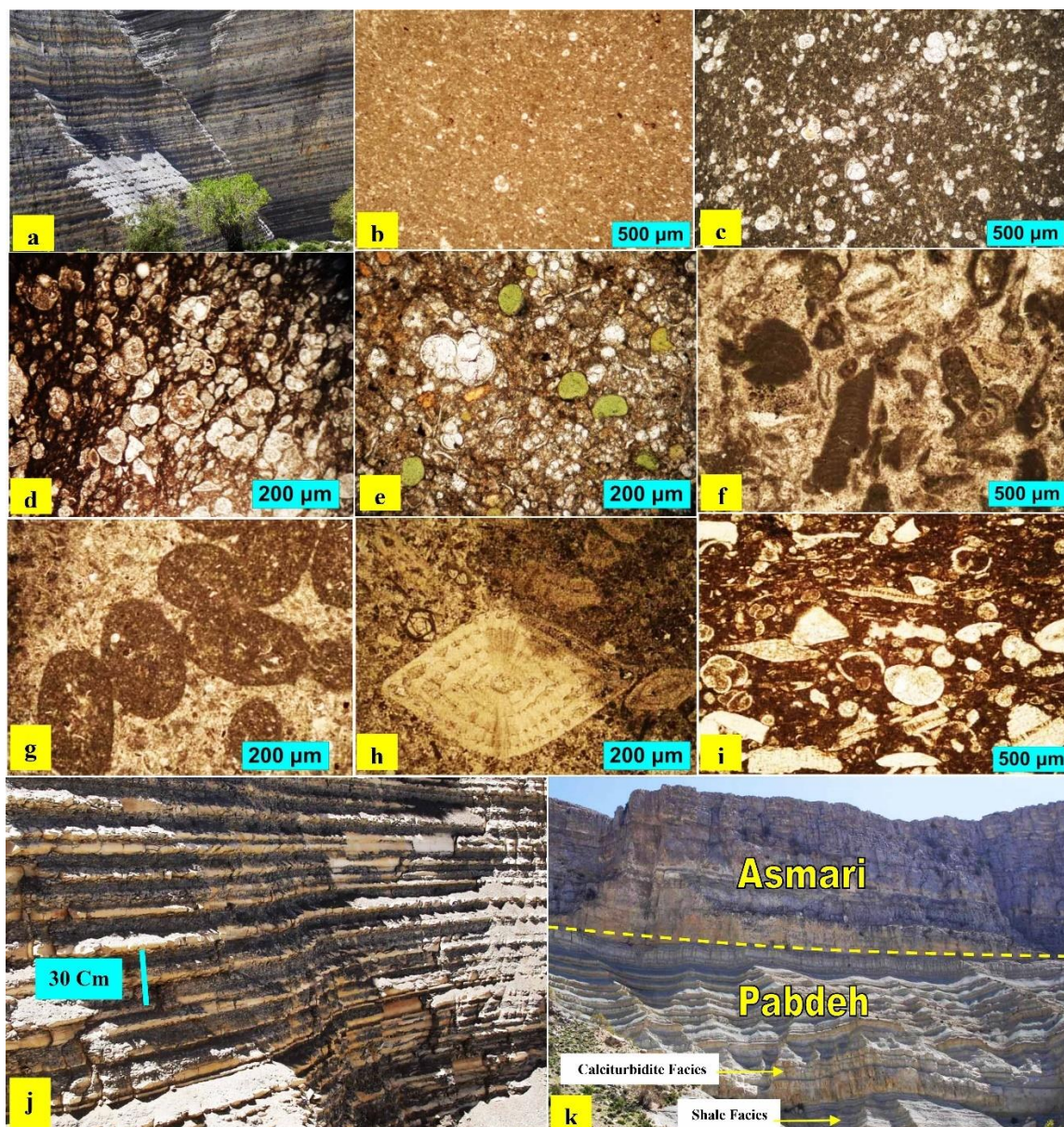
<sup>20</sup> Nummulites bioclast wackestone

<sup>21</sup> Benthopelagic bioclast packstone

<sup>17</sup> Calciturbidite Microfacies

<sup>18</sup> Red algae bioclast foraminifera grainstone

<sup>19</sup> Intraclastic bioclast packstone



شکل ۴. a) (لیتوفاسیس شیل تیره b) مادستون-و کستون بیوکلاستی پلاژیک، برش شاه‌نشین، نمونه‌های شماره ۶۵ و ۵۵، نور PPL c) و کستون بیوکلاستی پلاژیک، برش شاه‌نشین، نمونه شماره ۶۴، نور PPL d) پکستون بیوکلاستی پلاژیک، برش شاه‌نشین، نمونه شماره ۴۴، نور PPL e) پکستون بیوکلاستی گلوبیژرین‌دار حاوی گلوکونیت، برش شاه‌نشین، نمونه شماره ۷۰، نور PPL f) گرینستون بیوکلاستی جلبک قرمزدار، برش شاه‌نشین، نمونه شماره ۹۷، نور PPL g) پکستون بیوکلاستی اینتراکستدار، برش شاه‌نشین، نمونه شماره ۹۹، نور PPL h) (و کستون-پکستون بیوکلاستی نومولیت‌دار، برش شاه‌نشین، نمونه شماره ۱۰۰، نور PPL i) پکستون بیوکلاستی بنتوپلاژیک، برش شاه‌نشین، نمونه شماره ۱۰۵، نور PPL j) (تناوب شیل تیره و شیل آهکی، رخساره‌ی شیل و آهک‌های توربیدیتی سازند پابده و مرز آن با سازند آسماری، برش شاه‌نشین.

#### تفسیر رخساره‌های کمر بند سد

در این کمر بند رخساره‌های B1 الی B5 نهشته شده‌اند. در این کمر بند میزان انرژی متوسط تا بالا است و به شستشوی رسوب می‌انجامد. نبود گل آهکی و اندازه بزرگ آلوکم‌های اسکلتی نشان از رسوب‌گذاری در منطقه با انرژی بالا و کمر بند رخساره‌ای سدی است. انرژی بالای محیط در این کمر بند سبب شستشوی میکرایتی و تبدیل آن به سیمان اسپاریتی می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰).

#### تفسیر رخساره‌های کمر بند لاگون

لاگون و حوضچه‌های جدا افتاده از دریا (توسط سد) معمولاً دارای چرخش آب محدود و آب شور هستند. شوری و میزان اکسیژن در این محیط متغیر است و رسوبات تشکیل شده در این نواحی اغلب کربناته می‌باشد که پلویید فراوان‌ترین اجزاء تشکیل دهنده محسوب می‌شود (ویلسون، ۱۹۷۵). رخساره‌های C1 الی C6 در این کمر بند رخساره‌های تهنشین شده‌اند. دانه‌های تشکیل دهنده این رخساره‌ها را



اینترتایدال نهشته شده است. فابریک چشم پرنده‌ای در رخساره D2 گواهی بر رسوب‌گذاری این رخساره در پهنه جزرومدی است (شین، ۱۹۸۳). رخساره استروماتولیت خاص محیط بین جزرومدی است (فلوگل، ۲۰۰۴). استروماتولیت باندستون با دولومیت ریزبلور به همراه قالب کانی‌های تبخیری در محیط‌های هیپرسالین بین حد جزرومد تشکیل می‌شوند. استروماتولیت یک رسوب لامینه‌دار است که معمولاً در اثر به تله افتادن و به هم متصل شدن ذرات رسوبی توسط سیانو باکتری‌ها یا جلبک‌های سبز-آبی که ساختمان لزج و بافت رشته‌ای دارند به وجود می‌آید. استروماتولیت‌های سازند ساچون با استروماتولیت‌های خلیج فارس که در محیط بین جزرومد حفظ می‌شوند مشابه است (شین، ۱۹۸۳). در رخساره‌های D1 و D2 رسوبات تبخیری با ساختارها و بافت‌های متفاوت مشاهده می‌شوند. رسوبات تبخیری موجود در کمر بند رخساره‌ای بالای مد در سازند ساچون نشان‌دهنده آب‌وهوای گرم و خشک است. نودول‌های انیدریت در بخش میانی و تبخیری‌های لایه‌لایه در بخش بالایی شاخص محیط سبخای ساحلی (ناحیه بالای مد) هستند (شین، ۱۹۸۳). در محیط بالای مد و یا اینترتایدال بالایی رسوب‌گذاری ممتد انیدریت باعث تشکیل نودول‌های انیدریت می‌شود (فلوگل، ۲۰۰۴). رخساره D3 (مارن قرمز) به همراه بین لایه‌های رسوبات تبخیری ژپس و انیدریت نیز مربوط به محیط بالای مد است. رسوبات تبخیری عمدتاً در تناوب با مارن و رس‌های رنگین قرار می‌گیرند. رنگ قرمز این رسوبات نشان‌دهنده شرایط اکسیدان و یا خروج از آب رسوبات به مدت طولانی است (چوکت، ۱۹۸۳). اشباع‌شدگی بالای دولومیت در منطقه سبخا منجر به رشد بلورهای دولومیت با هسته‌زایی زیاد می‌شود و لذا دولومیت‌های ریزبلور به صورت اولیه تشکیل می‌شوند (سیلی و گرگ، ۱۹۸۷). رخساره‌های تبخیری ژپس (D4) بیشتر در محیط‌های بالای پهنه جزرومدی به نام سبخا نهشته می‌شوند (وارن، ۲۰۰۶).

### چینه‌نگاری سکانسی

چینه‌نگاری سکانسی دانش نوینی است که با بررسی رخساره‌های رسوبی، تشخیص محیط‌های رسوبی و تغییرات عمودی آن‌ها، رسوبات یک حوضه را به سکانس‌هایی که میان ناپیوستگی و یا پیوستگی‌های هم‌ارز

روزنبرانی از خانواده میلیولیده، روتالیده و جلبک‌ها و دانه‌های غیراسکلتی عمدتاً پلت و اینتراکلت تشکیل می‌دهند. شواهد موجود در این رخساره‌ها از جمله زمینه میکرایتی، فراوانی روزنبران کفزی خاص محیط لاگون مانند خانواده روتالیده و میلیولیده، مقایسه و تطابق آن‌ها با رخساره‌های استاندارد حاکی از تنه‌نشست این گروه از رخساره‌ها در محیط تالاب است (ویلسون، ۱۹۷۵؛ جیل، ۲۰۰۰؛ فلوگل، ۲۰۱۰). محل تشکیل رسوبات شیل/مارن‌های خاکستری، سبز و کرم‌رنگ را به دلیل نبود وجود نشانه‌های خروج از آب مثل ترک‌های گلی، رنگ آن‌ها و قرارگیری در زیر چرخه‌های رسوبی به سمت بالا کم‌عمق شونده، باید وابسته به محیط تالاب دانست. وجود آلوکم اسکلتی نظیر خانواده میلیولیده و نومولیتیده و آلوکم‌های غیراسکلتی نظیر اینتراکلت و پلت نشانگر رسوب‌گذاری در یک محیط آرام پشت سد می‌باشد که در رخساره‌های C1، C4 و C5 مربوط به محیط لاگون مشاهده می‌شوند (ویلسون، ۱۹۷۵؛ تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوگل، ۲۰۰۰؛ لاسمی، ۱۳۷۹). در رخساره‌های C2 و C5 با وجود اینکه بافت اولیه در اثر فرآیند دولومیتی شدن تقریباً از بین رفته ولی اثرهای به‌جامانده از بافت اولیه و نوع و فراوانی آلوکم یافت شده از قبیل فسیل میلیولیده، پلت و اینتراکلت گواه بر این است که این رخساره در یک محیط کم‌عمق لاگونی به سمت ساحل نهشته شده است (لاسمی، ۱۳۷۹). لیتوفاسیس مارن خاکستری (C6) حاوی آثاری از فرامینفرهایی نظیر خانواده میلیولیده و قطعات گاستروپود است که خود شاهدهی بر تنه‌نشست این لایه‌ها در محیط لاگون است (جیل، ۲۰۰۰)، همچنین رنگ خاکستری متمایل به سبز می‌تواند ناشی از اکسید آهن فرو، حضور مواد آلی و شرایط احیایی محیط لاگون باشد (چوکت، ۱۹۷۹؛ بادناس و همکاران، ۲۰۱۰؛ هلاکویی و همکاران، ۱۳۸۹).

### تفسیر رسوبات کمر بند رخساره‌ای پهنه کشندی

در این کمر بند سنگ‌شناسی غالب دولومیت ریزبلور به همراه ژپس و انیدریت و استروماتولیت می‌باشد. موجودات زنده بندرت در این محیط یافت می‌شوند. این محیط به‌طور کلی به دو بخش سوپراتایرال (فرا جزرومدی) و اینترتایدال (بین حد جزرومد) تقسیم می‌شود. در رخساره D1 به علت دانه‌ریز بودن دولومیت‌ها و وجود اثرات پلوییدها (شبه پلت) این رخساره در یک محیط

سازندهای ساچون، پابده و جهرم از لحاظ تغییرات عمودی رخساره‌های میکروسکوپی است تا بتوان با تعیین مرز سکانس‌ها و مجموعه رخساره‌ها منحنی تغییرات نسبی سطح آب دریا را در ناحیه مورد مطالعه مشخص کرده، تا بتوان در مطالعات جامع و تحلیل حوضه رسوبی زاگرس در منطقه مورد مطالعه و پالئوژئوگرافی مفید واقع شود.

### چینه‌نگاری سکانسی برش بیضا

برش بیضا در ناحیه مورد مطالعه با ضخامت ۴۸۵ متر سازندهای پابده، ساچون (بخش قربان) و جهرم را در برمی‌گیرد. بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی منجر به شناسایی ۳ سکانس رسوبی رده سوم در این برش گردید. برش کمکی صدرا در نزدیکی برش بیضا از لحاظ چینه‌نگاری سکانسی سه سکانس رسوبی درجه سوم را در برمی‌گیرد. (شکل ۶c).

**DS1: سکانس رسوبی اول:** ضخامت این سکانس ۱۸۰ متر و بخش‌هایی از سازندهای پابده و بخش قربان از سازند ساچون را در برمی‌گیرد. دسته رخساره TST با ضخامت ۵۰ متر شیل و مارن‌های سازند پابده را شامل شده و دسته رخساره HST این سکانس با ضخامت ۱۳۰ متر از آهک‌های جلبکی هوازده و هماتیته شده بخش قربان تشکیل شده است. عمده رخساره‌های میکروسکوپی مشاهده شده در این دسته رخساره پکستون و گرینستون‌های بیوکلاستی حاوی میکروفسیل‌هایی نظیر *Orbitolites shirazienensis* و جلبک‌ها هستند (شکل‌های ۵ و ۶a).

**DS2: سکانس رسوبی دوم:** سکانس رسوبی دوم با ضخامت ۱۹۰ متر با مرز سکانسی نوع دوم بر روی سکانس رسوبی اول قرار داشته و بخش بالایی سازند ساچون (بخش قربان) و بخش‌های پایینی سازند جهرم را در برمی‌گیرد. دسته رخساره TST این سکانس رسوبی با ضخامت ۴۵ متر از آهک‌های نازک تا متوسط لایه بعضاً دولومیتی شده تشکیل شده و دسته رخساره HST با ضخامت ۱۴۵ متر از آهک‌های دولومیتی و دولومیت‌های هوازده تشکیل شده است. این دسته رخساره در روی زمین به صورت لایه‌های آهک دولومیتی به شدت هوازده به رنگ قرمز رخنمون دارد (شکل‌های ۵ و ۶b).

قرار دارد، تقسیم می‌کند. سکانس<sup>۱</sup> (DS) واحد اصلی چینه‌نگاری سکانسی است که مرز بالا و پایین آن هنگام یک چرخه اصلی بالا و پایین آمدن سطح نسبی دریا پدیدار شده است. سکانس از نظر زمانی هم‌ارز چرخه رسوبی رده سوم است که از شماری فراوان چرخه‌های کم‌عمق شونده کوچک مقیاس یا پاراسکانس تشکیل شده است (لاسمی، ۱۳۷۹). چینه‌نگاری سکانسی بخشی از رسوبات یک حوضه را بررسی می‌کند که از لحاظ ژنتیکی با هم مرتبط است و با ناپیوستگی یا پیوستگی هم‌ارز از هم جدا می‌شود. این علم نهشته‌های یک حوضه رسوبی را به سکانس‌های رسوبی که بین ناپیوستگی‌ها یا پیوستگی‌های هم‌ارز آن‌ها قرار دارند تقسیم می‌کند (امری و مایرز، ۱۹۹۶).

به‌طور کلی سطح ناپیوستگی لایه‌های جوان‌تر را از لایه قدیمی‌تر جدا می‌کند که خود بر دو نوع است، ناپیوستگی نوع ۱: که اندازه پایین‌افتادگی سطح آب دریا بیش از فرونشینی حوضه در حاشیه فلات قاره است و ناپیوستگی نوع ۲: که آهنگ پایین افتادن سطح آب دریا کند می‌باشد و سطح آب دریا تا بخش میانی فلات قاره پایین می‌افتد. هر سکانس رسوبی به سه دسته رخساره‌های<sup>۲</sup> قابل تقسیم است که هر دسته وابسته به بخش ویژه‌ای از منحنی تغییرات سطح دریاست. بخش زیرین هر سکانس دربرگیرنده دسته رخساره پایین‌ترین سطح آب دریا<sup>۳</sup> (LST) است که عمدتاً شامل رخساره‌های قاره‌ای است. بخش میانی هر سکانس دربرگیرنده رخساره‌های پیشرونده<sup>۴</sup> (TST) است که در زمان پیشروی آب دریا تشکیل می‌شوند بخش بالایی هر سکانس نیز از دسته رخساره‌های مربوط به سکون نسبی آب دریا یا آغاز پایین افتادن آب دریا<sup>۵</sup> (HST) تشکیل شده است. در مطالعات چینه‌نگاری سکانسی از منابعی نظیر (ویل و همکاران، ۱۹۷۷؛ ون و گونر و همکاران، ۱۹۸۸؛ هاک و همکاران، ۱۹۸۸؛ امری و مایرز، ۱۹۹۶؛ لاسمی، ۱۳۷۹؛ لاسمی و عسکری، ۱۹۹۷؛ لاسمی، ۱۹۹۵؛ ابرلی، ۱۹۹۶؛ برناس، ۲۰۰۰؛ محبوبی و همکاران، ۲۰۰۱؛ شارلاند و همکاران، ۲۰۰۱؛ ون‌بوخم و دیگران، ۲۰۰۲؛ بردمن و نیومن، ۲۰۰۲؛ محسنی، ۲۰۰۴ و زهدی و همکاران، ۲۰۱۳؛ دارایی و همکاران، ۲۰۱۵؛ میرزایی محمودآبادی، ۱۴۰۱؛ میرزایی محمودآبادی، ۲۰۲۰ و ۲۰۲۱). هدف از انجام این بخش از تحقیق مطالعه

<sup>۴</sup> Transgressive systems tract

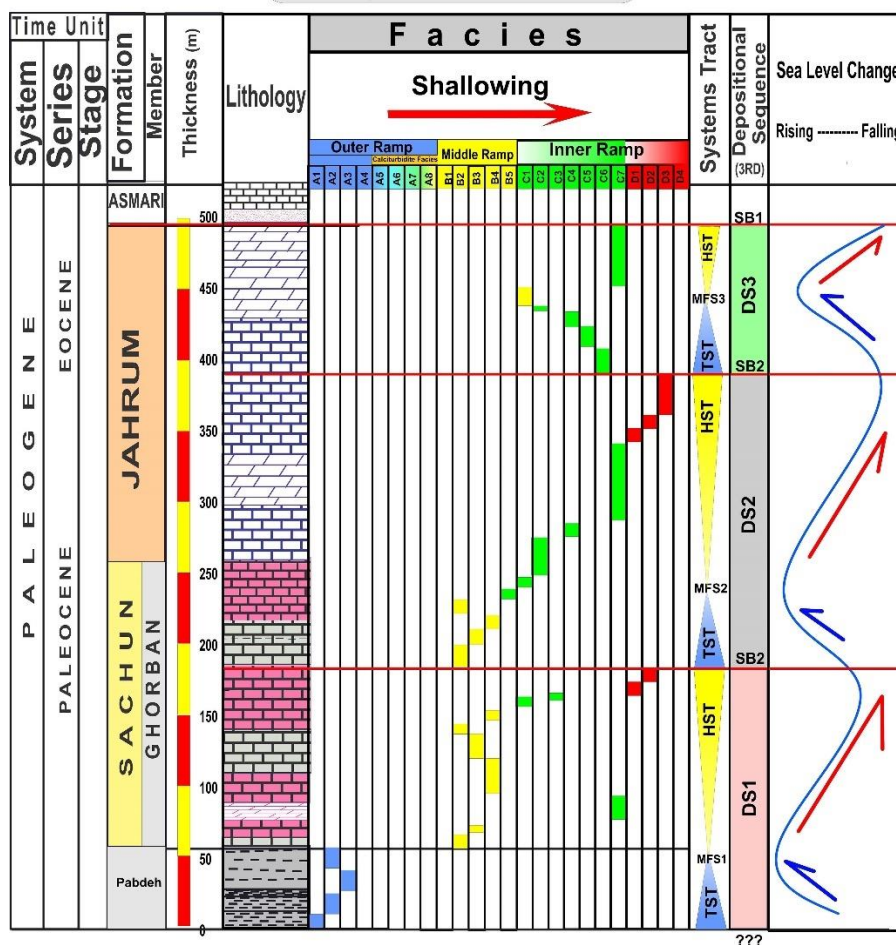
<sup>۵</sup> Highstand systems tract

<sup>۱</sup> Depositional sequence

<sup>۲</sup> systems tract

<sup>۳</sup> Lowstand systems tract

## Beyza Section



شکل ۵. ستون چینه‌نگاری سکansı برش بیضا

چهارم را در برمی‌گیرد. مرز بالایی این برش به صورت فرسایشی در زیر سازند رازک خاتمه می‌یابد. سازند ساچون با رخساره مارنی-تبخیری و ضخامت حدود ۵۰۰ متر می‌تواند به‌عنوان دسته رخساره تراز پایین افتادگی سطح آب دریا FSST در مقیاس سکانس رده دوم<sup>۱</sup> در نظر گرفته شود (کاتونینو، ۲۰۰۶).

**DS1: سکانس رسوبی اول:** این سکانس با ضخامت ۲۱۲ متر بخش‌های پایینی سازند ساچون را در برگرفته و از دسته رخساره TST، HST و FSST تشکیل شده است. دسته رخساره TST با ضخامت ۸۴ متر با پیشروی مارن‌های خاکستری‌رنگ با میان لایه‌های آهک دولومیتی مربوط به محیط رسوبی لاگون عمیق‌تر بر روز مرز ناپیوسته بین سازندهای تارپور و ساچون مشخص می‌شود. دسته رخساره HST با رخساره مارن قرمز رنگ با میان لایه‌های ژپس و دولومیت مربوط به محیط رسوبی لاگون کم‌عمق

**DS3: سکانس رسوبی سوم:** سکانس رسوبی سوم با ضخامت ۱۱۵ متر بخش‌های بالایی سازند جهرم در برش مورد مطالعه را شامل می‌شود. دسته رخساره TST از آهک و آهک‌های دولومیتی با لایه‌بندی متوسط تا ضخیم لایه و دسته رخساره HST از لایه‌های ضخیم و توده‌ای دولومیت و آهک‌های دولومیتی به شدت هوازده تشکیل شده است. این سکانس با مرز فرسایشی از نوع اول SB1 در زیر سازند آسماری خاتمه می‌یابد (شکل‌های ۵ و ۶a).

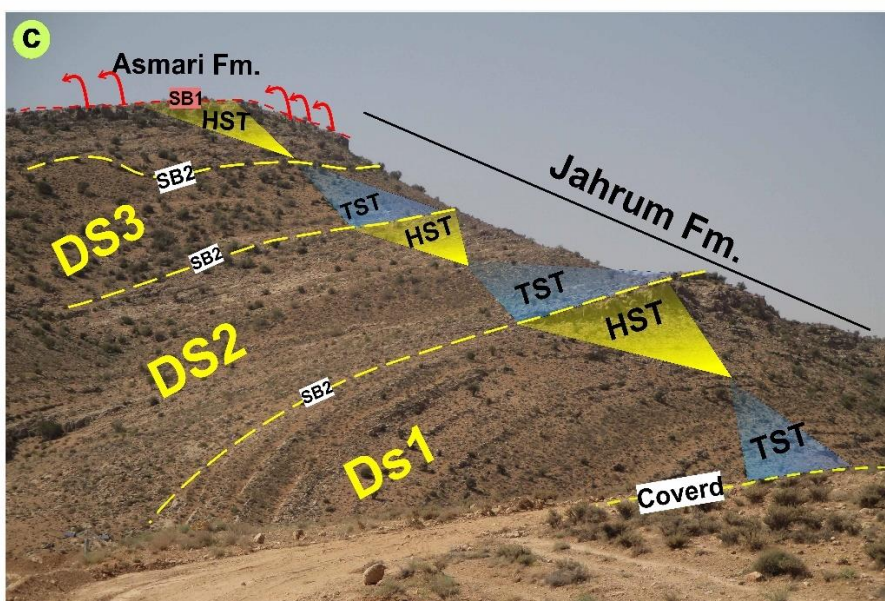
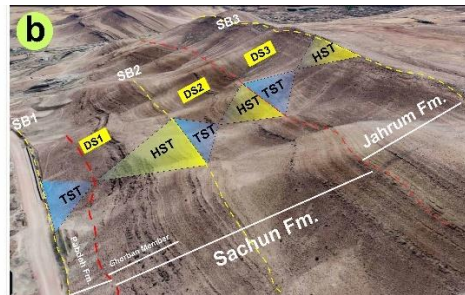
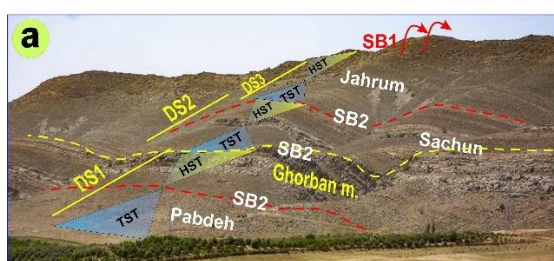
## چینه‌نگاری سکansı برش سروستان

برش سروستان با ضخامت ۶۵۰ متر سازندهای ساچون و جهرم را شامل شده و از ۴ سکانس رسوبی رده سوم تشکیل شده است. سازند ساچون شامل سکانس رسوبی اول، دوم و دسته رخساره TST سکانس رسوبی سوم و سازند جهرم دسته رخساره HST سکانس رسوبی سوم و سکانس رسوبی

<sup>1</sup> Second Order

بخصوص ژیبس‌های توده‌ای و رشته‌ای مشخص می‌شود. این دسته رخساره با مرز سکانشی نوع دوم در زیر سکانشی رسوبی دوم خاتمه می‌یابد.

نزدیک به ساحل با ضخامت ۷۹ متر ادامه می‌یابد. در انتهای این سکانشی رسوبی دسته رخساره مربوط به زمان افت نسبی سطح آب دریا FSST با ضخامت ۴۹ متر با سنگ‌شناسی مربوط به محیط رسوبی پهنه کشندی



شکل ۶. a (سکانشی‌های رسوبی اول تا سوم برش بیضا؛ b) نمای تصویر ماهواره‌ای سکانشی‌های رسوبی اول تا سوم برش بیضا و c) سکانشی‌های رسوبی اول تا سوم برش کمکی صدرا

مشخص می‌شود. این دسته رخساره با مرز سکانشی نوع دوم در زیر سکانشی رسوبی سوم خاتمه می‌یابد. دسته رخساره‌های FSST با افزایش غلظت نمک در باز زمانی طولانی و ضخامت زیاد (در تناوب با مارن و آهک‌های نازک لایه دولومیتی شده در برش سروستان) مشخص می‌شود (کاتونینو، ۲۰۰۶).

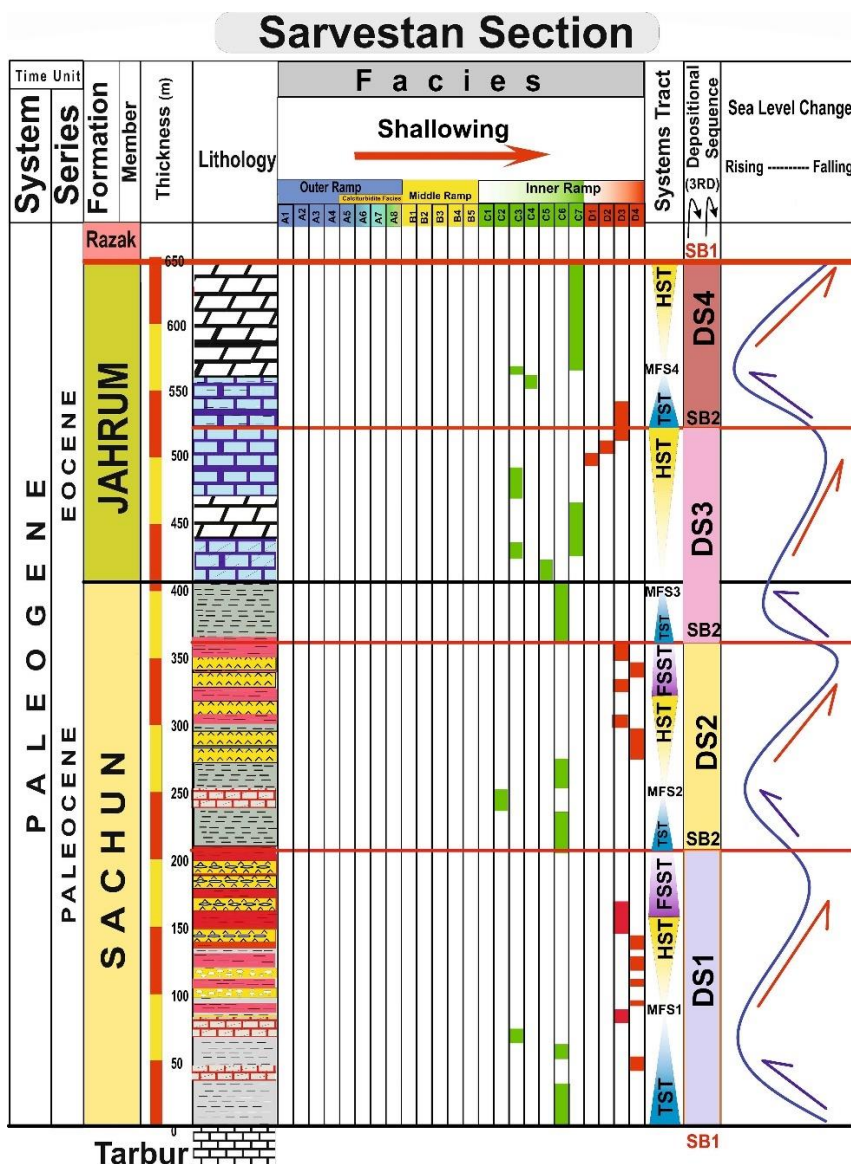
**DS3: سکانشی رسوبی سوم:** سکانشی رسوبی سوم با ضخامت ۱۵۹ متر از دسته رخساره‌های TST و HST تشکیل شده است. دسته رخساره TST این سکانشی با ضخامت ۳۷ متر از مارن‌های خاکستری‌رنگ مربوط به محیط رسوبی لاگون عمیق‌تر مربوط به سازند ساچون تشکیل شده و دسته رخساره HST از آهک‌های دولومیتی

**DS2: سکانشی رسوبی دوم:** این سکانشی با ضخامت ۱۴۴ متر بخش‌های میانی سازند ساچون را در برمی‌گیرد و از دسته رخساره TST، HST و FSST تشکیل شده است. دسته رخساره TST با ضخامت ۵۸ متر با پیشروی مجدد مارن‌های خاکستری‌رنگ با میان لایه‌های آهک دولومیتی مربوط به محیط رسوبی لاگون عمیق‌تر آغاز شده و در ادامه دسته رخساره HST با رخساره مارن قرمز رنگ با میان لایه‌های ژیبس و دولومیت مربوط به محیط رسوبی لاگون کم‌عمق نزدیک به ساحل با ضخامت ۶۰ متر ادامه می‌یابد. در انتهای این سکانشی رسوبی دسته رخساره FSST با ضخامت ۲۶ متر با سنگ‌شناسی مربوط به محیط رسوبی پهنه کشندی بخصوص ژیبس‌های توده‌ای و رشته‌ای



دولومیتی با لایه‌بندی نازک تا متوسط با ضخامت ۶۲ متر و دسته رخساره HST از آهک‌های به شدت دولومیتی شده و هوازده و فرسایش یافته با ضخامت ۷۳ متر تشکیل شده است. بخش‌های بالایی این سکانس رسوبی به علت فرسایشی از نوع SB1 فرسایش یافته و در زیر سازند رازک خاتمه می‌یابد. آخرین حد پیشروی آب دریا به علت فابریک مخرب فرایند دیاژنتیکی دولومیتی شدن قابل شناسایی نیست (شکل‌های ۷، ۸a، ۸b و ۸c).

شده و دولومیت‌های ضخیم لایه و هوازده سازند جهرم با ضخامت ۱۲۲ متر تشکیل شده است. رخساره آخرین حد پیشروی آب دریا MFS در این سکانس مربوط به مارن خاکستری و از محیط رسوبی لاگون عمیق فراتر نیست. **DS4: سکانس رسوبی چهارم:** سکانس رسوبی چهارم با ضخامت ۱۳۵ متر بخش‌های بالایی سازند جهرم در برش سروستان را شامل می‌شود. دسته رخساره TST این سکانس رسوبی از دولومیت‌های نازک لایه و آهک‌های



شکل ۷. ستون چینه‌نگاری سکانس برش سروستان

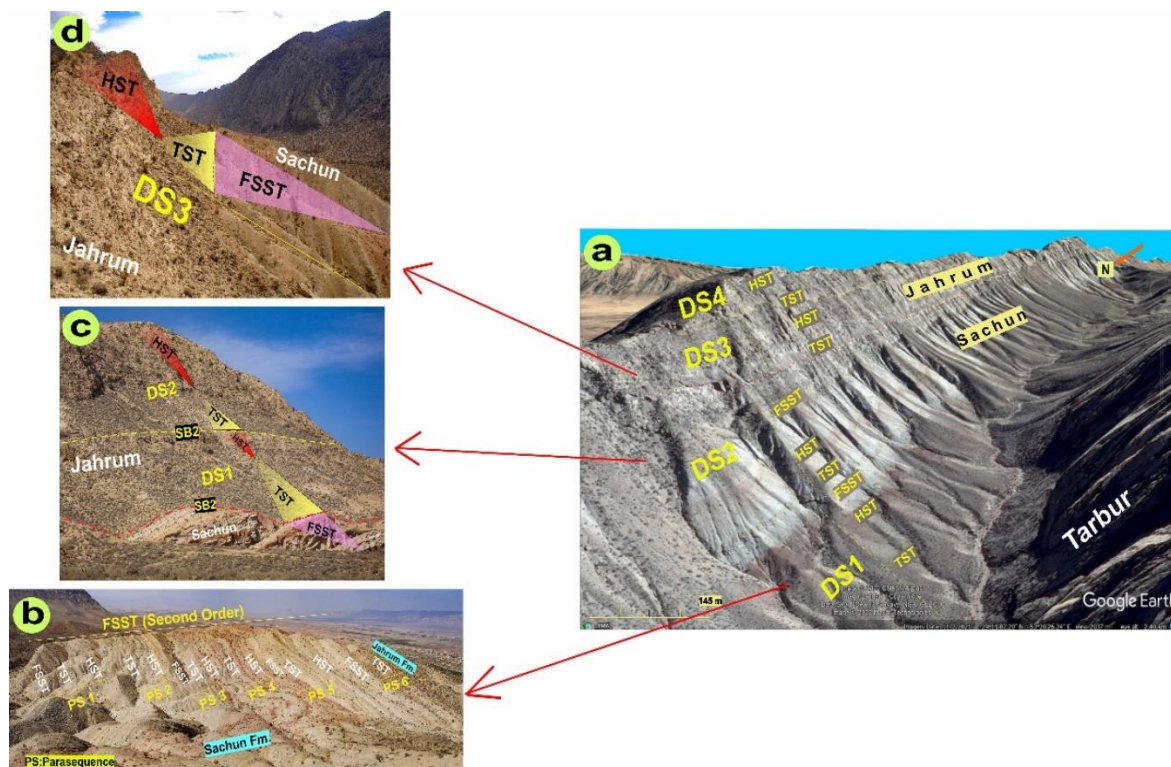
**DS1: سکانس رسوبی اول:** سکانس رسوبی اول با ضخامت ۲۱۸ متر از دسته رخساره‌های FSST، TST و HST تشکیل شده است. بخش شیل ارغوانی در قسمت‌های پایینی سازند پابده (مرز بین سازندهای گورپی و پابده) با

**چینه‌نگاری سکانس برش شاه‌نشین**  
برش کوه شاه‌نشین با ضخامت ۳۵۰ متر سازندهای پابده و آسماری را شامل شده و از دو سکانس رسوبی رده سوم مشترک بین سازندهای پابده و آسماری تشکیل شده است.

سطح آب دریا در پلتفرم سبب حمل نهشته‌های کربناته از پلتفرم کربناته کم‌عمق به بخش ژرف دریا می‌شود (لاسمی، ۱۹۹۵ و شلاگر و همکاران، ۱۹۹۴). مرز بالایی این سکانس توسط مرز پیوسته هم‌ارز<sup>۲</sup> در زیر سکانس رسوبی دوم خاتمه می‌یابد (شکل‌های ۹ و ۱۰).

**DS2: سکانس رسوبی دوم:** سکانس رسوبی دوم بخش‌های بالایی سازند پابده و سازند آسماری را شامل می‌شود. دسته رخساره TST از تناوب شیل‌های تیره‌رنگ و آهک‌های شیلی سازند پابده به ضخامت ۱۳۲ متر تشکیل شده که توسط یک مرز پیوسته با دسته رخساره HST از سازند آسماری ادامه می‌یابد. در واقع دسته رخساره HST سکانس رسوبی دوم سازند آسماری با ضخامت حدود ۱۷۰ متر را در برمی‌گیرد و از آهک‌های ضخیم و توده‌ای تشکیل شده است. ویژگی بارز این دسته رخساره افزایش ضخامت لایه‌ها به سمت انتهای دسته رخساره است (شکل‌های ۹، ۱۰a، ۱۰b و ۱۰c).

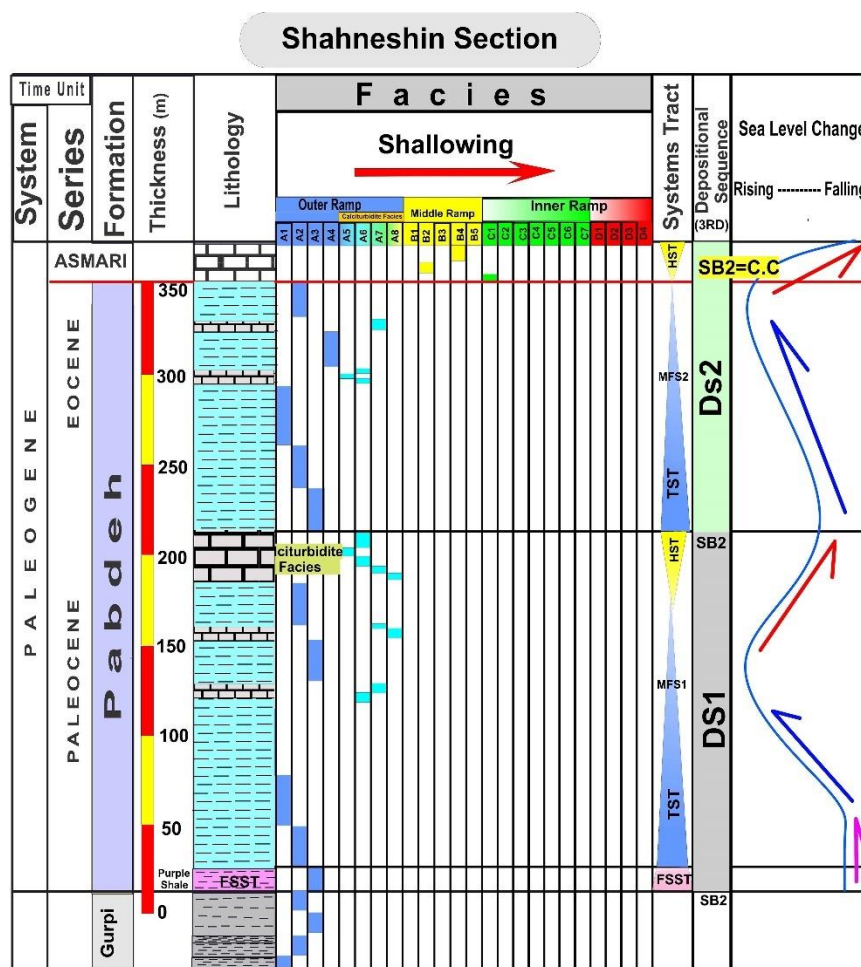
ضخامت حدود ۱۰ متر دسته رخساره FSST این سکانس رسوبی را تشکیل می‌دهد. دسته رخساره‌های TST این سکانس به ضخامت ۱۷۰ متر به صورت پیشرونده از مادستون/ گلسنگ و وکستون بیوکلاستی گلو بیژین و گلوبوروتالیادار تشکیل شده است. آخرین حد پیشروی آب دریا<sup>۱</sup> (mfs) در این دسته رخساره با رخساره پکستون بیوکلاستی حاوی گلوکونیت مشخص می‌شود. دسته رخساره HST این سکانس با ضخامت ۳۸ متر از آهک‌های دوباره نهشته شده تشکیل شده و شامل تناوب رخساره پلاژیک و آهک‌های دوباره نهشته شده نومولیت‌دار می‌باشند. رخساره‌های مشاهده شده در این بخش شامل وکستون بیوکلاستی پلاژیک، پکستون بیوکلاستی بنتیک، وکستون بیوکلاستی بنتیک، پکستون بیوکلاستی نومولیت، دیسکوسیکلین و گلوبیژین‌دار، گرینستون بیوکلاستی جلبک‌دار، پکستون بیوکلاستی اینتراکلت‌دار و وکستون بیوکلاستی اینتراکلت و پلت‌دار بوده که به صورت چرخه‌های به طرف بالا کم‌عمق شونده بر روی یکدیگر انباشته شده‌اند. نرخ بالای تولید کربنات در زمان بالا بودن



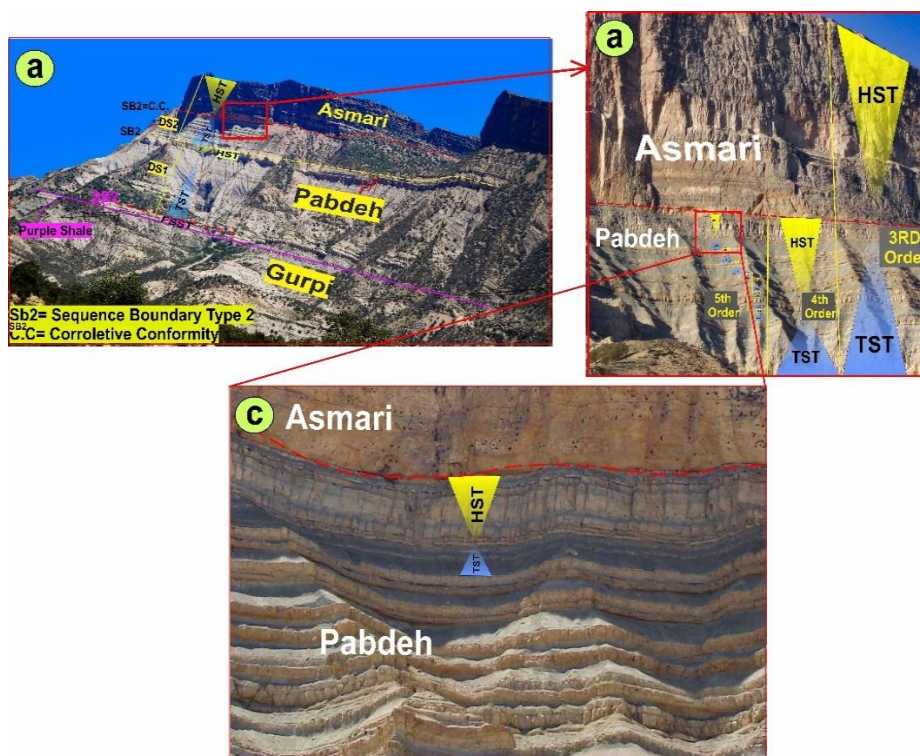
شکل ۸: a) تصویر ماهواره‌ای برش سروستان به همراه سکانس‌های رسوبی اول تا چهارم (b) تصویر صحرایی از پاراسکانس‌های به طرف بالا کم‌عمق شونده در توالی مارنی-تبخیری سازند ساچون، برش سروستان، توالی مورد نظر با ضخامت بالغ بر ۵۰۰ متر می‌تواند به‌عنوان دسته رخساره FSST سکانس رسوبی درجه دوم قلمداد شود (c) تصویر صحرایی سکانس رسوبی اول و دوم برش سروستان (d) نمای با وضوح بالاتر از تصویر صحرایی سکانس رسوبی سوم و دسته رخساره‌های سیستم تراکت HST و TST، FSST

<sup>۲</sup> correlative conformity

<sup>۱</sup> Maximum flooding surface



شکل ۹. ستون چین‌نگاری سکانسی برش کوه شاه‌نشین



شکل ۱۰. تصاویر صحرایی سکانس‌های رسوبی برش کوه شاه‌نشین (a) (نمایی از سکانس رسوبی اول و دوم برش کوه شاه‌نشین؛ b) (نمایی نزدیک‌تر از سکانس رسوبی دوم و c) (نمایی نزدیک از پاراسکانس‌های به طرف بالا کم‌عمق شونده و آهک‌های توربیدیتی سازند پابده)



### محیط رسوبی

چینه‌شناختی سه سازند ساچون، بخش آهک‌های جلبیکی قربان و شیل‌های پایده رسوب‌گذاری شده‌اند (شکل b۱۱). **بازه زمانی پالتوسن میانی - ائوسن میانی:** در بازه زمانی پالتوسن میانی با تکامل رمپ کریناته هم‌شیب به شیب‌دار در بخش‌های کم‌عمق پلتفرم کریناته سازند جهرم و در بخش‌های عمیق‌تر در زمان بالا بودن و ایستایی سطح آب دریا HST و بالا بودن نرخ تولید کرینات در بخش شیب‌دار محیط رسوبی آهک‌های توربیدیتی به‌صورت بین لایه‌ای در بین شیل‌های سازند پایده مشاهده می‌شوند. نرخ بالای تولید کرینات در زمان بالا بودن سطح آب دریا در پلتفرم سبب حمل نهشته‌های کریناته از پلتفرم کریناته کم‌عمق به بخش ژرف دریا می‌شود (لاسمی، ۱۹۹۵ و شلاگر و همکاران، ۱۹۹۴) (Highstand shedding). تکامل محیط رسوبی از رمپ هم‌شیب<sup>۱</sup> به شیب‌دار<sup>۲</sup> توسط زهدی و همکاران (۲۰۱۳) در فارس ساحلی گزارش شده است (شکل c۱۱).

### پالتوژئوگرافی

در این بخش پالتوژئوگرافی منطقه مورد مطالعه بر اساس شواهد چینه‌نگاری سکانسی آمده است. به‌طور کلی در ناحیه مورد مطالعه از آنجایی که سازند ساچون در تمامی برش‌ها در حد پایینی سازند جهرم دیده می‌شود لذا در زمان پالتوسن محیط رسوبی حاکم بر منطقه مورد مطالعه از حوالی باختر شیراز تا حوالی شهرستان جهرم محیط ساحلی بوده است. محیط دریایی لاگونی حاکم بر این محدوده زمانی در خارج از محدوده مطالعه قرار می‌گیرد که به سمت جنوب باختر گسترش دارد که رسوبات دریای سازند پایده در حال رسوب‌گذاری بوده است. لازم به ذکر است که حد پایینی جهرم در منطقه به‌طور محلی تغییر می‌کند و گاه‌ها بر روی سازند تاربور یا پایده دیده می‌شود. در زمان ائوسن تقریباً تمامی منطقه به زیر آب فرو می‌رود و کرینات‌های واحد جهرم، بسته به محل قرارگیری برش‌های مورد مطالعه در قالب ۲ سکانس رسوبی مشترک با سازند ساچون نهشته می‌شوند. در دریای باز همین زمان نیز سازند پایده در قالب دو سکانس رسوبی درجه سوم مشترک با سازند آسماری رسوب‌گذاری می‌شود که به سمت جنوب باختر محدوده مورد مطالعه گسترش دارد. این سازند به‌صورت هم‌ارز با سازند ساچون و جهرم در یک

در این پژوهش تکامل محیط رسوبی در بازه زمانی پالتوسن-ائوسن بر اساس شواهد چینه‌نگاری سکانسی آمده است. جهت ارزیابی رخساره‌ها و تعیین محیط رسوبی توالی پالتوسن-ائوسن در منطقه شیراز (سازندهای ساچون، جهرم-پایده) ابتدا از روش سلی (۱۹۷۸) و قانون والتر الگوی برهم‌نهم ریزرخساره‌ها مشخص و مجموعه‌های رخساره‌ای تعیین شدند، سپس با مقایسه ویژگی‌های ریزرخساره‌ها با کمربندهای رخساره‌ای استاندارد نظیر ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۱۰) مدل رسوبی پیشنهادی سازندهای ساچون و جهرم بر اساس شواهد چینه‌نگاری سکانسی در منطقه مورد مطالعه پیشنهاد گردید. رخساره‌های سازندهای ساچون و جهرم-پایده در میدان مورد مطالعه در چهار کمربند پهنه جزرومدی، سد (شول)، لاگون و دریای باز در یک پلتفرم رمپ هموکلینال در طی نوسانات آب دریا در بازه زمانی پالتوسن-ائوسن نهشته شده‌اند. در این بازه زمانی محیط رسوبی رمپ هم‌شیب به محیط رسوبی رمپ حاشیه‌دار تکامل پیدا کرده است (زهدی و همکاران، ۲۰۱۳)، (شکل ۵). مدل‌های رسوبی ارایه شده بر اساس مفاهیم چینه‌نگاری سکانسی در بازه زمانی پالتوسن تا ائوسن ارایه شده است.

**بازه زمانی ماستریشتین - پالتوسن زیرین:** در بازه زمانی ماستریشتین در بخش‌های کم‌عمق پلتفرم کریناته سازند ریفی تاربور در حال رسوب‌گذاری است که معادل آن در بخش‌های عمیق‌تر حوضه سازند گورپی در حال نهشته شدن است. در ادامه در زمان پایین افتادن سریع سطح آب دریا و شکل‌گیری بسته رسوبی FSST در پالتوسن زیرین در بخش‌های جنوب باختری منطقه مورد مطالعه (برش سروستان) رسوبات تبخیری بخش پایینی سازند ساچون در حکم ناپیوستگی و خروج از آب نهشته شده و معادل آن در بخش‌های عمیق حوضه پیوستگی هم‌ارز C.C با بخش شیل ارغوانی قرار می‌گیرد (شکل a۱۱).

**بازه زمانی پالتوسن زیرین - پالتوسن میانی:** در این بازه زمانی در بخش‌های ساحلی رسوبات تبخیری سازند ساچون، در بخش‌های میانی پلتفرم کریناته بخش قربان از سازند ساچون و در بخش‌های عمیق‌تر سازند پایده در حال رسوب‌گذاری است. به‌نحوی که از لحاظ هم‌ارزی

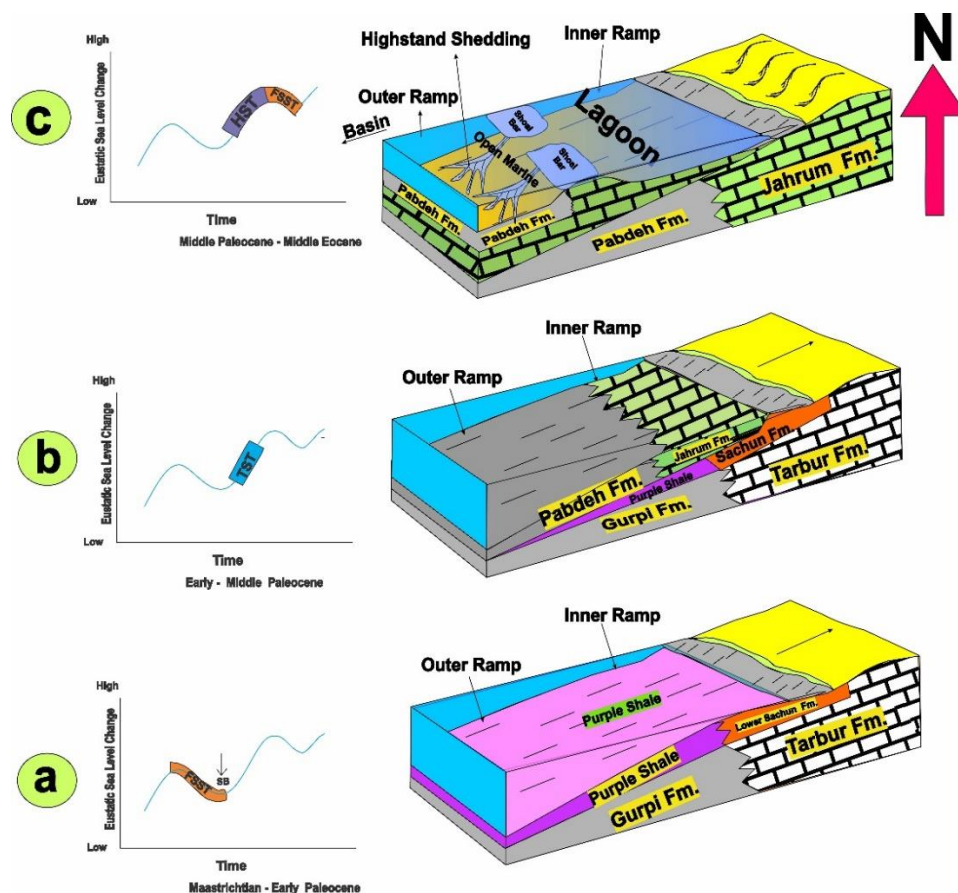
<sup>2</sup> Distally Steepend

<sup>1</sup> Homoclinal Ramp



وجود می‌آید که تشکیل رسوبات خشکی خود شاهدهی بر این قضیه است. رسوبات خشکی با وجود رسوبات دارای ترکیب آهن‌دار مشخص می‌شوند که در خارج از منطقه مورد مطالعه در برش الگو قابل ردیابی است.

محیط دریایی عمیق رسوب‌گذاری شده است. در محدوده زمانی بین ائوسن - الیگوسن عملکرد فاز فرسایشی پیرنه در منطقه (بربریان و کینگ ۱۹۸۱؛ و مطیعی، ۱۳۷۲) باعث بیرون آمدن منطقه از آب می‌شود و شرایط فرسایش به



شکل ۱۱. مدل محیط رسوبی پیشنهادی برای سازندهای ساچون، جهرم و پابده در بازه زمانی ماستریشتین - ائوسن بالایی (a) (رسوب‌گذاری بخش پایینی سازند ساچون هم‌ارز با بخش شیل ارغوانی در بخش‌های عمیق تر حوضه رسوبی؛ (b) رسوب‌گذاری سازند جهرم در بخش کم‌عمق پلتفرم کربناته و سازند پابده در بخش عمیق حوضه و (c) رسوب‌گذاری لایه‌های آهک توریدیتی به صورت بین‌انگشتی در زمان بالا بودن تراز آب دریا (Highstand Shedding)

پیوستگی هم‌ارز با ناپیوستگی<sup>۲</sup> فیمابین سازندهای گورپی و پابده در برش شاه‌نشین تشکیل می‌شود (شکل ۱۲a). پالئوژغرافی منطقه مورد مطالعه در بازه زمانی FSST در بازه زمانی پایین‌افتادگی سریع سطح آب دریا FSST در خاور و جنوب خاوری منطقه مورد مطالعه رخساره‌های تبخیری سازند ساچون در برش سروستان نهشته شده و معادل آن در بخش‌های عمیق حوضه رسوبی به سمت جنوب باختری منطقه مورد مطالعه به صورت هم‌ارز بخش شیل ارغوانی در بخش‌های پایینی سازند پابده در مرز بین دو سازند رسوب‌گذاری انجام می‌شود (شکل ۱۲b).

پالئوژغرافی منطقه مورد مطالعه در بازه زمانی SB مرز کرتاسه-ترشیری: پس از حرکات تکتونیکی کرتاسه پایانی (فاز لارامید از کوهزایی آلپین پیشین) حدود ۶۵ میلیون سال پیش بسیاری از نقاط ایران از جمله ناحیه مورد مطالعه از آب خارج شد و چین‌خوردگی شدید پیدا کرد و تقریباً در تمامی ایران، لایه‌های ترسیر به حالت دگرشیب بر روی لایه‌های قدیمی تر قرار گرفتند (بربریان و کینگ ۱۹۸۱). در منطقه مورد مطالعه در زمان خروج از آب ناپیوستگی نوع اول<sup>۱</sup> بین سازند تاربور و ساچون در خاور و جنوب خاوری منطقه مورد مطالعه (برش سروستان) و معادل آن در باختر و جنوب باختری منطقه مورد مطالعه

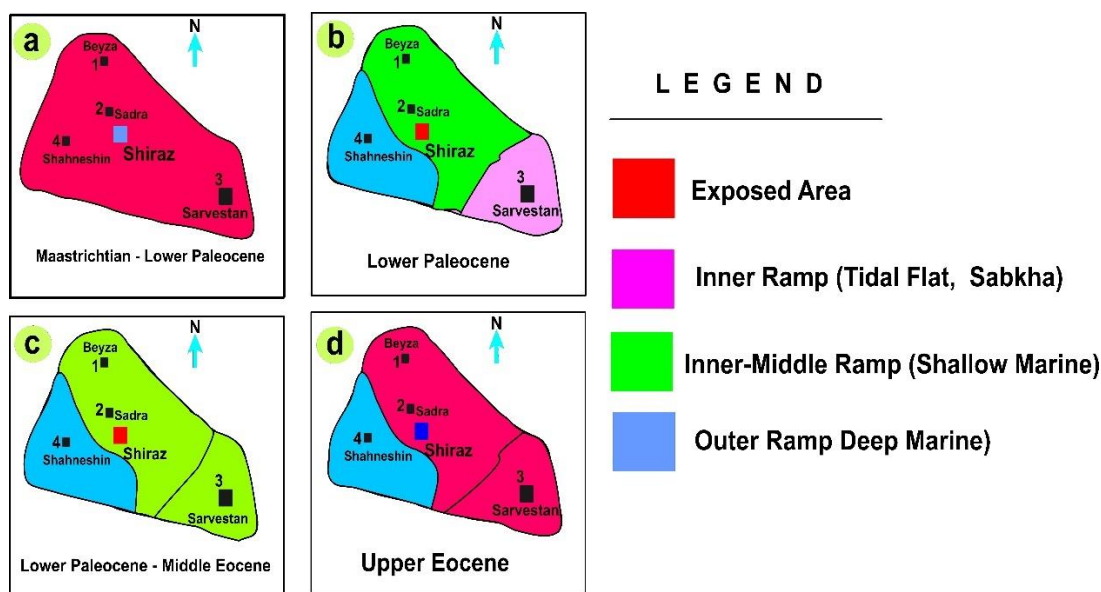
<sup>۲</sup> Correlative Conformity=C.C

<sup>۱</sup> Sequence Boundary Type One= SB1

داخلی- میانی) همچنان حکم‌فرما بوده و کربنات‌های سازند جهرم در حال رسوب‌گذاری هستند. در بخش‌های عمیق‌تر حوضه رسوبی به سمت باختر و جنوب باختری هم‌ارز با کربنات‌های سازند جهرم (رمپ خارجی) شیل‌های سازند پابده در حال رسوب‌گذاری است. در این بازه زمانی در بخش‌های کم‌عمق حوضه، به علت نرخ بالای تولید کربنات، آهک‌های توربیدیتی شکل گرفته که به‌صورت بین لایه‌ای در بین شیل‌های سازند پابده مشاهده می‌شوند (Highstand Shedding)، (شکل ۱۲d).

پالئوژئوگرافی منطقه مورد مطالعه در بازه زمانی TST: در زمان پیشروی آب دریا در خاور و جنوب خاوری منطقه مورد مطالعه با پیشروی کربنات‌های منطقه کم‌عمق دریایی سازند جهرم بر روی سازند ساچون و در بخش‌های عمیق‌تر حوضه، شیل‌های عمیق سازند پابده (برش شاه‌نشین) به‌صورت هم‌ارز رسوب‌گذاری می‌شود (شکل ۱۲c).

پالئوژئوگرافی منطقه مورد مطالعه در بازه زمانی HST: بازه زمانی سکون نسبی آب دریا در خاور و جنوب خاوری منطقه مورد مطالعه محیط رسوبی کم‌عمق دریایی (رمپ



شکل ۱۲. پالئوژئوگرافی منطقه مورد مطالعه در بازه زمانی ماستریختین- ائوسن بالایی (a) نقشه تقریبی پالئوژئوگرافی منطقه مورد مطالعه در بازه زمانی مرز کرتاسه- ترشیاری (ماستریختین- پالئوسن پایینی); (b) نقشه تقریبی پالئوژئوگرافی منطقه مورد مطالعه در بازه زمانی پالئوسن زیرین; (c) نقشه تقریبی پالئوژئوگرافی منطقه مورد مطالعه در بازه زمانی پالئوسن میانی، مرزها تقریبی است.

در حکم ناپیوستگی و خروج از آب نهشته شده و معادل آن در بخش‌های عمیق حوضه پیوستگی هم‌ارز C.C با بخش شیل ارغوانی قرار می‌گیرد. در بازه زمانی پالئوسن میانی با تکامل رمپ کربنات هم‌شیب به شیب‌دار در بخش‌های کم‌عمق پلتفرم کربنات سازند جهرم و در بخش‌های عمیق‌تر در زمان بالا بودن ایستایی سطح آب دریا HST و بالا بودن نرخ تولید کربنات در بخش شیب‌دار محیط رسوبی آهک‌های توربیدیتی به‌صورت بین لایه‌ای در بین شیل‌های سازند پابده مشاهده می‌شوند. نرخ بالای تولید کربنات در زمان بالا بودن سطح آب دریا در پلتفرم سبب حمل نهشته‌های کربنات از پلتفرم کربنات کم‌عمق به بخش ژرف دریا می‌شود.

### نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات صحرائی، نمونه‌های دستی و مطالعه دقیق میکروسکوپی برش‌های نازک تهیه شده از نمونه‌های مورد مطالعه تعداد ۲۳ رخساره (لیتوفاسیس) و ریزرخساره شناسایی گردید که بر اساس شواهد میکروسکوپی، ماکروسکوپی، تلفیق داده‌های سنگ‌شناسی و شواهد چینه‌نگاری سکانشی رسوبات سازندهای مورد مطالعه در یک رمپ کربنات هم‌شیب رسوب‌گذاری شده‌اند که در حین زمان به مدل رسوبی رمپ حاشیه‌دار تبدیل شده است. در ادامه در زمان پایین افتادن سریع سطح آب دریا و شکل‌گیری بسته رسوبی FSST در پالئوسن زیرین در بخش‌های جنوب باختری منطقه مورد مطالعه (برش سروستان) رسوبات تبخیری بخش پایینی سازند ساچون

## منابع

- باوی عویدی، ع.، آدابی، م. ح.، صادقی، ع. امیری بختیار، ح (۱۳۹۵) تاریخچه رسوب‌گذاری و تکامل دیاژنزی نهشته‌های تبخیری سازند ساچون در برش تاقدیس سیاه، جنوب شرق سروستان، نشریه رخساره‌های رسوبی، ۹(۱)، ص ۱۳-۳۴.
- پروانه‌نژادشیرازی، م.، صدیقی، م.، بلیچه خرم‌آبادی، پ (۱۳۹۸) سنگ‌چینه‌نگاری، ریززیست‌چینه‌نگاری و محیط رسوبی سازند جهرم در شمال غرب شیراز (چله گاه سپیدان)، نشریه علوم زمین، ۹۷(۱۱۶)، ص ۲۲۹-۲۳۸.
- سراوانی، س.، گرگیچ، م.، قماش، م.، احمدی، ع (۱۳۹۶) تجزیه و تحلیل ریزرخساره‌ای، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند پابده در برش نمونه، زاگرس، نشریه پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۳۳(۴)، ص ۶۹-۱۰۴.
- لاسمی، ی.، مصدق، ح (۱۳۷۸) میکروفاسیس‌ها و محیط‌های رسوبی سازند مبارک در البرز مرکزی و معرفی پشته‌های گلی (Waulsortian) در محیط رسوبی رمپ عمیق فشرده مقالات سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ص ۵۴۸ - ۵۴۶.
- لاسمی، ی (۱۳۷۹) رخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالتوزوئیک ایران. سازمان زمین‌شناسی کشور، ص ۱-۱۴.
- لاسمی، ی.، کاووسی، م. ع (۱۳۸۲) آهک‌های دوباره نهشته شده سازند پابده و پتانسیل مخزنی آن‌ها. مجموعه مقالات بیست و دومین گردهمایی علوم زمین.
- مطیعی، ه (۱۳۷۲) زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۶۸۲.
- مطیعی، ه (۱۳۷۴) زمین‌شناسی نفت زاگرس ۱ و ۲، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۲۴ ص.
- میرزایی محمودآبادی، ر. افقه، م (۱۳۸۸) محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازندهای ساچون و جهرم در منطقه شیراز، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی (زمین‌شناسی ژئوتکنیک) شماره ۵(۱)، ص ۵۹-۷۵.
- میرزایی محمودآبادی، ر.، لاسمی، ی.، افقه، م (۱۳۸۸) محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند پابده در منطقه شیراز، فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۹ (۷۳)، ص ۱۳۹-۱۴۶.
- میرزایی محمودآبادی، ر (۱۴۰۱) پتروگرافی، محیط رسوبی و ارزیابی پتانسیل مخزنی سازند آسماری در میدان نفتی

از لحاظ چینه‌نگاری سکانسی در خاور و جنوب خاوری منطقه مورد مطالعه (برش سروستان) تعداد چهار سکانس رسوبی درجه سوم مشترک بین سازندهای ساچون و جهرم تفکیک شد. به سمت شمال باختر منطقه مورد مطالعه برش‌های بیضا و برش کمکی صدرا تعداد سه سکانس رسوبی مشترک بین سازندهای پابده، ساچون و جهرم و در جنوب باختری منطقه مورد مطالعه در برش شاه‌نشین تعداد ۲ سکانس رسوبی درجه سوم مشترک بین سازندهای پابده و آسماری شناسایی و تفکیک گردید.

در منطقه مورد مطالعه در زمان خروج از آب ناپیوستگی نوع اول (Sequence Boundary Type One= SB1) بین سازند تاربور و ساچون در خاور و جنوب خاوری منطقه مورد مطالعه (برش سروستان) و معادل آن در باختر و جنوب باختری منطقه مورد مطالعه پیوستگی هم‌ارز با ناپیوستگی (Correlative Conformity=C.C) بین سازندهای گورپی و پابده در برش شاه‌نشین تشکیل می‌شود. در زمان پیشروی و سکون نسبی آب دریا در خاور و جنوب خاوری منطقه مورد مطالعه با پیشروی کربنات‌های کم‌عمق دریایی سازند جهرم بر روی سازند ساچون و در بخش‌های عمیق‌تر حوضه، شیل‌های عمیق سازند پابده (برش شاه‌نشین) به‌صورت هم‌ارز رسوب‌گذاری می‌شود. در بازه زمانی سکون نسبی آب دریا در خاور و جنوب خاوری منطقه مورد مطالعه محیط رسوبی کم‌عمق دریایی (رمپ داخلی-میانی) همچنان حکم‌فرما بوده و کربنات‌های سازند جهرم در حال رسوب‌گذاری هستند. در بخش‌های عمیق‌تر حوضه رسوبی به سمت باختر و جنوب باختری هم‌ارز با کربنات‌های سازند جهرم در بخش‌های رمپ خارجی شیل‌های سازند پابده در حال رسوب‌گذاری است. در این بازه زمانی در بخش‌های کم‌عمق حوضه، به علت نرخ بالای تولید کربنات، آهک‌های توربیدیتی شکل گرفته که به‌صورت بین لایه‌ای در بین شیل‌های سازند پابده مشاهده می‌شوند (Highstand Shedding). مطالعات انجام گرفته نشان می‌دهد که رخساره‌های سازند ساچون در منطقه مورد مطالعه به سمت باختر به‌صورت تدریجی از رخساره تبخیری- مارنی به رخساره مارنی، آهک، آهک دولومیتی و شیل ارغوانی تغییر رخساره می‌دهد. عملکرد گسل‌های هم‌زمان با رسوب‌گذاری باعث ایجاد مورفولوژی متفاوت در حوضه رسوبی و سرانجام ایجاد سکانس‌های متفاوت در سازند پابده شده است.

- Classification of Carbonate Rocks. American Association Petroleum Geology. 121 p.
- Eberli, G. P (1991) Growth and demise of isolated carbonate platforms: Bahamin controversies. In: D. W. Muller, J. A. Mackenzi and H. Weissert (Editors), *Controversies in Modern Geology: Evolution of Geological Theories in Sedimentology, Earth History and Tectonics*. Academic Press, New York, 231- 248
- Emery, D., and Myers, K (2005) *Sequence Stratigraphy*: Oxford. Blackwell Science, 297 p.
- Flügel, E (2010) *Microfacies analysis of Limestones, Analysis Interpretation and Application*. Springer Berlin, 976 p.
- James, G. A., and Wynd, J. D (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil consortium Agreement area. *American Association of petroleum Geologists Bulletin*, 49(12): 2182-2245.
- Haq, B. V., Hardenbol, and P. R. Vail (1988) Mesozoic and cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles, in P. D. Crevello, J. L. Willson, J. F. Sarg, and J. F. Kead, eds., *Controls on carbonate platform and basin development: SEPM special publishing*, 440: 71-108
- Lucia, F. J (2007) *Carbonate Reservoir Characterization*. Second Edition, Springer, 336p.
- Karimi, K., Afghah, M., Ghetmiri, S. H., Bahrami, M (2020) Biostratigraphy, facies analysis and sequence stratigraphy of the Sachun Formation (Interior Fars, Zagros, SW of Iran), *Carbonates Evaporites*, 35, 109
- Geel, T (2000) Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slopedeposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Lasemi, Y (1995) Platform carbonates of the Upper Jurassic Mozduran Formation in the kopet Dagh Basin; NE Iran, *Facies, Paleoenvironments and sequences, Sed. Geol*, 99: 151 –164.
- Mahboubi, A. Moussavi-Harami, R. Lasemi, Y. and Brener, R. L (2001) Sequence Stratigraphy and Sea level history of the upper paleocene strata in the Kopet-Dagh basin, northeastern Iran. *American Association of petroleum Geologists Bulletin*, 85 (5): 839-859
- Mirzaee Mahmoodabadi, R (2014) *Sedimentary Environments and Correlative Sequence Stratigraphy of Upper Cretaceous-Paleogene Succession in Shiraz Area, Fars, SW IRAN* Open journal of geology, 4 (1).
- Mirzaee Mahmoodabadi, R (2014) *Sequence Microbiostratigraphy of Jahrum and Asmari Formation in Shiraz Area Zagros, Fars, Iran* Open journal of geology, 4 (4).
- کیلورکریم در چهارچوب چینه‌نگاری سکاسی، دو فصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۱۰، جلد ۲۰، ص ۲۱۰-۲۳۳.
- هلاکویی، ز، صیرفیان، ع، وزیری‌مقدم، ح (۱۳۸۹) زیست‌چینه‌نگاری و سکاس‌های رسوبی سازند گچساران (بخش‌های چمپه و مول) در جنوب شرق فیروزآباد، فارس، پژوهش‌های دانش زمین، ۱(۴)، ص ۳۳-۵۰.
- Alavi, M (1994) Tectonic of Zagros Orogenic Belt of Iran: new data and interpretations *Tectonophysics*, 229: 211-238
- Bahroudi, A., and Koyi, H. A (2004) Tectono-Sedimentary Framework of the Gachsaran Formation in the Zagros Foreland Basin, *Marine and Petroleum Geology*, 21: 1295-1310.
- Alavi, M (2007) Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science*, 307: 1064–1095
- Askari, Z. & Lasemi, Y (1997) Highstand shedding of a carbonate platform: evidence from the Middle - Upper Jurassic Chaman Bid formation (Lower zuni A Sequence) of the Kopet Dagh Basin, northeast Iran. *CSPG – SEPM Joint Convention, Calgary Canada, Abstract.*, p. 28.
- Badenas, B., Aurell, M (2010) Facies models of a shallow- water carbonate ramp based on distribution of non- skeletal grains (Kimmeridgian, Spain), *Facies*, 56: 89- 110.
- Berberian, M., and King, G. C. P (1981) Toward a Paleogeographic and tectonic evolution of Iran: *Canadian Journal of Earth Science*, 18: 210-265.
- Bernaus, J. M., Vanneau, A., Caus, E (2002) Carbonate platform sequence stratigraphy in a rapidly subsiding area: the late Barremian – Early Aptian of the Organya Basin, Spanish pyrenees, *Sedimentary Geology*, 159: 177-201.
- Boardman, M. R. & Neuman, A. C (1984) Source of-pri platform Carbonate: North west providence, channel, Bohamas. *J. Sedimentary petrology*, 54: 1110 – 1123
- Carozzi, A. V (1989) Carbonate rocks depositional models: A microfacies approach. Prentice- Hall, New Jersey, 604 p.
- Catuneanu, O (2006) *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 386 p.
- Choquette, P. W (1983) Marine diagenesis of shallow marine lime-mud sediments: insights from 0 and C3 data. *Science*, 161: 1130-1132.
- Daraei, M., Amini, A., Ansari, M (2015) Facies analysis and depositional environment study of the mixed carbonate-evaporite Asmari Formation (Oligo-Miocene) in the sequence stratigraphic framework, NW Zagros, Iran, *Carbonates Evaporites*, 30: 253-272.
- Dickson, J (1965) Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Sedimentary Geology*, 205: 491-505.
- Dunham, R (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In:



- Emirates (Kharaiḅ and Shuaib a Formation). *Geo Arabia*, 7: 461 – 500.
- Vail, P. R., F. Audemard, S. A. Bowman, D. N. Eisner, Perezcruz, C (1991) The Stratigraphic Signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an Overview, in G. Einsele, W. Ricken, and A. Seilasher, eds., cycles and events in stratigraphy: Berlin, Springer – Verlag, 617-59.
- Van Wagoner, J. C., H. W. Posamentier, R. M. Mitchem, P. R. Vail, J. F. Sarg, T. S. Lutit, and J. Hardenbol (1988) An Over view of the fundamentals of Sequence stratigraphy and key definitions, inc.k. wilgus, B. Hasting, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posmentier, C. A. R. SS, and J. C. Van wagoner, eds., sea level changes: and integrated approach: SEPM Speical Publication, 42.
- Warren, J. K (2006) Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons. Springer Science & Business Media, 1035 p.
- Wilson, J (1975) Carbonate Facies in Geological History. Springer, Berlin. 471 p.
- Wilber, R. J., Milliman, J. D. & Halley, R. B (1990) Accumulation of bank – top sediment on the western slope of Great Bahama Bank: rapid progradation of a carbonate mega – bank. *Geology*, 18: 970 -974.
- Zohdi, A., Mousavi-Harami, R., Moallemi, S. A., Mahboubi, A., Immenhauser, A (2013) Evolution, paleoecology and sequence architecture of an Eocene carbonate ramp, Southeast Zagros Basin, Iran, *GeoArabia*, 18 (4): 49-80.
- Mirzaee Mahmoodabadi, R (2014) Petrography, Sedimentary Environments and Sequence Stratigraphy of Asmari Formation in Central Fars, *Open journal of geology*, 4 (4).
- Mirzaee Mahmoodabadi, R (2020a) Facies analysis, sedimentary environments and correlative sequence stratigraphy of Gachsaran formation in SW Iran, *Carbonate and Evaporites*, 35, 25.
- Mirzaee Mahmoodabadi, R (2020b) Sequence stratigraphy of Albian–Campanian carbonate deposits (Sarvak and Ilam formations) in Shiraz area, Fars, SW Iran. *Carbonates Evaporites*, 35: 92
- Mohseni, H., Al-Asam, I. S (2004) Tempestite deposits on a storm-influenced carbonate ramp: an example from the pabdeh Formation (paleogene) Zagros basin, SW Iran. *Journal of petroleum geology*, 27 (2): 163-178.
- Nadjafi, M., Mahboobi, A., Mossavi Harami, R. and Mirzaee Mahoodabadi, R (2004) Depositional history and Sequence Stratigraphy of outcraping tertiary carbonates in the Jahrum and Asmari Formations, Shiraz (sw, Iran). *Jornal of Petroleum Geology*, 27 (2): 179-190.
- Schalger, W. Reijmer, J. J. G. and Droxler, A (1994) Highstand shedding of carbonate platforms. *Sedimentary Research*, 64: 270 – 281.
- Shabafrooz, R., Mahboubi, A., Mousavi-Harami, R., Amiri-Bakhtiar, H (2013) Facies analysis and sequence stratigraphy of the evaporite bearing Sachun Formation at the type locality, South East Zagros Basin, Iran, *Carbonates and Evaporites* volume, 28: 457–474.
- Sibley, D. F., Greeg, J. M (1987) Classification of dolomite rock textures: *Journal of Sedimentary petrology*, 57 (6): 967-975.
- Selley, R. C (1978) Concepts and methods of subsurface facies analysis, American Association of Petroleum Geologists, Contin Educ Course Notes, 9: 82.
- Sharland, P. R. Bet Davis, R., Heward, A. P., Hurbury, A. D (2001) Arabian plate Sequence Stratigraphy. *GeoArabia, Spec. Publ*, 2: 261-278.
- Shinn, E. A (1968) practical significance of Birdseye structures in carbonate rocks, *Sedimentarg petrology*, 53: 619 – 629.
- Sinapour, M., Seyrafiān, A (2021) Microfacies and sedimentary environment of the Jahrum formation, south-central Zagros basin. *Carbonates Evaporites*, 36, 76.
- Tucker, M. E., Wright, V. P (1990) Carbonate Sedimentolog: Oxfrod, United Kingdom, Blackwell Scientific Publication, 482 p.
- Van Buchem, F. S. P., pittet, B. vtner, H., Geo tsch, J., Man souri, A. I., Billing, I. M., Droste, H. H. F. Oterdoom, W. H., Van Steenwinkel, M (2002) High-resolution Sequence stratigraphie archteeture of Barremian/Aptiam earbonate systems in northern Oman and the United Arab

## Assessment of evolution of the sedimentary environment of Paleocene-Eocene succession in Shiraz area based on sequence stratigraphic evidences

R. Mirzaee Mahmoodabadi

Assist. Prof., Dept., of Geology, Islamic Azad University, Estahban Branch, Estahban, Iran

\* r\_mirzaem@iauest.ac.ir

Received: 2022/6/20 Accepted: 2022/9/20

### Abstract

Paleocene-Eocene succession in the Shiraz region includes Sachun and Jahrom-Pabdeh formations. In order to study petrography, sedimentary environment, and sequential stratigraphy, 4 stratigraphic sections of Beiza, Sadra (auxiliary), Sarvestan, and Shahneshtin were selected and analyzed. Based on field studies, manual samples, and detailed microscopic study, 800 thin sections prepared from the studied samples were identified as 23 microfacies and lithofacies deposited in a homoclinal carbonate ramp model. This model the time evolved to steepened ramp sedimentary environment model. By studying about 1700 meters of Paleocene-Eocene sediments, 9 depositional sequences were identified and separated depending on the location of the sections under study in sequence stratigraphy. During the Paleocene and FSST systems tract formation toward to southwest of the study area (Sarvestan section) evaporites sediments in the lower part of Sachun formation correlative deposited the equivalent of Pabdeh formation in the outer ramp. The evolution of steepened carbonate ramps in shallow parts of the carbonate platform of Jahrom Formation and in deeper parts of the Pabdeh formation was deposited in the Middle Paleocene to Middle Eocene period. In the HST systems tract and high carbonate production rate (Highstand Shedding) in the sloping part of the environment calciturbidite has been deposited as a layer between the Pabdeh Formation. Studies show that the facies of Sachun Formation in the study area gradually changes from west to evaporitic-marly facies to marl, limestone, dolomitic limestone, and purple shale facies.

**Keywords:** Sedimentary environment, Sequence stratigraphy, Sachun, Jahrom-Pabdeh, Depositional sequence