

چینه‌نگاری سکانسی سازند سروک در یکی از میادین نفتی جنوب غرب ایران با استفاده از روش تجزیه فرکانسی نمودارهای پتروفیزیکی توسط تبدیل پیوسته و گسسته موجک

اصبر عباسی^۱، علی کدخدائی^{۲*}، رحیم مهاری^۱ و سیدرضا موسوی حرمی^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تبریز، ایران

۲- گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ایران

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۱/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۳/۲۷

چکیده

شناسایی مرزهای سکانسی نقش مهمی در توصیف زمین‌شناسی مخازن نفتی دارد. در این مطالعه، از رویکرد تبدیل موجک پیوسته (CWT) برای تجزیه نمودار اشعه گاما و داده‌های مربوط به تخلخل به مجموعه‌ای از ضرایب موجک درمقیاس‌های مختلف استفاده شده است. تبدیل موجک گسسته (DWT) برای تجزیه فرکانسی نمودارهای چاه به محتوای کم فرکانس با نام تقریب (A) و محتوای پرفرکانس به نام جزئیات (D) استفاده شده است. این روش با استفاده از مطالعه موردی سازند سروک بالایی در فروافتادگی دزفول در جنوب غرب ایران بررسی شده است. فن‌آوری‌های مختلف تجسم گرافیکی نتایج تبدیل موجک پیوسته به درک بهتر مرزهای سکانس‌های اصلی کمک کرده است. با استفاده از DWT، حداکثر سطح غرقابی از هر تجزیه فرکانسی روی نمودارهای پتروفیزیکی شناسایی شد. یک پیک تیز در تمام مولفه‌های A و D مربوط به حداکثر سطح غرقابی (MFS) وجود دارد که به‌طور خاص در ضرایب تقریب پنجم (a5)، تفصیلی پنجم (d5)، تفصیلی چهارم (d4) و تفصیلی سوم (d3) قابل مشاهده است. مرزهای سکانسی به بهترین وجه از محتویات فرکانس پایین سیگنال‌ها، به‌ویژه تقریب پنجم (a5) تشخیص داده شد. به‌طور معمول، فرورفتگی‌های تقریب پنجم مطابق با مرزهای سکانسی است که تخلخل‌های بالاتری در سنگ‌های کربناته ایلام و سروک بالایی ایجاد شده است. از طریق ترکیب هر دو ضریب CWT و DWT، تمایز مؤثرتری از سطوح چینه‌ای حاصل شد. نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که تبدیل موجک یک رویکرد موفق، سریع و آسان برای شناسایی مرزهای سکانس اصلی از داده‌های چاه‌پیمایی است. تطابق خوبی بین نتایج حاصل از آنالیز مغزه و نتایج تجزیه داده‌های چاه‌پیمایی با استفاده از رویکرد تبدیل موجک وجود دارد.

کلمات کلیدی: چینه‌نگاری سکانسی، تبدیل موجک، تبدیل پیوسته موجک (CWT)، تبدیل گسسته

موجک (DWT)، سازند سروک

*مسئول مکاتبات

آدرس الکترونیکی: kadhodaie_ail@tabrizu.ac.ir

شناسه دیجیتال: (DOI:10.22078/pr.2024.5412.3408)

مقدمه

و میکروسکوپی مغزه‌ها و مقاطع نازک اطلاعات عمده‌ای را برای تشخیص مرزهای زمین‌شناسی فراهم می‌کند. سپس چنین اطلاعاتی را می‌توان به داده‌های مربوط به چاه و داده‌های لرزه‌ای تعمیم داد تا سطحی سه بعدی از مرزهای توالی در یک حوضه رسوبی ارائه کند. کاربرد روش‌های آماری و هوشمند به یک تحقیق کلیدی در چینه‌نگاری سکانسی تبدیل شده است. تبدیل موجک در رشته‌های مختلف علوم زمین کاربردهای زیادی پیدا کرده است. اولین مطالعات مربوط به پردازش سیگنال و تبدیل موجک در چینه‌نگاری سکانسی بر می‌گردد. رایبلر و همکاران از روش‌های پردازش سیگنال به منظور تسریع در تفسیر داده‌های ورود به سیستم در چارچوب چینه‌نگاری سکانسی و نحوه رسوب‌گذاری و در عین حال بهبود سازگاری آنها با به حداقل رساندن هرگونه خطای اپراتور استفاده کردند [۴]. آلوآرز و همکاران خصوصیات سنگی یک مخزن را با استفاده از تبدیل موجک مشخص کردند [۵]. روش آنها براساس تخمین ضریب انرژی قدرت سیگنال‌های مربوط به داده‌های مربوط به اشعه گاما و همچنین آثار لرزه‌ای در سنگ است. در هر دو مورد، آنها تفاوت‌های قابل توجهی در مقدار میانگین ضریب توان پیدا کردند. لی و همکاران در مورد کاربرد تبدیل موجک منحنی پرتو گاما در زیربخش چینه‌نگاری سکانسی سازند Yanchang مطالعه کردند. آنها ترتیبات چرخه متفاوتی را از طریق تجزیه و تحلیل موجک ثبت پرتو گاما به دست آوردند [۶]. ژانگ و سونگ از تبدیل موجک پیوسته db5 روی نمودار پرتو گاما^{۱۱} استفاده کردند.

چینه‌نگاری سکانسی شاخه‌ای از علم زمین‌شناسی است که تلاش می‌کند سنگ‌های رسوبی را براساس مرزهای توالی به بخش‌های مختلف تقسیم کند. سکانس به‌عنوان یک توالی از طبقات رسوبی مرتبط با هم تعریف می‌شود که توسط ناپیوستگی‌ها یا پیوستگی‌های معادل آنها محدود شده است [۱]. مرزهای سکانس اصلی شامل سطح حداکثر غرقابی^۱ (MFS)، سطح پیش‌رونده^۲ (TS)، سطح پس‌رونده^۳ (RS) و مرز توالی^۴ (SB) است. بر این اساس، چهار سیستم تراکت برای یک توالی کامل سنگ‌های رسوبی وجود دارد. سیستم تراکت تراز پایین^۵ (LST) در طول افت سطح دریا تشکیل می‌شود و مخروط‌های کم ارتفاع، مخروط شیب‌دار و رسوبات مخروطی کف حوضه را ایجاد می‌کند. سیستم تراکت تراز پیش‌رونده^۶ (TST) شامل رسوباتی است که با شروع به افزایش سطح دریا و پر شدن دره‌های بریده شده تشکیل می‌شود. سیستم تراکت تراز پیش‌رونده با مجموعه پاراسکانس پس‌رونده مشخص می‌شود و به‌طور مستقیم روی مرز توالی قرار می‌گیرد. سیستم تراکت تراز بالا^۷ (HST) با تجمع و سپس افزایش پاراسکانس‌ها مشخص می‌شود زیرا نرخ افزایش سطح آب دریا ابتدا کاهش می‌یابد، متوقف می‌شود و سپس معکوس می‌شود. سیستم تراکت مرحله افت سطح آب^۸ (FSST) یا سیستم تراکت پس‌رونده سریع^۹ (FRST) با شروع به پایین آمدن سطح دریا شکل می‌گیرد و ممکن است دارای سطوح پس‌روی باشد و به‌طور معمول حاوی پاراسکانس نیست. سطوح فرسایشی و دره‌های برش خورده در هنگام سقوط تراز سطح آب تشکیل می‌شوند و به‌عنوان سطح پایه پس‌روی شناخته می‌شوند [۲-۳]. از این نظر مرزهای توالی به‌عنوان مهم‌ترین سطوح در نظر گرفته می‌شوند. به‌طور معمول، توالی‌ها از داده‌های لرزه‌ای و از طریق الگوهای انباشتگی تفسیر می‌شوند. مطالعات ماکروسکوپی

1. Maximum Flooding Surfaces

2. Transgressive Surface

3. Regressive Surface

4. Sequence Boundry

5. lowstand System Tracts

6. Transgressive System Tract

7. Highstand System Tract

8. Falling Stage System Tracts

9. Forced Regressive System Tracts

10. Gamma Ray

تکنیک‌های شناخته شده‌ای هستند، با این حال، رویکرد یکپارچه ارائه شده در این مطالعه به تعیین آسان‌تر و مؤثرتر مرزهای سکانس‌ها کمک می‌کند. در واقع تغییرات ظریف در پاسخ نمودارهای چاه مرتبط با مرزهای سکانسی را می‌توان از طریق ضرایب موجک شناسایی و برجسته‌تر کرد. استفاده از تبدیل موجک در تجزیه نمودارهای گاما باعث ایجاد یک سری فرکانس‌های بالا و پایین می‌شود که پیک‌های مختلف در نمودارهای گاما به وجود می‌آورد که این پیک‌ها در شناسایی مرز سکانسی و تقسیم‌بندی چینه‌شناسی با جزئیات بیشتر را برای ما ممکن می‌سازد و کمک می‌کند که چینه‌نگاری سکانسی با استفاده از تجزیه لاگ‌ها با دقت و رزولوشن بالا انجام شود.

موقعیت زمین‌شناسی

کمر بند چین‌خوردگی زاگرس (زاگرس FTB) منطقه‌ای به طول تقریبی ۱۸۰۰ km متشکل از سنگ‌های پوسته‌ای تغییر شکل یافته است که در محل برخورد بین صفحه عربستان و صفحه اوراسیا ایجاد شده است [۱۱]. این منطقه میزبان بزرگترین میادین نفتی جهان است که حاوی حدود ۴۹٪ از ذخایر هیدروکربنی در قسمت فروافتادگی و حدود ۷٪ از کل ذخایر در سطح جهان است [۱۲]. منطقه مورد مطالعه بین قسمت جنوبی کمر بند چین‌خورده زاگرس و قسمت شمالی فروافتادگی دزفول قرار دارد (شکل ۱). در اواخر دوره مزوزوئیک و اوایل سنوزوئیک، بسیاری از سنگ‌های منشأ خشکی (مانند سازندهای کژدمی، گورپی و پابده) و واحدهای مخزنی (مانند سازندهای آسماری، ایلام و سروک) در منطقه مورد مطالعه توسعه یافتند. در دوران میوسن، این ناحیه تبدیل به یک سنگ‌پوش شد که سنگ‌پوش تبخیری ضخیم گچساران در آن نهشته شد.

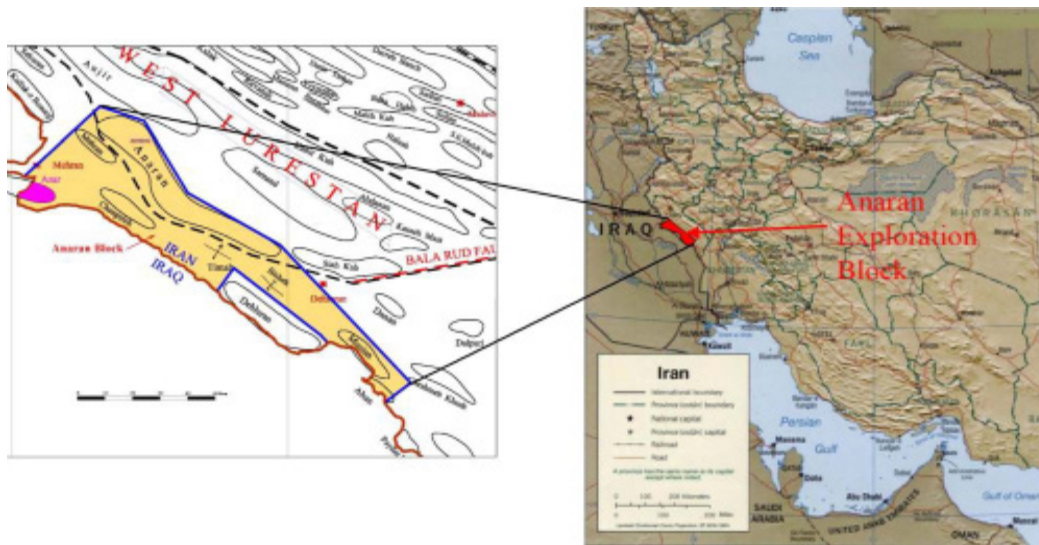
و مشخصه فرکانس زمان را برای تقسیم چینه‌شناسی بیشتر توالی با تجزیه و تحلیل چند مقیاسی به دست آوردند [۷]. آنها به این نتیجه رسیدند که تبدیل موجک می‌تواند محدودیت‌های مرزبندی دستی توسط زمین‌شناسان را پشت مرتفع سازد و اکتشاف جدیدی را برای تحقیقات کمی چینه‌نگاری سکانسی ارائه کند. پان و همکاران رابطه‌های تشکیل چینه‌شناسی را از طریق انجام تبدیل موجک و فوریه پرتو گاما و نمودارهای پتانسیل غرقابی پرتوزا^۱ (SP) شناسایی کردند [۸]. طبق این مطالعه نتایج ترکیب تبدیل موجک و روش تبدیل فوریه، بهتر از نتایج حاصل از روش تبدیل موجک و تجزیه و تحلیل نمودارهای چاه‌پیمایی عمل کرد. تخم‌چی و همکاران ترکیبی از تبدیل موجک و تبدیل فوریه را برای شناسایی شکستگی‌ها از نمودار اشباع آب به کار بردند [۹]. آنها یک رابطه خطی بین انرژی بخش تقریبی نمودار اشباع آب و چگالی و شکستگی به دست آوردند و تعداد شکستگی‌ها را در هر ناحیه شکسته تخمین زدند. روش آنها با موفقیت در چهار حلقه چاه متعلق به یکی از میادین نفتی ایران اعمال شد. جی و همکاران از داده‌های مربوط به اشعه گاما و تبدیل موجک برای تقسیم چینه‌شناسی سکانسی با وضوح بالا استفاده کردند [۱۰]. نتایج آنها نشان می‌دهد که تفکیک سکانس‌ها براساس تبدیل موجک برای مطالعات چینه‌شناسی سکانسی عینی‌تر و مؤثرتر است و این تقسیم راهی جدید برای چینه‌نگاری سکانسی با وضوح بالا فراهم می‌کند.

پژوهش حاضر از مزایای تبدیل موجک پیوسته^۲ (CWT) و تبدیل موجک گسسته^۳ (DWT) برای انجام مطالعه چینه‌شناسی توالی‌ها براساس ترکیبی از داده‌های پتروفیزیکی در سازندهای سروک بالایی، فروافتادگی دزفول استفاده می‌کند. شایان ذکر است که عناصر اصلی این تحقیق براساس کار سایر محققین است که در نوع خود بدیع نیست. به‌عنوان مثال، CWT و DWT یا تفسیر چاه نمودار

1. Spontaneous Potential

2. Continuous Wavelet Transform

3. Discrete Wavelet Transform



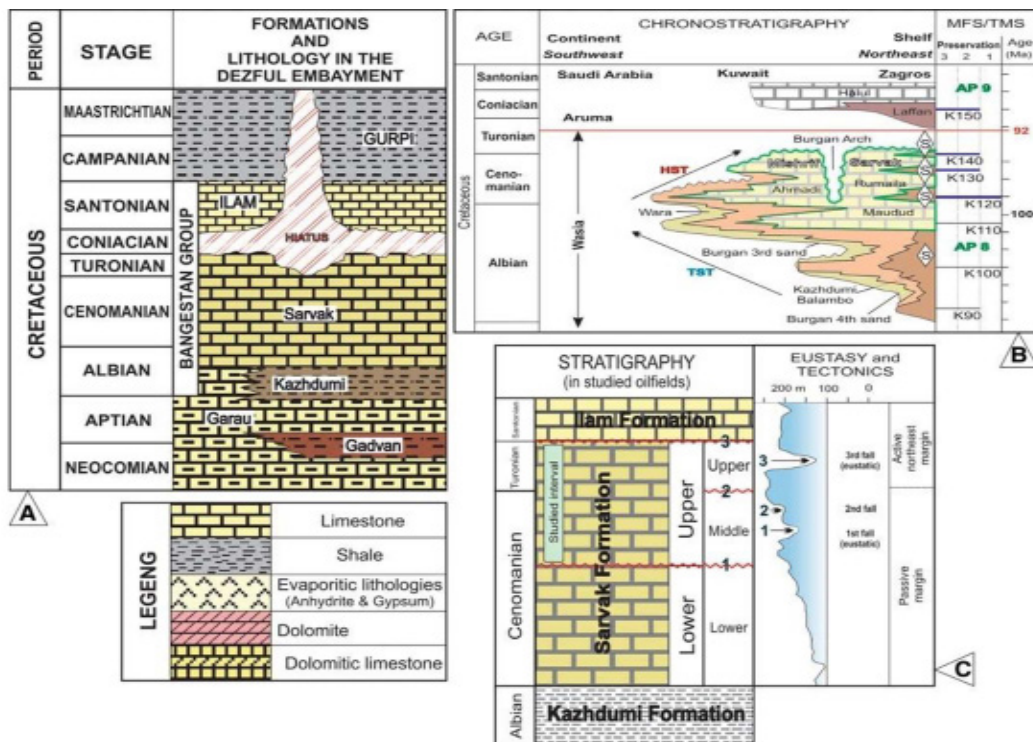
شکل ۱ نقشه موقعیت منطقه مورد مطالعه بین بخش جنوبی کمربند چین‌خورده زاگرس و بخش شمالی فروافتادگی دزفول [۱۴]

مقیاس یک سیگنال را باز یا فشرده می‌کند. هنگامی که ضریب مقیاس نسبتاً پایین است، سیگنال منقبض‌تر می‌شود که به نوبه خود منجر به نمودار دقیق‌تری می‌شود. از سوی دیگر، زمانی که ضریب مقیاس بالا باشد، سیگنال کشیده می‌شود که به این معنی است که نمودار حاصل با جزئیات کمتری ارائه می‌شود. بنابراین تبدیل موجک یک ابزار پردازش سیگنال است که سیگنال (مانند نمودار گاما) را به شکل دیگری تبدیل می‌کند. چنین تبدیلی می‌تواند اطلاعات پنهان در سیگنال را آشکار کند که به نوبه خود می‌تواند در تفاسیر زمین‌شناسی استفاده شود. سیگنال در این مطالعه موردی در حالت نخست مجموعه‌ای از داده‌های چاه شامل نمودارهای اشعه گاما و تخلخل مربوط به نمودارهای نوترون و صوتی با استفاده از نرم‌افزار متلب در جعبه ابزار موجک وارد شدند. سپس با استفاده از این نرم‌افزار آنالیز موجک صورت گرفت و نتایج به صورت نمودارهای دو بعدی ضریب موقعیت مشاهده می‌شود. تبدیلات موجک از جمله ابزارهایی هستند که کاربردهای فراوانی در شاخه‌های مختلف علمی و مهندسی به‌ویژه هوش مصنوعی و پیش‌بینی سری زمانی و بازشناسی الگو دارد.

وجود لایه‌های نمکی ضخیم سازندگچساران باعث چین‌خوردگی ناهماهنگ بین توالی‌های بالایی و پایینی شده است. گروه خامی و بنگستان واحدهای اصلی زمین‌شناسی در فروافتادگی دزفول هستند [۱۳ و ۱۴]. گروه خامی متشکل از سازندهای فهلیان، گدوان و داریان است. گروه بنگستان که هدف مطالعه حاضر است، شامل واحدهای مخزنی اصلی سازند سروک در سطح منطقه می‌باشد. سازند سروک با سن کرتاسه بالایی از سنگ‌های آهکی چاکی تا دانه‌ای متخلخل و تا حدی دولومیتی تشکیل شده است. سازند سروک کرتاسه پایینی از توالی ضخیم چاکی و گل‌سنگ-وکستون فشرده به رنگ قهوه‌ای روشن تشکیل شده است. قسمت بالایی سازند سروک از شیل‌های قرمز قهوه‌ای و خاکستری سبز تشکیل شده است که به‌عنوان عضو شیل «لافان» به شمار می‌روند. ستون چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه در شکل ۲ نشان داده شده است.

روش مطالعه: تبدیل موجک پیوسته و گسسته

تبدیل موجک پیوسته (CWT) یک ابزار ریاضی (به‌عنوان مثال غیر عددی) است که با تغییر مداوم پارامتر انتقال و مقیاس موجک‌ها، نمایشی کامل‌تر از یک سیگنال را ارائه می‌دهد. ضریب



شکل ۲ ستون چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه سازند سروک [۲۹]

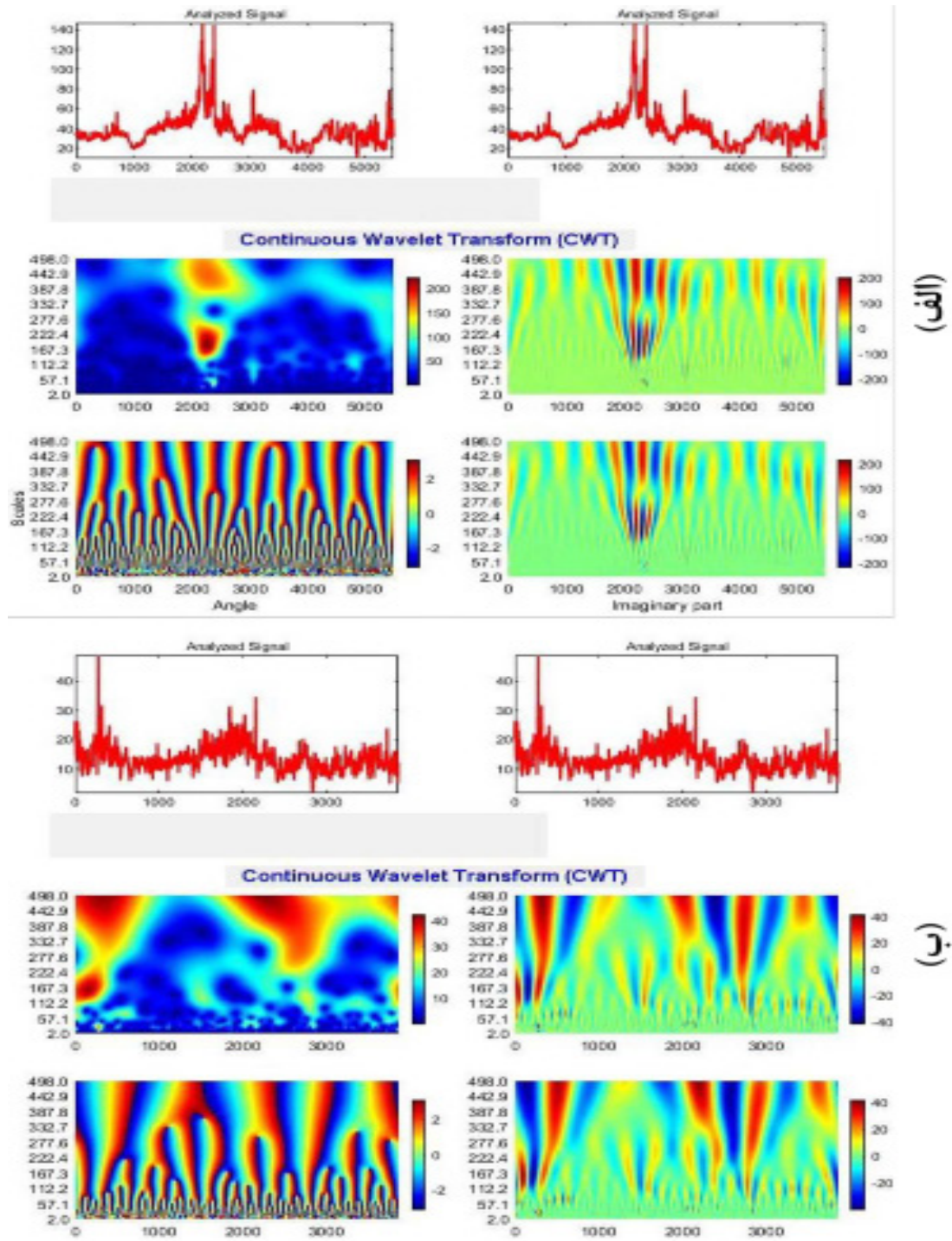
نتایج ضرایب CWT تأثیر می‌گذارد. نمودار الگوریتم محاسباتی CWT در شکل‌های ۳ تا ۵ نشان داده شده است. به‌طور معمول، انرژی موجک و انرژی سیگنال برابر نیستند و از این رو ضرایب CWT به‌طور مستقیم به‌عنوان ضریب همبستگی تفسیر نمی‌شوند. تبدیل موجک گسسته CWT استفاده از مجموعه‌ای مجزا از مقیاس‌های موجک و ترجمه‌ها به دنبال برخی قوانین تعریف‌شده پیاده‌سازی می‌شود. چنین تبدیلی سیگنال را به مجموعه‌ای از موجک‌های متعامد متقابل تجزیه می‌کند که تفاوت اصلی آن با CWT است. همچنین می‌توان از این تجزیه برای حذف نویز سیگنال استفاده کرد [۱۶]. با استفاده از موجک می‌توانیم نویزهایی را که خارج از باند فرکانسی سیگنال هستند، حذف نمود. در DWT، موجک را می‌توان از یک تابع مقیاس‌بندی به‌صورت زیر ساخت که در آن S ضریب مقیاس است (معمولاً ۲ گرفته می‌شود).

$$\psi(x) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} a_k \psi(S_t - k) \quad (2)$$

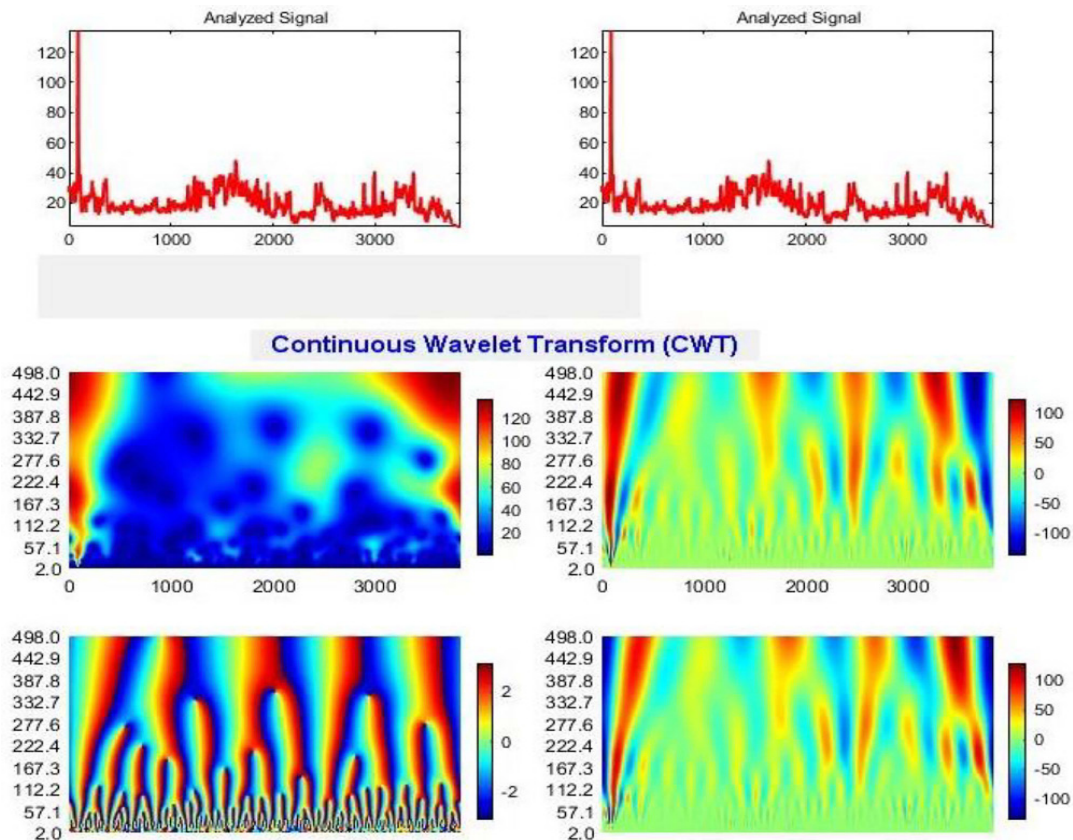
تئوری موجک‌ها در واقع تعمیمی بر تئوری تبدیلات فوریه و سری‌های فوریه است و ضعف‌های آنالیز فوریه در عملکرد موضعی و مدل‌سازی رفتارهای کوتاه مدت را جبران می‌نماید. CWT و DWT دو نوع اصلی تبدیل موجک هستند که می‌توانند در برنامه‌های تبدیل موجک ۱ بعدی، ۲ بعدی و ۳ بعدی (تجزیه و تحلیل تصویر) استفاده شوند. تبدیل موجک پیوسته شباهت بین سیگنال و موجک J را به‌عنوان یک تابع تحلیلی اندازه‌گیری می‌کند. CWT سیگنال را با نسخه‌های تغییر یافته و فشرده یا کشیده شده یک موجک مقایسه می‌کند. با مقایسه موجک سیگنال در مقیاس‌های مختلف (a) و موقعیت‌های (b)، تابعی از دو متغیر به‌دست می‌آید. CWT به‌صورت زیر محاسبه می‌شود [۱۵].

$$X_{\omega(a,b)} = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \psi^* \left(\frac{t-b}{a} \right) dt \quad (1)$$

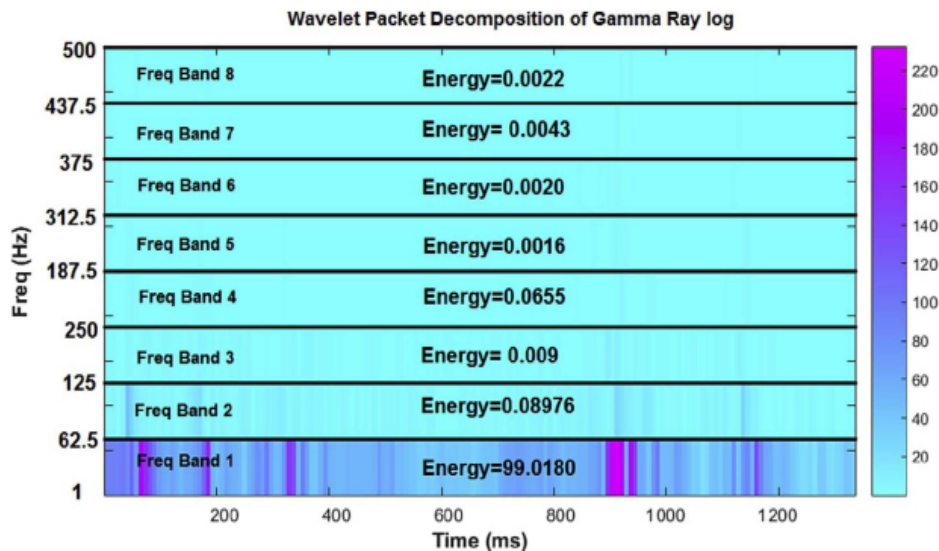
که در آن a پارامتر مقیاس ($a < 0$)، b پارامتر موقعیت، $x(t)$ سیگنال و $\psi(t)$ موجک تحلیلی است. علاوه بر پارامترهای مقیاس و موقعیت، انتخاب موجک نیز بر



شکل ۳ الف) تصویر گرافیکی الگوریتم موجک پیوسته در چاه ۱؛ ب) تصویر گرافیکی تبدیل موجک پیوسته در چاه ۲



شکل ۴ تصویر گرافیکی تبدیل موجک پیوسته در چاه ۳



شکل ۵ بسته‌های موجک سیگنال

مختلفی از پیاده‌سازی الگوریتم DWT وجود دارد. در شناخته شده‌ترین الگوریتم، دو مجموعه از ضرایب شامل تقریب (A) و تفصیلی (D) با استفاده از دو فیلتر محاسبه می‌شود.

معمولاً فقط تعداد کمی از ضرایب a و k غیرصفر هستند که محاسبات را ساده می‌کند. علاوه بر این، ناحیه بین تابع باید نرمال و مقیاس‌بندی شود تا قائم به انتقال در جهت عدد صحیح آن باشد. انواع

راديوآکتیو و اغلب آلی، MFS با پرتو گاما بالاتر، از جمله CGR (اشعه گامای تصحیح شده) یا SGR (مجموع اشعه گاما) و در نتیجه حجم بالاتر شیل نشان داده می‌شود [۲۱]. محتوای رس بالاتر باعث قرائت بالا در نمودار تخلخل نوترون و زمان عبور صوتی می‌شود، در حالی که قرائت نمودار چگالی به دلیل چگالی کمتر کانی‌های رسی در مقایسه با سایر اجزای تشکیل‌دهنده ماسه‌سنگ‌ها و سنگ‌های کربناته مانند کوارتز، فلدسپات، کلسیت و دولومیت کاهش می‌یابد. بر این اساس، در یک واحد مخزن، MFS با GR بالاتر (اشعه گاما)، NPHI بالاتر (SNP)، تخلخل نوترون دیواره جانبی و CNL، تخلخل نوترون تصحیح شده، DT بالاتر (BHC، نمودار صوتی تصحیح شده) و RHOB کمتر (FDC، چگالی تصحیح شده) مشخص می‌شود. بر این اساس، انتظار می‌رود وجود فواصل شیلی با حداکثر سطح غرقابی و فواصل سنگ آهک و دولومیتی عاری از رس پرتخلخل با مرز توالی ارتباط داشته باشد. شیل تخلخل نوترون بالاتر و چگالی کمتری را نشان می‌دهد. آب موجود در رس باعث افزایش قرائت‌های نمودار نوترون می‌شود، زیرا ابزار آن به اتم هیدروژن به هر شکل موجود در سازند حساس است [۲۲]. علاوه بر این، کانی‌های رسی به دلیل چگالی کمتر و آب موجود در منافذ و ساختار آن‌ها، میزان قرائت نمودار صوتی را افزایش می‌دهند و باعث کندی سرعت می‌شوند. مرزهای توالی نتیجه سقوط سطح آب دریا هستند که باعث فرسایش یا پرشدگی رسوب در مرزهای توالی قبلی می‌شوند. این مرزها سیستم‌های تراکت تراز بالا را می‌پوشانند و سطح رسوبات به سمت شیب تند پایین رسوب کرده در طول پسروری سطح دریا را فرسایش می‌دهند [۱۳]. یک مرز سکانسی با تخلخل بالا ناحیه‌ای است که با اشعه گامای کمتر، تخلخل نوترون بالاتر پس از تصحیح اثر شیل، زمان عبور صوتی بالاتر و چگالی کمتر مشخص می‌شود.

یک فیلتر ۰ h پایین گذر برای تقریب‌ها و یک فیلتر ۱ h بالا گذر برای تفصیلی‌ها و به دنبال آن کاهش دوتایی است [۱۷-۱۹]. نتیجه الگوریتم DWT تفسیری از سیگنال ورودی است که در آن داده‌ها از بزرگ‌ترین مقیاس‌ها به کوچک‌ترین‌ها مرتب می‌شوند:

رابطه بین نمودارهای پتروفیزیکی و مرزهای سکانسی

منابع اطلاعاتی مختلفی برای شناسایی مرزهای توالی رسوبی در یک سری از واحدهای سنگی وجود دارد. مرزهای سکانسی را می‌توان از مطالعات پتروگرافی مقطع نازک، داده‌های چاه و پروفیل‌های لرزه‌ای شناسایی کرد. به‌طور معمول، ادغام منابع اطلاعاتی ذکر شده باعث تمایز دقیق‌تر مرزهای سکانسی می‌شود. با این حال، چنین مطالعاتی از کمبود داده‌های مغزه، داده‌های ناقص چاه پیمایی یا فقدان پروفیل‌های لرزه‌ای یا کیفیت پایین آنها مواجه است. داده‌های مغزه‌ها نشان‌دهنده ویژگی‌های واقعی سنگ است اما برای همه چاه‌های حفر شده یا برای کل فواصل یک چاه، مغزه در دسترس نیست. در حالیکه، داده‌های مربوط به چاه‌های یک میدان هیدروکربنی در دسترس هستند. لذا آنها می‌توانند به‌عنوان منبع اصلی اطلاعات برای مطالعات چینه‌نگاری سکانسی به‌ویژه در ترکیب با داده‌های اصلی استفاده شوند. مرزهای اصلی یک توالی رسوبی عبارتند از مرز توالی، سطح پس‌رونده، سطح پیش‌رونده و حداکثر سطح غرقابی حداکثر سطح غرقابی براساس تغییرات موقعیت خط ساحلی در طول زمان تعریف می‌شود. حداکثر سطح غرقابی سطحی است که بیشترین جابه‌جایی خط ساحلی به سمت خشکی را دارد (یعنی زمان بیشینه پیش‌روی) [۲۰]. در زمان بیشینه حرکت خط ساحلی به سمت خشکی، بسیاری از رسوبات ریزدانه مانند رس و شیل رسوب می‌کنند. با توجه به وجود شیل و رس غنی از مواد

تبدیل موجک در سازند سروک

موجک‌های قابل قبول زیادی وجود دارد که می‌توانند در CWT انتخاب شوند. موجک‌های اصلی عبارتند از: Haar (haar)، Daubechies (db)، Symlets، Biorthogonal (bior)، Coiflets (coif)، ریبو (موجک‌های معکوس biorthogonal) و تقریب گسسته موجک. موجک‌ها براساس ویژگی‌های سیگنال در شناسایی هدف انتخاب می‌شوند. در این تحقیق از الگوریتم تعقیب تطابقی برای انتخاب مناسب‌ترین موجک برای پردازش سیگنال استفاده شده است. الگوریتم تعقیب تطابقی یکی از روش‌های موجود برای یافتن توزیع زمان-بسامد داده‌ها در تجزیه فرکانسی داده‌های لاگ است. در این مطالعه تعقیب تطابقی برای بازیابی سیگنال از طریق ساخت سکانسی از تقریب‌های پراکنده به سیگنال به‌صورت گام به گام استفاده شد. برای این منظور از موجک‌های مختلف برای بازیابی سیگنال استفاده شد. بررسی موجک‌های مختلف نشان داد که موجک db با کمترین میانگین مربعات خطا در تقریب سیگنال همراه است. بر این اساس، یک موجک db-5 برای تجزیه و تحلیل موجک پیوسته و گسسته داده‌های پتروفیزیکی استفاده شد (شکل‌های ۳ الف و ۳ ب و ۴). همان‌طور که قبلاً گفته شد، سیگنال در اینجا داده‌های مربوط به نمودار گاما و تخلخل هستند که برای تجزیه و تحلیل چینه‌نگاری سکانسی مورد استفاده قرار می‌گیرد. در ادامه، روش تجزیه و تحلیل بسته موجک برای تجزیه سیگنال به هشت سطح فرکانس استفاده شده است (شکل ۵). انرژی سیگنال می‌تواند به‌طور مؤثری برای تمایز مرزهای سکانسی استفاده شود. با استفاده از CWT تعداد ۳۲ ضریب (مرتبط با مقیاس ۱ تا ۳۲) به‌دست آمد که به‌عنوان مثال برای نمودار GR (شکل‌های ۶-الف، ۶-ب و ۶-ج) حالت رنگ‌آمیزی شده آن نشان داده شده است. با اعمال DWT با موجک db-5، نمودار چاه به پنج تقریب و پنج تفصیل تجزیه شده است. همان‌طور که در شکل‌های ۷ تا

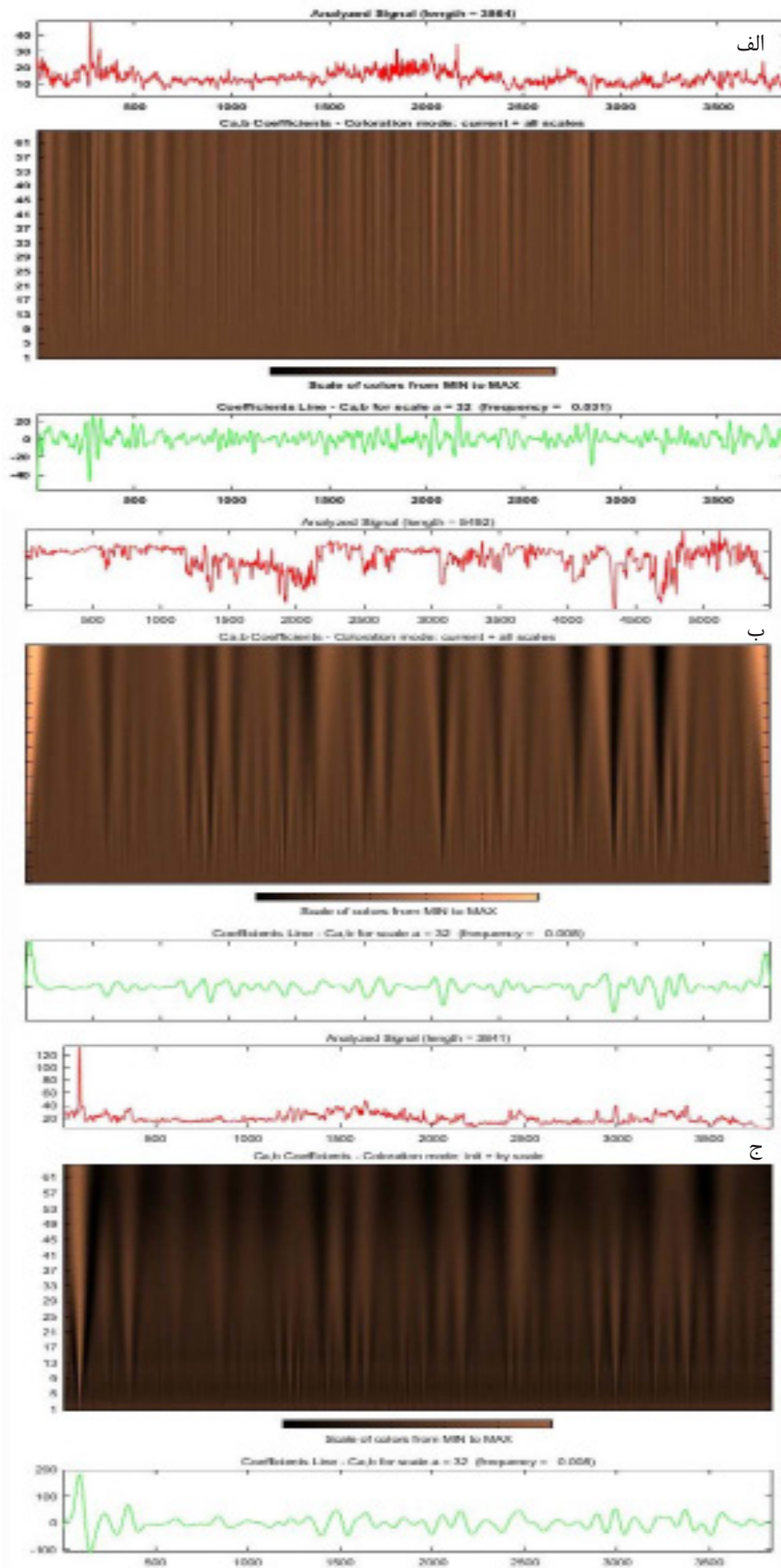
۹ نشان داده شده است، منحنی قرمز نشان‌دهنده سیگنال است (در اینجا GR log)، منحنی آبی نشان‌دهنده تقریب پنجم و تفصیل ۱ تا ۵ با رنگ سبز نمایش داده می‌شوند. سیگنال را می‌توان از جمع تقریب پنجم (۵ a) و تمام تفصیل‌ها (۵ a) ساخت. همان‌طور که مشاهده می‌شود، نه تنها قله‌های تیز، بلکه نوسانات ضعیف GR log نیز به‌طور قابل ملاحظه‌ای با استفاده از DWT تقویت شده است. همان‌طور که نشان داده شده است، اکثر انرژی سیگنال (در اینجا ثابت پرتو گاما) به محدوده فرکانس پایین (e ۶۲/۵ هرتز) تعلق دارد.

رخساره‌های رسوبی سازند سروک

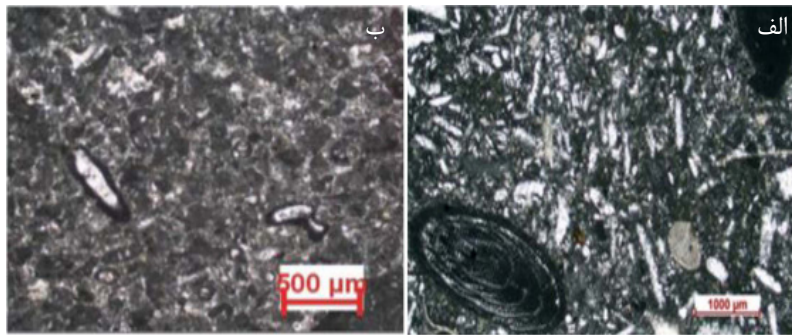
توصیف رخساره‌های رسوبی براساس مطالعات میکروسکوپی با وضوح بالا بر روی محتوای سنگ‌شناسی و ویژگی‌های رسوب‌شناسی سنگ است. تجزیه و تحلیل دقیق پتروگرافی منجر به شناسایی ۱۱ رخساره در سروک بالایی و پایین شد. براساس مطالعه سه چاه در مجموع ۱۱ رخساره در سازند سروک شامل ۴ رخساره در سروک بالایی و ۷ رخساره در سروک پایینی شناسایی شدند که در یک محیط رمپ کربناته نهشته شده‌اند [۱۹].

یازده رخساره از بالا تا پایین مغزه‌های مورد مطالعه سازند سروک توصیف شده به شرح زیر است:

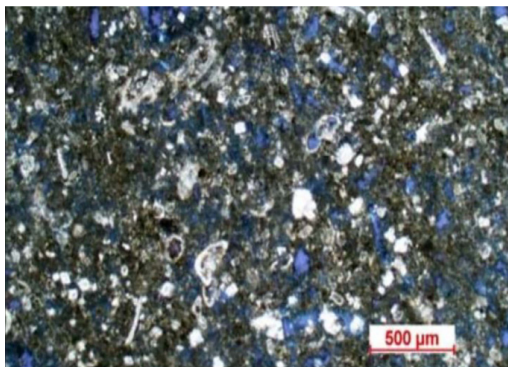
ریز رخساره ۱: این رخساره در قسمت بالایی سروک بالایی با لامینه‌های موازی خاکستری روشن تا قهوه‌ای (شکل ۷-الف و ۷-ب). بیوکلاست‌ها (فرامینفرها بنتیک، دوکفه‌ای، جلبک سبز واریزه‌های ایکنودرم) و فرامینفرهای پلانکتون تشکیل شده است (شکل ۷-الف و ۷-ب). این رخساره کم عمق‌ترین رخساره سروک بالایی است و نشان‌دهنده رسوب در یک محیط لاگون باز و کم انرژی است، همان‌طور که اندازه (بافت) دانه ریز نیز این شرایط را نشان می‌دهد.



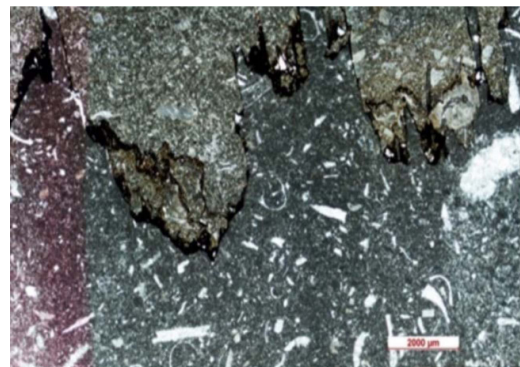
شکل ۶ الف) نمایش ضرایب CWT در چاه ۱ و ضرایب CWT در ۳۲ مقیاس با استفاده از موجک ۵-db به دست آمد. ب) نمایش ضرایب CWT در چاه ۲ ج) نمایش ضرایب CWT در چاه ۳



شکل ۷ الف) مقطع نازک رخساره MF1 سازند سروک بالایی در عمق ۴۱۲۵/۱۸ m؛ ب) در عمق ۴۰۶۳/۷ m



شکل ۹ مقطع نازک رخساره MF3 سازند سروک بالایی در عمق ۴۱۶۵/۷۸ m و ندول‌های تبخیری در قسمت‌های بالایی



شکل ۸ مقطع نازک رخساره MF2 سازند سروک بالایی در عمق ۴۱۷۶/۲۶ m متر به همراه ندول‌های تبخیری

می‌دهد، حاوی مقداری استیلولیت مایل است و عمدتاً از بقایای دوکفه‌ای و خارپوستان (تقریباً ۲۵٪) تشکیل شده است که در یک ماتریکس میکریتی پر شده‌اند (شکل ۸). با این حال، دارای فرامینفرهای پلاژیک مانند *Rotalipora cusmani* و *Muricohedber-gella planispira* نیز هست. فرامینفرهای کفزی نادر هستند. در مقایسه با سایر رخساره‌های سروک بالایی کم عمق‌ترین رخساره بعد از MF 1 این رخساره است. این رخساره در یک محیط دریایی باز (رمپ میانی) نهشته شده است که توسط دوکفه‌ای فراوان نشان داده شده است. خارپوستان، فرامینفرهای پلانکتون و همچنین ویژگی چینه‌شناسی MF 2 و حضور بیوکلاست‌های قابل تشخیص نشان‌دهنده افزایش انرژی نسبی و در نتیجه آب کم عمق‌تر است. حضور فرامینفرها کوچک کف اعماق و پلانکتیک، بیوکلاست‌های کوچک و بافت دانه‌ای گل همگی نشان می‌دهند که محیط رسوبی این رخساره در پلاتفرم میانی قرار دارد [۲۳].

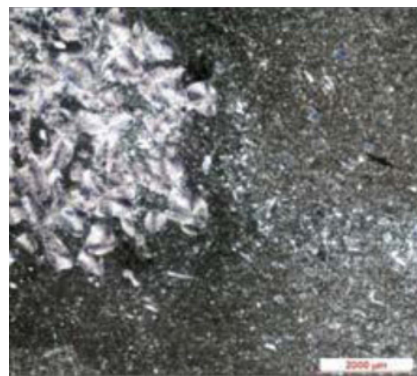
ویژگی چینه‌شناسی و تنوع موجودات آن نشان می‌دهد که محیط اولیه گردش آب، شوری طبیعی، محتوای اکسیژن در ستون آب و سطح رسوب شرایط خوبی داشته است. وجود جلبک سبز نشان‌دهنده هوادهی خوب و نفوذ نور است. وجود جلبک سبز نیز یک شاخص برای محیط فلات قاره داخلی و یک محیط کم عمق دریایی است. وجود جلبک‌های سبز به همراه فرامینفرها و بافت دانه غالب در برخی قسمت‌ها نشان‌دهنده بالا بودن انرژی محیط نزدیک به فلات داخلی و لاگون است [۱۹]. وجود دوکفه‌ای، خارپوستان، جلبک‌های قرمز، بیوکلاست‌های ظریف (فرامینفرهای نادر پلانکتونیک) و بافت گل غالب نشان می‌دهند که محیط رسوبی این زیر رخساره، قسمت‌های انتهایی پلاتفرم داخلی است.

ریز رخساره ۲: این رخساره فقط در قسمت‌های میانی سروک بالایی وجود دارد و یکی از رخساره‌های اصلی آن است. رنگ خاکستری روشن را نشان

oligoſteginids، Pithonel- و hedbergella planispira (شکل ۱۰). اندازه بیوکلاست‌ها مانند بقایای اکینوئید دانه‌های ریز، اسپیکول‌های اسفنجی و پوسته‌های دوکفه، گلوکونیت و belem-nites است (شکل ۱۰). سنگ‌شناسی اصلی این رخساره سنگ آهک رسی است. در این رخساره، دولومیتی شدن به‌طور فراگیر ماتریکس را تحت تأثیر قرار داده است. وجود calcisphaeres با بقایای کوچک اکینوئید و روتالیا یک محیط کم انرژی دور از منشاء را پیشنهاد می‌کند. فراوانی فرامینفرها پلانکتون و الیگوستژینیدا نشان‌دهنده رسوب‌گذاری تحت شرایط آرام و عمیق است [۲۵] که در زیر شرایط طوفان موجی رسوب کرده است. در قاعده حوضه رسوبی فراوانی الیگوستژینیدا همراه با روزن داران پلانکتیک، بیوکلاست‌ها و گل و سیلت همگی نشان‌دهنده یک محیط کم انرژی و آب عمیق هستند. باید اشاره کرد به زیر رخساره Oligoſteginid calcisphere swackestone که به‌طور عمده از الیگوستژینیدا و تعدادی فرامینفرهای پلانکتوتی با ماتریکس گلی در قسمت‌های انتهایی فلات قاره بیرونی و کمی کم عمق‌تر از MF 4 گسترش یافته است.

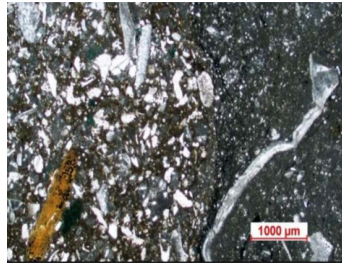
ریز رخساره ۵: این رخساره فقط قسمت‌های پایین سروک بالایی با رنگ خاکستری متمایل به سیاه وجود دارد. (شکل ۱۱) از ویژگی‌های اصلی آن می‌توان به وجود بیوکلاست‌های ریز دانه مانند روزنبران پلانکتون و روزنبران کوچک کفزی مانند روتالیا، بقایای اکینوئید و دوکفه‌ای فراوان اشاره کرد. شکل ۱۱ دانه‌های پیریت و گلوکونیت شکل ۱۱ با فراوانی بالا نیز وجود دارد. رسوب‌گذاری این رخساره مربوط به آب‌های عمیق است. گاهی اوقات، این رخساره پکستون را نشان می‌دهد که می‌توان آن را به جریان‌هایی نسبت داد که دانه‌های به اندازه سیلت و گل کربناته را پخش می‌کنند [۲۵]. بنابراین، فقدان ماده آلی علی‌رغم محیط عمیق آن می‌تواند به شرایط خوب اکسیژن مربوط باشد.

ریز رخساره ۳: این رخساره در سروک بالایی گسترش دارد. دارای رنگ خاکستری و شامل استیلولیت مایل و ندول‌های تبخیری است (شکل ۹). اجزای اصلی این رخساره روزنبران پلانکتونیک هستند که با الیگوستژینیدا همراه است (شکل ۹). دارای قطعاتی نازک از پوسته‌های دوکفه‌ای و بقایای اکینوئیدها و بیشتر از گل آهکی است. فرامینفرهای مربوط به آب کم عمق و در برخی از قسمت‌های رخساره ندول‌های تبخیری (احتمالاً انیدریت) قابل مشاهده است (شکل ۹) [۲۴-۲۳]. فراوانی فرامینفرهای پلانکتون و ماتریکس ریز دانه نشان‌دهنده محیط فلات بیرونی و فراوانی بقایای خارپوستان و اندازه ریز آنها گواهِ نزدیکی به محیط پلاتفرم است. ویژگی بقایای خارپوستان، پلانکتونیک-کفزی روزن داران، بیوکلاست‌های و گلی نشان‌دهنده قسمت‌های نزدیک پلاتفرم بیرونی محیط است. **ریز رخساره ۴:** این رخساره در قسمت‌های تحتانی سروک بالایی وجود دارد و یکی از رخساره‌های اصلی این قسمت رخساره دارای رنگ قهوه‌ای و خاکستری و شامل درزهای زیادی و ندول‌های تبخیری است (شکل ۱۰).



شکل ۱۰ مقطع نازک MF4 سازند سروک بالایی در عمق m ۴۲۰۲/۳۲ و ندول‌های تبخیری

همچنین لازم به ذکر است که این رخساره در لایه‌های بالایی سروک پایینی گسترش پیدا کرده است. دانه‌های اسکلتی غالب آهکی هستند (به‌عنوان مثال، Calcisphaerula innominata، فرامینفرپلانکتون، Murico، Heterohelix moremani).



شکل ۱۱ مقطع نازک رخساره MF5 سازند سروک پایینی در عمق ۴۳۶۱/۳۱ m، تماس بین MF5 (سمت چپ) با عمیق‌ترین رخساره‌های دریایی (MF4)

زمین (میلیولید و اربیتولینید) و اکینوئید است. شکل ۱۳ پلوئیدها، استراکدها و بقایای دوکفه‌ای اجزای فرعی آن هستند. سیمان شدگی یک ویژگی اصلی دیاژنتیکی این رخساره است. این رخساره ویژگی‌های محیط‌های کم عمق، باز دریایی دارد. تنوع بیوکلاست‌ها، وجود روزن داران بزرگ در اعماق زمین و فابریک دانه‌ای غالب نشان می‌دهد که این رخساره در بخش دورتر محیط لاگون نهشته شده است [۲۳].

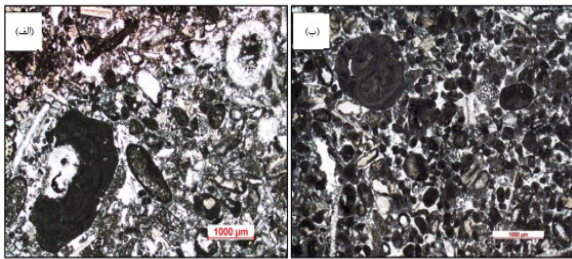
ریز رخساره ۸: یکی از رخساره‌های اصلی در سروک پایینی است. این رخساره در موارد مختلف در سرتاسر مغزه‌های مورد مطالعه در قسمت‌های میانی سروک پایینی با رنگ پریدگی، رنگ مایل به زرد و لامینه‌های موازی مشاهده می‌شود (شکل ۱۴). پکستون و گرینستون در مقیاس دسی متر به متر با محتویات فسیلی فراوان در آنها رسوب می‌کنند، به‌ویژه روزن‌بران Orbitolids و Trocholinids. همچنین پوسته‌های دوکفه‌ای و قطعات خارپوستان عمیق در آن مشاهده می‌شود (شکل ۱۴). دولومیتی شدن روی این رخساره تاثیر گذاشته است (شکل ۱۴). تبلور دولومیت‌ها در امتداد استیلولیت‌ها مشاهده شده است. این رخساره شامل سه نوع زیر رخساره است که در پایین از آب‌های کم عمق تا عمیق‌تر فهرست شده است:

- I) Echinoderm Trocholina - Orbitolina packstone to grainstone
- II) Echinoderm red algae Orbitolina packstone to grainstone
- III) Rudišt Orbitolina packstone to grainstone

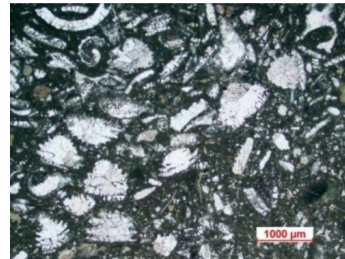
خصوصیات بافتی و محتوای فسیلی این رخساره نشانه‌ای از شرایط متلاطم است. با در نظر گرفتن تغییرات اندازه و نوع بیوکلاست‌ها، وارونگی بافتی، اختلاط پلانکتون در اعماق دریا و بافت متلاطم، این رخساره را می‌توان به کانال‌های فلات قاره بیرونی مربوط دانست (شیب حاشیه قاره). در مقایسه با رخساره‌هایی که پیشتر توضیح داده شد، MF 5 در یک محیط کم عمق‌تر شکل گرفته است. وکستون مختلط پلاژیک و اعماق دریای اکینوئید فرامینفر، به‌عنوان کلسی توربیدیت‌های ریزدانه و غالب در ضخامت بیشتر تفسیر می‌شوند [۲۶]. ظاهراً اجزاء تشکیل‌دهنده بیشتر از داخل پلاتفرم منشأ گرفته‌اند [۲۷]. این رخساره نشان‌دهنده کم عمق بودن حوضه و یا جریان‌های مرتبط وارد کننده مواد مشتق شده از داخل پلاتفرم هستند.

ریز رخساره ۶: این رخساره در پایین‌ترین قسمت سازند سروک واقع شده است و شامل فراوانی بیشتری از تروکولینا است (شکل ۱۲). قطعات جلبک سبز با سایر بیوکلاست‌ها، دوکفه‌ای، بقایای اکینوئید و پلوئیدها (به نسبت کوچک‌تر)، ویژگی‌های بافتی و ویژگی چینه‌شناسی آن نشان می‌دهد که این رخساره در یک محیط کم تا متوسط انرژی تشکیل شده است که ممکن است قسمت‌های انتهایی فلات داخلی تا فلات میانی است.

ریز رخساره ۷: این رخساره به‌طور عمده در سنگ آهک‌های توده‌ای قسمت بالایی سروک پایینی با رنگ خاکستری مایل به زرد و بافت دانه‌ای تشکیل شده است (شکل ۱۳). مشخصه اصلی این رخساره وجود جلبک (قرمز و سبز)، فرامینفرهای اعماق



شکل ۱۳ مقطع نازک رخساره MF7 سازند سروک پایینی در عمق‌های ۴۳۷۸/۶۷ m و ۴۳۷۲/۴۸ m

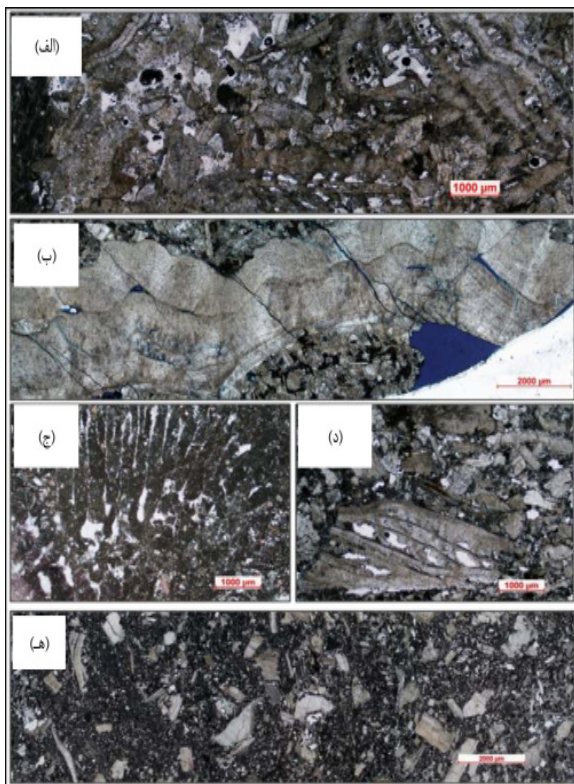


شکل ۱۲ مقطع نازک رخساره MF6 سازند سروک پایینی در عمق ۴۳۶۴/۹ m



شکل ۱۴ مقطع نازک رخساره MF8 سازند سروک پایینی در عمق ۴۴۷۹/۹۳ m و دولومیتی شدن کامل

رودیست در سروک پایینی وجود دارند.



شکل ۱۵ مقاطع نازک رخساره‌های سروک در عمق‌های مختلف ۴۵۱۷/۴۱ m، ۴۵۱۲/۲۴ m، ۴۴۲۴/۴۵ m، ۴۵۱۱/۵۳ m و ۴۴۵۰/۴۵ m (الف و ب) رودیست، ج) مرجان‌ها همراه با ریف رودیست د) و ه) دولومیتی شدن کامل رخساره‌ها

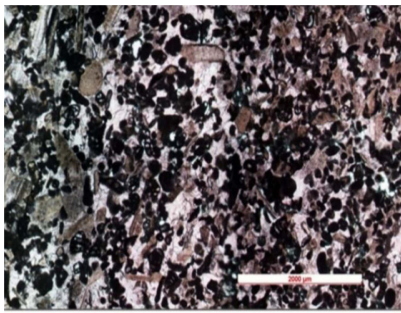
ویژگی چینه‌شناسی MF 8، هم‌زمانی بیوکلاست‌های حاشیه پلاتفرم و زیستی لاگون، رسوب در انتهای لاگون حاشیه فلات قاره را نشان می‌دهد.

ریز رخساره ۹: دومین رخساره فراوان در سروک پایینی است. قطعات رودیست بزرگ و بقایای اکتیوئید از اجزای اصلی آن به همراه مقادیر مختلف گل، سیمان و سایر اجزا با رنگ خاکستری مایل به زرد تا قهوه‌ای هستند (شکل ۱۵). رودیست‌ها اغلب به اندازه‌های مختلف (شن، گل و سیلت) تکه تکه می‌شوند و دوباره برای تشکیل رخساره‌های بیوکلاستیک تجمع می‌یابد [۲۸ و ۲۹]. اجزای غیر اسکلتی از پلوئیدها و اجزای فرعی شامل کورتوئیدها هستند. روزن‌بران شامل آلوتولینیدها، اربیتولینیدها، میلیولیدها، نزازاتا، روتالیاهای کوچک و گاستروپودها در اعماق دریا هستند. درجه تکه تکه شدن و میکربیتی در روزن داران اعماق دریا به نسبت زیاد است. بافت‌های آن از فلوتستون تا رودستون هستند. این یکی از دو رخساره مخزن اصلی سروک پایینی است. در قسمت‌های داخلی پلاتفرم سروک، تجمع‌هایی بیشتر به صورت ریف‌ها یا کرانه‌ها تشکیل می‌شود (۱۵-الف و ۱۵-ب) مرجان‌ها (شکل ۱۵-ج) همراه با

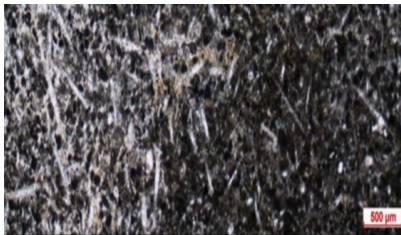
پرانرژی را نشان می‌دهد که گهگاه تحت تأثیر امواج و جریان‌های ذرات بیوکلاستیک قرار دارد. ریز رخساره ۱۰: سومین رخساره اصلی در سازند سروک است. از مقیاس دسی متر تا متر که سطح مقطع شفاف‌ی را نشان می‌دهد شکل ۱۷ و شامل لامینه موازی به‌همراه محتویات فسیلی شامل روزنبران کوچک (بیشتر یکپارچه و دو قسمتی و میلیولید) است. گاستروپودها، پوسته‌های دوکفه‌ای، جلبک‌های سبز و قطعات رودیست شکل ۱۷ میکریتی شدن بیوکلاست‌ها را نشان می‌دهد. وکستون رودیست به‌صورت محلی مشاهده می‌شود. رخساره 10MF نشان‌دهنده این است که محیط بالای پلاتفرم انرژی به نسبت کم تا متوسطی را دارد. در این رخساره دولومیتی شدن به‌طور فراگیر هر دو ماتریکس و آلوکم به‌ویژه Orbitoline را تحت تأثیر قرار می‌دهد. این رخساره به چهار زیر رخساره تقسیم می‌شود که در زیر از آب‌های کم عمق تا عمیق‌تر ذکر شده است.

I. Peloid Orbitolina miliolid packstone to grainstone
 II. Peloid Ovalveolina miliolid wackestone to packstone
 III. Bioclast miliolid echinoid packstone to grainstone
 IV. Ovalveolina rudišt miliolid packstone to grainstone
 رخساره گرینستون، مقدار کم میکریست و وجود سیمان کلسیتی نشان‌دهنده رسوب این رخساره‌ها در یک محیط کم‌عمق با انرژی بالا است. ویژگی‌های زیستی، ویژگی‌های چینه‌شناسی MF8 و MF9 (رخساره‌های مجاور) و فراوانی پلوئیدها در این رخساره نشان می‌دهد که رسوب‌گذاری در یک محیط دریایی باز در شرایط آب و هوای پر انرژی انجام شده است که گهگاه تحت تأثیر امواج بوده است.
 ریز رخساره ۱۱: این رخساره فقط در قسمت تحتانی سروک پایین با رنگ خاکستری تشخیص داده شده است (شکل ۱۸). اجزاء اصلی شامل اسپیکول‌های اسفنجی و الیگوسترینیدها هستند.

رسوبات آواری (تالوس) و پشت‌واره کوچک را در شیب پلاتفرم ایجاد می‌کنند [۲۸]. شکل‌های ۱۵-د و ۱۵-ه به‌وضوح نشان می‌دهد که در برخی از نمونه‌ها دولومیتی شدن انتخابی است و آلوکم‌ها تا حدی با دولومیت جایگزین شده است در حالی که در برخی دیگر هم ماتریکس و هم آلوکم است. شرح مفصل رخساره‌های رودیست‌ها در سروک پایینی منجر به شناسایی دو زیر رخساره اصلی در مغزه‌های مورد مطالعه براساس ویژگی‌های رسوبی آنها (یعنی اندازه دانه، ارتباط دانه و بافت) شد که عبارتند از، (۱) فلوتستون رودیست تا رودستون (شکل ۱۵-الف و ب). (۲) فرامنیفرهای مناطق عمیق وکستون رودیست تا پکستون (شکل ۱۶-الف، ب، ج و د). به‌دلیل غلبه رودیست‌های درشت و ضخیم، بافت دانه‌ای و عدم وجود گل آهکی، این رخساره در محیط‌های پرانرژی بالاتر رسوب کرده است [۲۴-۲۹]. جداسازی دریای باز از محیط دریایی براساس مطالعات جاری و سایر آثار مشاهده شده بر روی پلاتفرم سروک و همناهای عربی آن است [۳۰]. کربنات‌های رودیست برروی کربنات پلاتفرم (سکوی حاشیه) ایجاد شدند. به‌دلیل کمبود موجودات (مانند جلبک‌های قرمز و مرجان‌ها)، تکه تکه بودن رودیست‌ها و عدم وجود اشکال رشد درجا، به‌نظر می‌رسد که رودیست‌ها نمی‌توانند شکل کامل‌تری به‌خود بگیرند. وجود شرایط سدی در پلاتفرم سروک و نرخ بالای تکه تکه شدن رودیست‌ها (بافت‌های متغیر و اندازه دانه‌ها) نشان‌دهنده پایداری کم آنها در شرایط پر انرژی در این پلاتفرم است. اندازه بزرگ بیوکلاست‌ها و درجه کم تکه‌تکه‌شدن رخساره‌های رودستونی، موقعیتی نزدیک به منشاء رودیست را نشان می‌دهد. گل، آشفستگی شدید و فلوتستون رودیست همراه با موجودات نشان می‌دهد که در محیط کم انرژی رسوب کرده‌اند. بافت دانه غالب و اسپاریت اولیه، نمونه‌ای از توده‌های بیوکلاستیک توسعه یافته در پلاتفرم سروک است. همچنین، بستر شرایط محلی

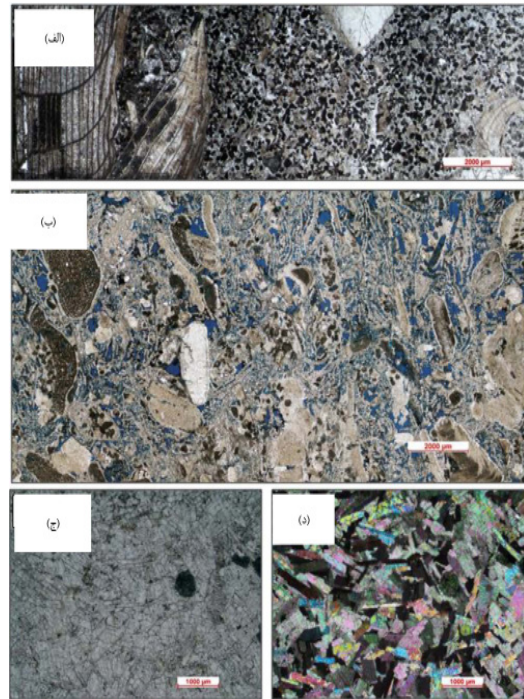


شکل ۱۷ مقطع نازک رخساره MF10 سازند سروک پایینی در عمق ۴۴۹۲/۴۱ m



شکل ۱۸ مقطع نازک رخساره MF11 سازند سروک پایینی در عمق ۴۵۵۵/۸۸ m که به صورت تیغه

مطالعه شامل چهار سکانس است که از فاصله زمانی آلبین پسین تا اوایل دوره تورونین را شامل می‌شود و می‌توان آن را به نوسانات سطح دریا مرزهای سکانس رده سوم نسبت داد [۳۱]. آن‌ها با کارست و همچنین تغییر ناگهانی در سنگ‌شناسی مشخص می‌شوند. حداکثر سطوح غرقابی هم‌زمان با عمیق شدن و کم عمق شدن در هر سکانس رسوبی، سکانس ۱ و ۲ (Sa1 و Sa2) مربوط به سروک پایینی (آلبین پسین) است. سکانس ۳ و ۴ (Sa3 و Sa4) مربوط به سروک بالایی (سنومانین تا تورونین پیشین) است. مقایسه منحنی تغییر سطح نسبی دریا با منحنی استاتیک جهانی توسط حق و همکاران نشان‌دهنده یک شباهت کلی با کمی تغییر است. این نشان می‌دهد که چرخه‌های رسوبی و توالی‌های رسوبی در سروک بالایی و پایینی با تغییرات جهانی سطح دریا کنترل می‌شوند، علاوه بر فعالیت زمین‌ساختی محلی این چهار سکانس در زیر با جزئیات از سروک پایین به سروک بالایی در چاه‌ها شناخته شده است [۳۱].



شکل ۱۶ قسمت‌های کم عمق رخساره MF9. به ترتیب ۴۴۹۰/۹ m، ۴۵۲۶/۲۸ m و ۴۴۱۱/۹۵ m (الف و ب) همراهی رودبست بقایای با روزن داران کف، (ج و د) ندول‌های انیدریت در قسمت‌های آب کم عمق MF9

به نظر می‌رسد اسپیکول در ابتدا سیلیسی بودند، اما اکنون با کلسیت جایگزین شده‌اند. شکل آنها از مونواکسون تا پلی اکسون متغیر است (شکل ۱۸). گاهی اوقات در آن علائم فشردگی و تراکم دیده می‌شود. در برخی موارد، سنگ فقط از اسپیکول‌های اسفنجی تشکیل شده است. دولومیتی شدن فرآیند اصلی است که تحت تاثیر بر ماتریکس و آلوکم قرار دارد. اسپیکول‌های سیلیسی در محیط‌های آب خنک بیشتر اصلی هستند، اما در محیط‌های آب کم عمق نیز دیده می‌شوند [۳۰]. با توجه به اجزای تشکیل‌دهنده، این رخساره در محیط کم عمق پلاتفرم داخلی دور از منشاء و نزدیک به حاشیه با نرخ رسوب بالا تشکیل شده است.

چینه‌نگاری سکانسی سروک

براساس ارزیابی محیط رسوبی و طبقات ریز رخساره، سروک بالایی و پایینی در چاه‌های مورد

- سکانس ۱، (Sa1)، (آلبین پسین)

برای بررسی تغییرات سطح دریا باشد [۳۳]. برای بررسی و شناسایی سکانس‌های چاه شماره ۱ به دلیل فاصله زیاد مقاطع خرده‌های حفاری آنالیز چینه نگاری سکانشی بیش‌تر با توجه به تغییرات نمودار گاما و نمودار D-INPEFA-SGR و تطابق آن با چاه‌های شماره ۱-۲ صورت گرفته است چرا که از نظر تغییر روند این دو نمودار شباهت زیادی با هم دارند.

ضخامت سکانس یک (۷۰ m) در چاه ۳ از چاه A (۹۰ m) کمتر و از سکانس یک چاه ۲ (۱۲۰ m) کمتر است و تا عمق ۴۶۲۰ m ادامه دارد. ضخامت بخش TST حدود ۴۰ m بوده واز TST چاه ۱ کمتر است. در این بخش نمودار گاما و نمودار D-INPEFA-SGR روندی افزایشی نشان می‌دهند. MFS این سکانس در عمق ۴۶۶۰ m است و مقدار نمودار گاما در این عمق به حدود API ۶۰ رسیده است. در بخش HST با ضخامت ۳۰ m مقدار نمودار گاما و نمودار D-IN-PEFA-SGR کاهش می‌یابد. تا اینکه (NBS) در مرز سکانس (SB2) مقدار نمودار D-INPEFA-SGR به صفر و مقدار نمودار گاما به حدود API 10 رسیده است.

- سکانس 2 (Sa2)، (آلبین پسین)

این سکانس (Sa2) به‌طور پیش‌رونده روی آن قرار دارد. این بخش از توالی (TST) با حداکثر دوره غرقابی در بالای پلاتفرم با لایه‌های ضخیم رخساره‌های رودیستی مشخص می‌شود. قسمت پیش‌رونده (HST) این سکانس دارای شامل رخساره‌های پلاتفرم کربناته فلات داخلی پروگزیمال به دیستال (MF8) است. به‌طور کلی، این توالی در آلبین پسین قرار دارد و با فرامینفرهای کفزی فراوان مشخص می‌شود. به‌عنوان مثال، Orbitolinid، Nezzazatid، Quinqueloculina sp، خارپوستان و بقایای رودیست. سنگ چینه بالای سرروک پایینی با تماس ناگهانی با پلانکتونیک پلاتفرم میانی به بیرونی مشخص شده است.

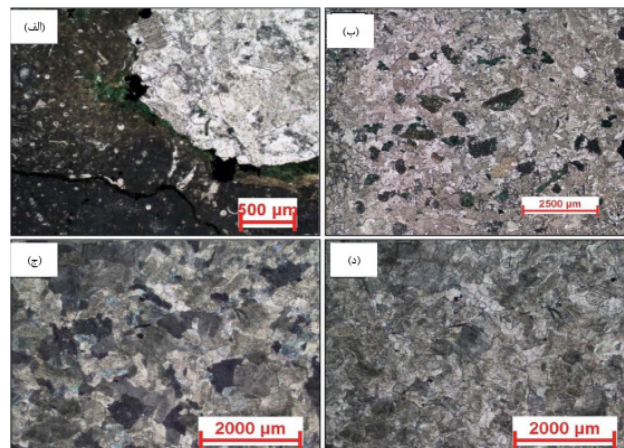
این سکانس با روزن داران کفزی فراوان به‌عنوان مثال Orbitolina sp مشخص می‌شود. پایه چینه‌شناسی سنگی سکانس ۱ سرروک (Sa1) با یک بستر به نسبت نازک تا متوسط همراه است. سیستم پیش‌رونده (TST، ۲۸/۳۳ m) توسط یک سیستم پیش‌رونده پوشانده شده است. TST به‌طوره عموده از رخساره‌های اکینوئید اربیتولین و کستون تا پکستون (MF8) تشکیل شده است. شرایط MFS-Sa1 هستند مرتبط با رخساره رودیست (بیوکلاست اکینوئید شناور رودیست تا رادستون، MF9). MFS-Sa1 که نمایانگر سد بیوکلاستیک است، با گسترش جانبی به سمت فلات میانی تمایل به گسترش دارد. MFS-Sa1 [۳۲]. این سکانس در چاه‌ها در عمق ۴۶۹۰ تا ۴۶۲۰ m قرار دارد. جهت شناسایی سیستم تراکت‌ها نیز از تغییرات محیطی با توجه به میکروفاسیس‌ها و بررسی نمودار گاما و نمودار D-IN-PEFA-CGR استفاده شد. قسمت HST آن حدود ۳۰ m و TST آن ۴۰ m ضخامت دارد، در ۴۶۶۰ m نمودار گاما افزایش یافته است. در قسمت HST نمودار گاما کاهش یافته (NBS) و ریزرخساره‌های کم عمق دریای باز به ریزرخساره‌های محیط سد (گرینستون اینتراکلاستی) و لاگونی (وکستون پلوئیدی) تبدیل شده‌اند. مرز این سکانس و سکانس بالایی از نوع SB1 است که مطابق با میکروفاسیس‌های کم عمق لاگونی در سازند مورد مطالعه است. با در نظر گرفتن روند تغییرات میکروفاسیس‌ها مرز این دو سکانس از نوع SB4 است، زیرا در این مرز شواهدی از پسروی کامل دریا و خروج رسوبات از زیر آب وجود ندارد. در این مرز مقدار نمودار گاما به API4 و مقدار نمودار D-INPEFA-SGR به صفر رسیده است، همچنین روند نمودار PEFA در این مرز ابتدا به سمت مثبت و با شروع سکانس ۴ به سمت مقادیر منفی تغییر پیدا کرده است. از بین نمودارهای پتروفیزیکی نمودار گاما و نمودار INPEFA (که از نمودار گاما ساخته می‌شود) در کنار مطالعات میکروسکوپی می‌تواند مبنای خوبی

منطبق است. همچنین نمودار PEFA در عمق ۴۵۲۰ m و TST ۴۵۰۰ m سکانس از مقدار صفر دور شده و به سمت مقادیر مثبت و منفی تغییر می‌کند. این تغییر روند به خوبی با تغییر روند نمودار INPE-FA در همان اعماق مطابقت دارد و به احتمال زیاد نشانه‌ای از تغییرات سطح آب است اما با توجه به نبود مغزه‌گیری کامل در این اعماق نمی‌توان با تغییرات ریزرخساره‌ها مطابقت داد.

– سکانس ۳ (Sa3، سنومانین پسین و پیشین)

در این سکانس TST آن شامل حوضه پلاتفرم بیرونی پسرونده پلانکتونیک است. سنگ‌های آهکی یک بیان فیزیکی واضح از تغییر رخساره پسرونده (فلات میانی تا فلات بیرونی) و تراکت سیستم‌های پیشرونده (فلات داخلی) در منطقه مورد مطالعه است. MFS در بالای آن قرار می‌گیرد رخساره ۷ (پلانکتون روزن داران کلسیفر و کستون تا پکستون) در عمق ۴۲۵۴ m و معادل MFS120 صفحه عربی با سن سنومانین پسین است [۳۲]. HST این سکانس پیشرونده شامل جلبک‌های سبز، دوکفه‌ای و روزنبران و بافت‌های گرینستونی و پکستونی (رخساره ۶) است (شکل ۱۹). HST توسط یک نوع مرز سکانسی ۲ که در بالای HST قرار می‌گیرد، پوشیده می‌شود. جهت شناسایی سیستم تراکت‌ها نیز از تغییرات محیطی با توجه به ریزرخساره‌ها و بررسی نمودار گاما و نمودار D-INPEFA-CGR استفاده شد.

این سکانس از سکانس اول ضخیمتر است. ضخامت بخش TST آن (۲۰ m) بیشتر از بخش HST (۱۰۰ m) بوده و نمودار گاما و نمودار D-INPEFA-SGR روندی افزایشی نشان می‌دهند. در قسمت‌های ابتدایی و انتهایی این بخش مغزه‌گیری صورت گرفته است. در عمق ۴۶۲۰ تا ۴۵۰۰ m همزمان با افزایش نمودار گاما میکروفاسیس‌های شول (گرینستون پلوئیدی) به میکروفاسیس‌های کم عمق دریای باز (رودستون رودیستی) تبدیل شده‌اند. بخش HST این سکانس مطابق با کاهش ناگهانی نمودار گاما (NBS) و نمودار D-INPEFA-SGR است. در این بخش ابتدا ریزرخساره‌های کم عمق دریای باز (پکستون رودیستی دارای فرامینفرهای بنتیک و وکستون دارای فرامینفرهای بنتیک و یلاژیک) دیده می‌شود که در میان آنها به مقدار کم ریزرخساره‌های پشته (گرینستون اینتراکلاستی بیوکلاستی) وجود دارد این ریزرخساره‌ها در نهایت به میکروفاسیس نمودارونی (وکستون پلوئیدی تا وکستون پلوئیدی با تنوع کم فرامینی فربنتیکی) تبدیل شده‌اند. مرز زیرین این سکانس از نوع 3SB و مرز بالایی آن با سازند ایلام از نوع 4SB است چرا که مرز فوقانی آن با سازند ایلام به‌طور ناهم‌ساز بوده و به‌علت رخداد ساب هرسینین سازند سورگه در این میدان رسوب‌گذاری نکرده است [۳۱]. در این مرز مقدار نمودار گاما به حدود API2-3 و مقدار نمودار D-INPEFA-SGR به صفر رسیده است که با تغییر در روند نمودار PEFA



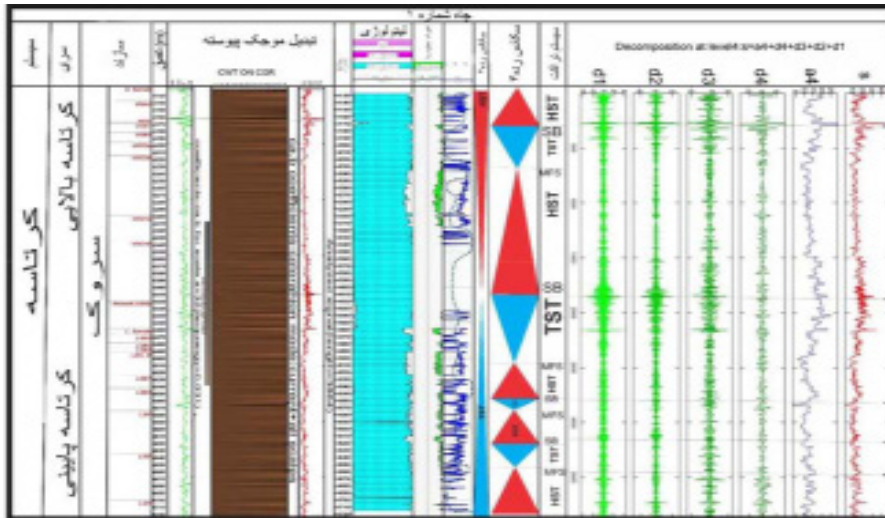
شکل ۱۹ مقاطع نازک از مغزه‌های موجود سروک به سن تورونین پیشین

دارای کلسیسفر است. از سنگ آهک‌های میکریتی حاوی پیریت و گلوکونیت تشکیل شده است. در این توالی، شواهدی برای یک سطح غرقابی خاص و منطقه‌ای قابل توجه بستر سخت دریایی (هاردگرانند) موجود است (شکل ۲۰). بنابراین، بیان واضح فیزیکی از رخساره‌ها وجود دارد. تغییر بین سیستم تراکت پسرونده و پیشرونده در مغزه مورد مطالعه به‌عنوان MFS قرار داده شده است (شکل ۲۱). شارلند و همکاران نشان دادند که در MFS این توالی، دانه‌های گلوکونیت، پیریت و فسفات فراوان متمایز می‌شوند. به‌طور قابل توجهی تحت تأثیر سیالات دولومیتیزاسیون دیاژنتیکی است. HST پیشرفته شامل چهار رده رخساره MF2، MF3، MF4 و MF1 است (شکل ۲۰). ساختار آشفته این واحد در نتیجه کارستی شدن و فروپاشی در مقیاس بزرگ است [۳۴]. در چاه ۳ سکانس ۱ ضخیم‌تر بوده و ۱۰۰ m ضخامت دارد. شروع این سکانس با افزایش ناگهانی لاگ گاما (PBS) همراه است. بخش TST آن ۴۰ m است و از TST چاه ۱ و ۲ ضخامت کمتری دارد و در این بخش نمودار گاما افزایش پیدا کرده و در نهایت در MFS به API ۴۷ رسیده است. همچنین نمودار D-INPEFA-SGR در این عمق به بیشینه مقدار خود (یک) رسیده است. در بالای MFS منحنی D-INPEFA-SGR شروع به کاهش و نمودار PEFA نیز همزمان به سمت منفی تغییر پیدا کرده است. نوسانات نمودار گاما در این بخش از سکانس زیاد است که این مسئله به‌علت حضور مقدار کمی میان لایه‌های شیلی در این بخش از سازند است. به‌طوری که حداکثر مقدار نمودار گاما در این بخش دیده می‌شود. تغییرات ناگهانی در روند نمودار D-INPEFA-SGR به‌خوبی با نمودار PEFA منطبق است. در بخش HST با ضخامت ۱۲۵ m مقدار نمودار گاما و نمودار D-INPEFA-SGR کاهش می‌یابد (NBS) در انتهای بخش HST در مرز سازند ایلام و سروک در عمق ۴۱۵۰ m مقدار نمودار گاما به حدود API ۷ رسیده است.

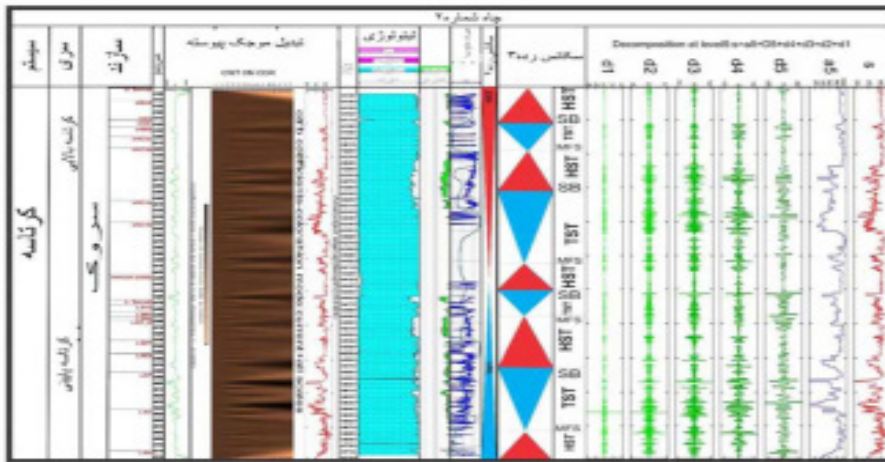
قسمت HST آن حدود ۷۵ m و TST آن ۱۱۰ m ضخامت دارد. در قسمت HST نمودار گاما کاهش یافته (NBS) و ریزرخساره‌های کم عمق دریای باز پکستون به ریزرخساره‌های محیط شول (گرینستون اینتراکلاستی) و لاگونی (وکستون پلوئیدی) تبدیل شده‌اند. مرز این سکانس و سکانس بالایی از نوع SB 3 است که مطابق با ریزرخساره‌های کم عمق لاگونی در سازند مورد مطالعه است. با در نظر گرفتن روند تغییرات ریزرخساره‌های مرز این دو سکانس از نوع SB 3 است زیرا در این مرز شواهدی از پسروی کامل دریا و خروج رسوبات از زیر آب وجود ندارد. در این مرز مقدار نمودار گاما به API ۴ و مقدار نمودار D-INPEFA-SGR به صفر رسیده است. همچنین روند نمودار PEFA در این مرز ابتدا به سمت مثبت و با شروع سکانس ۳ به سمت مقادیر منفی تغییر پیدا کرده است. از بین نمودارهای پتروفیزیکی نمودار گاما و نمودار INPEFA (که از نمودار گاما ساخته می‌شود) در کنار مطالعات میکروسکوپی می‌تواند مبنای خوبی برای بررسی تغییرات سطح آب دریا باشد [۳۳]. ضخامت بخش TST حدود ۱۱۰ m بوده و از TST چاه ۲ و ۳ بیشتر است. در این بخش نمودار گاما و نمودار D-INPEFA-SGR روندی افزایشی نشان می‌دهد. (PBS) MFS این سکانس در عمق ۴۴۲۵ m است و مقدار نمودار گاما در این عمق به حدود API ۶۰ رسیده است. در بخش HST با ضخامت ۷۵ m مقدار نمودار گاما و نمودار D-INPEFA-SGR کاهش می‌یابد (NBS) تا اینکه در مرز سکانس (SB 3) مقدار نمودار D-INPEFA-SGR به صفر و مقدار نمودار گاما به حدود API ۱۰ رسیده است. نمودار PEFA نیز مطابق با بخش MFS روند کمی به سمت مقادیر مثبت دارد و در مرز بین دو سکانس ابتدا به سمت مثبت و با شروع سکانس به سمت مقادیر منفی تغییر می‌کند.

- سکانس ۴ (Sa4 تورونین پیشین)

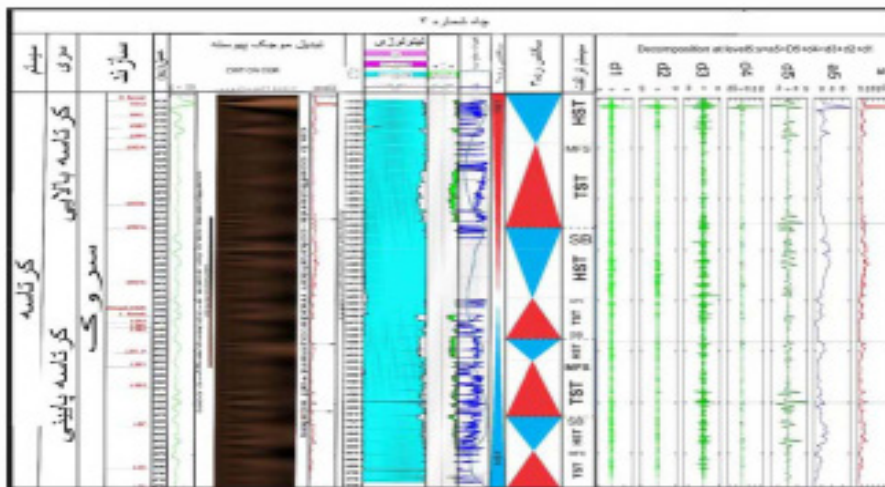
بخش TST شامل اسپیکول اسفنجی پیشرونده و



(الف)



(ب)



(ج)

شکل ۲۰ الف) واحدهای چینهای اصلی سازند سروک در چاه ۱ ب) واحدهای چینهای اصلی سازند سروک در چاه ۲ ج) واحدهای چینهای اصلی سازند سروک در چاه ۳؛ نتایج اعمال تبدیل موجک پیوسته بر روی نمودارهای DT و GR همراه با ستون سنگ‌شناسی و سیالات برای سازند سروک

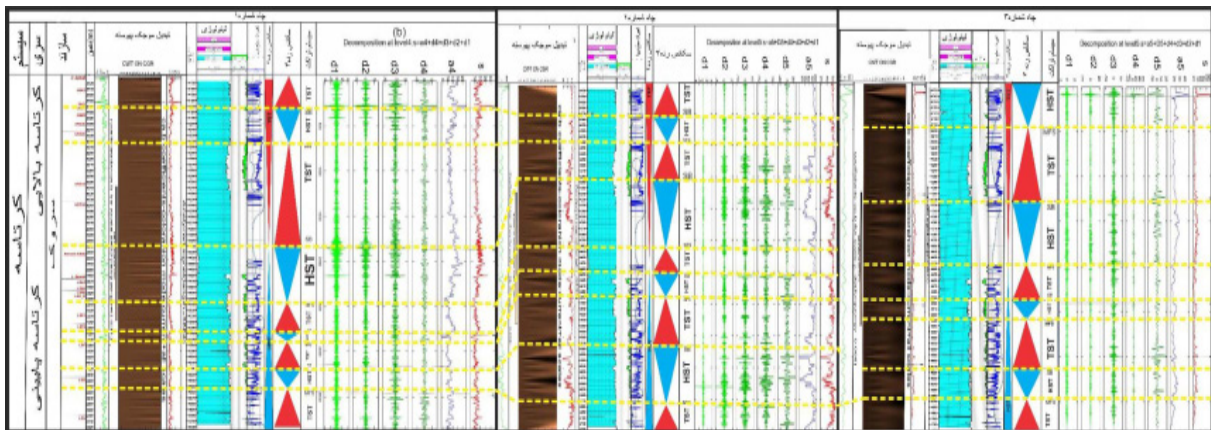
همدیگر را تأیید کنند. نمودار مقاومت در اینجا پیشنهاد نمی‌شود به‌علت اینکه ستون چینه‌ای به تغییرات گاما و تخلخل حساس، درحالی‌که نمودار مقاومت به نوع سیالات مثل آب و نفت و گاز حساس است و به ستون چینه‌ای ارتباطی ندارد. نتایج DWT به‌صورت منحنی‌های رنگی در سمت راست (شکل‌های ۲۱-الف، ۲۱-ب و ۲۱-ج) نشان داده شده‌اند. همان‌طور که پیشتر گفته شد، توسط موجک db-5 نمودارهای NPHI، GR و DT به پنج تقریب و پنج تفصیل با استفاده از تبدیل پیوسته موجک تجزیه شدند. به منظور جلوگیری از یک طرح شلوغ در این شکل‌ها، تنها نتایج تجزیه GR log نمایش داده شدند. سیگنال‌های به‌کار رفته شامل نمودارهای DT، NPHI و GR هستند. همان‌طور که مشاهده می‌شود حداکثر سطح غرقابی با موفقیت از محتوای فرکانس بالا و پایین سیگنال شناسایی شده است (در اینجا نمودار GR). یک پیک شدید در تمام ضرایب A و D مربوط به MFS وجود دارد که به‌وضوح در ضرایب d4، d5، a5 و d3 قابل مشاهده است. مرزهای سکانسی به بهترین وجه از محتویات فرکانس پایین سیگنال‌ها به ویژه تقریب پنجم (5a) تشخیص داده شده‌اند. به‌طور معمول، فرورفتگی‌های تقریب پنجم مطابق با مرزهای سکانسی است که در آن تخلخل‌های بالاتری در سنگ‌های کربناته سروک ایجاد شده است. در سمت چپ نمودار تصویری از ضریب CWT، سیستم تراکت‌های اصلی به‌همراه ستون سنگ‌شناسی و سیالات سازند سروک بالایی نشان داده شده است. با مقایسه نتایج CWT و DWT می‌توان نتیجه گرفت که تمایز بهتری از مرزهای توالی و سیستم‌های مربوط به آن‌ها حاصل شده است. توافق خوبی بین نتایج CWT و DWT وجود دارد. پیک‌هایی که در نمودارهای پتروفیزیکی در مرزهای سکانسی و چینه‌ای مشاهده می‌شوند با استفاده از رویکرد

ضرایب CWT در مقیاس پایین (به‌سمت ۱) با ویژگی‌های ریز مقیاس بردار سیگنال مطابقت دارد. ضرایب بالایی مقیاس (به‌سمت ۳۲) موجک را کشیده و با محتوای فرکانس پایین سیگنال ارتباط بهتری دارد. ضرایب CWT در مقیاس بالا نشان‌دهنده ویژگی‌های درشت مقیاس در سیگنال ورودی (مانند نمودارهای گاما و صوتی) است. ارتباط خوبی بین حداکثر سطح غرقابی و ضرایب موجک وجود دارد. نمایش رنگ ضرایب تبدیل موجک پیوسته از مقیاس ۱ تا ۳۲ یک شکل مخروطی در نمایش رنگی ایجاد کرده است که با افزایش ناگهانی مقدار گاما همراه است. به‌طور معمول، یک مرز سکانسی به‌عنوان پاسخ افت سطح آب دریا مربوط به ناپیوستگی یا پیوستگی معادل آن است. همان‌طور که پیشتر اشاره شد، مرز سکانسی با اشعه گامای کمتر، تخلخل نوترون بالاتر، زمان عبور موج صوتی بالاتر و چگالی کمتر (مناطق متخلخل با حجم شیل پایین) همراه است. در این مطالعه، مرزهای سکانسی همراه با منطقه پرتخلخل است که با رنگ‌های روشن ظریف در اسکالوگرام دیده می‌شود. بعد از تبدیل موجک روی نمودار گاما یک خروجی دو بعدی برحسب مقیاس و زمان به‌دست می‌آید که به‌صورت نمایش رنگی ترسیم می‌شود و به آن اسپکتروگرام^۱ یا اسکالوگرام^۲ گفته می‌شود. مرزهای سکانسی شناسایی شده از نوع ۱ هستند که با افت سطح آب دریا و قرار گرفتن در معرض فرسایش سطحی مشخص می‌شوند. با این حال هنگامی که پیک‌های پرتخلخل در داده‌های چاه را به مرزهای سکانسی مرتبط می‌کنیم، باید مراقب بود. زیرا بخشی از تخلخل‌های زیاد به عملکرد فرآیندهای دیاژنتیکی مانند شکستن، انحلال و تبلور مجدد نسبت داده می‌شوند. به همین دلیل بهتر است از ترکیب نمودارها استفاده نمود. چون نمودار گاما ممکن است در دستگاه کالیبره نبوده و خطا نشان دهد. بدین جهت باید ترکیبی از نمودارهایی استفاده شود تا احتمال خطا کمتر شود و پیک‌های مشابه

1. Spectrogram
2. Scaleogram

ورودی مهم در تبدیل گسسته و پیوسته موجک استفاده شود. تطابق سیستم تراکت‌های مشتق شده براساس ضرایب موجک ترکیبی CWT-DWT در سه چاه از منطقه مورد مطالعه در شکل ۲۲ نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود هماهنگی و تطابق خوبی بین مرزهای اسکانسی در سه چاه مورد مطالعه وجود دارد. در نهایت طی این مطالعه سعی شد تا با ترکیب ضرایب CWT و DWT گامی جدید به سوی تشخیص مؤثرتر مرزهای اسکانسی برداشته شود.

تجزیه موجک واضح‌تر و مشخص‌تر شده‌اند. توجه شود که داده‌های پتروفیزیکی به علت شرایط محیطی نمودارگیری و کالیبراسیون آن‌ها گاهی با عدم قطعیت‌ها همراه هستند و هر پیک غیرعادی می‌تواند به اشتباه به‌عنوان یکی از مرزهای چینه‌ای تعبیر شود. به همین دلیل لازم است که از مجموعه‌ای از داده‌های چاه استفاده می‌شود که به تغییرات مرزهای چینه‌ای حساس هستند. نمودار گاما بر خلاف نمودارهای نوترون، صوتی و چگالی کمترین تاثیر را از عملکرد فرآیندهای دیاژنزی می‌پذیرد به همین دلیل می‌تواند به‌عنوان یک



شکل ۲۲ مقطع نشان‌دهنده همبستگی سیستم تراکت‌های مشتق شده براساس ضرایب موجک ترکیبی CWT-DWT در سه چاه از منطقه مورد مطالعه.

بالا (به سمت ۳۲) موجک را کشیده و با محتوای فرکانس پایین سیگنال ارتباط بهتری دارند. ضرایب CWT در مقیاس بالا نشان‌دهنده ویژگی‌های درشت مقیاس در سیگنال ورودی از داده‌های مربوط به چاه است. با استفاده از CWT، حداکثر سطح غرقابی با موفقیت از محتوای بالاترین فرکانس و فرکانس پایین سیگنال‌ها شناسایی می‌شود. یک پیک تیز در تمام ضرایب A و D مربوط به MFS وجود دارد که به‌طور خاص در ضرایب d4، d5، a5 و d3 قابل مشاهده است. مرزهای توالی به خوبی از محتویات فرکانس پایین سیگنال به‌ویژه تقریب پنجم (a5) تشخیص داده شدند.

نتیجه‌گیری

تبدیل موجک روشی مفید برای برجسته کردن مرزهای اسکانسی از طریق تجزیه داده‌های چاه نمودار به مجموعه‌ای از ضرایب فرکانسی است. از طریق تبدیل ضرایب موجک به تصویر و استفاده از حالت رنگ‌بندی مناسب، تفسیر بهتری از مرزهای اسکانس به‌دست می‌آید. تبدیل موجک پیوسته نمودار گاما، نوترون و داده‌های صوتی در برجسته کردن هر چه بهتر حداکثر سطح غرقابی موفق است. ضرایب CWT در مقیاس‌های پایین (به سمت ۱) با ویژگی‌های ریزمقیاس در بردار سیگنال مطابقت دارد. ضرایب مربوط به مقیاس

ترکیبی می‌تواند به‌عنوان روشی مؤثر برای ایجاد پیک‌های واضح‌تر از داده‌های پتروفیزیکی در مرزهای سکانسی استفاده شود. در تبدیل موجک پیوسته با تبدیل مقیاس به فرکانس، صفحه زمان-فرکانس درست می‌شود که قدرت تفکیک در فرکانس‌های پائین و قدرت تفکیک زمانی در فرکانس‌های بالا در آن بهینه است، بدین ترتیب قدرت تفکیک برای سینگال‌های غیر ایستا بهبود می‌یابد.

به‌طور معمول، فرورفتگی‌های تقریب پنجم مطابق با مرزهای توالی است که در آن تخلخل‌های نوترونی بالاتری در سنگ‌های کربناته سروک بالایی ایجاد شده است. همان‌طور که نتایج نشان می‌دهد، نه تنها قله‌های تیز، بلکه نوسانات ضعیف GR log نیز به‌طور قابل ملاحظه‌ای تقویت شده‌اند. تلفیق ضرایب CWT و DWT، نتایج نمودارها رادر مرزهای چینه‌ای تقویت می‌کند. رویکرد تجزیه موجک

مراجع

- [1]. Sloss, L. L. (1963). Sequences in the cratonic interior of North America. Geological Society of America Bulletin, 74(2), 93-114. doi.org/10.1130/0016-7606(1963)74[93:SITCIO]2.0.CO;2.
- [2]. Miall, A. D. (2010). The geology of stratigraphic sequences. Springer Science & Business Media.
- [3]. Catuneanu, O. (2022). Principles of sequence stratigraphy. Newnes.
- [4]. Climent, L. P. F., Associates, R. R., & Lescar, F. (2003). Sequence Stratigraphy Applied to Log Interpretation: Improving Methodology by Means of Signal Processing Techniques and Outcrop Calibration.
- [5]. Alvarez, G., Sansó, B., Michelena, R. J., & Jiménez, J. R. (2003). Lithologic characterization of a reservoir using continuous-wavelet transforms. IEEE Transactions on Geoscience and Remote sensing, 41(1), 59-65.
- [6]. Xiangbo, L., Yanru, G., & Huaqing, L. (2006). The application of wavelet analysis in sequence stratigraphic subdivision of the Yanchang Formation, Ordos Basin. Natural Gas Geoscience, 17(6), 779-782.
- [7]. Zhang, J., & Song, A. (2010, March). Application of wavelet analysis in sequence stratigraphic division of glutenite sediments. In 2010 International Conference on Challenges in Environmental Science and Computer Engineering, 2, 204-207. IEEE.
- [8]. Pan, S. Y., Hsieh, B. Z., Lu, M. T., & Lin, Z. S. (2008). Identification of stratigraphic formation interfaces using wavelet and Fourier transforms. Computers & Geosciences, 34(1), 77-92. doi.org/10.1016/j.cageo.2007.01.002.
- [9]. Tokhmechi, B., Memarian, H., Rasouli, V., Noubari, H. A., & Moshiri, B. (2009). Fracture detection from water saturation log data using a Fourier-wavelet approach. Journal of Petroleum Science and Engineering, 69(1-2), 129-138. doi.org/10.1016/j.petrol.2009.08.005.
- [10]. Ji, D. W., Li, J., & Lu, G. D. (2013). Application of wavelet transform in high-resolution sequence stratigraphic division. Advanced Materials Research, 772, 823-827. doi.org/10.4028/www.scientific.net/AMR.772.823.
- [11]. Sepehr, M., & Cosgrove, J. W. (2004). Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran. Marine and Petroleum geology, 21(7), 829-843. doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.07.006.
- [12]. Cooper, M. (2007). Structural style and hydrocarbon prospectivity in fold and thrust belts: a global review, doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.272.01.23.
- [13]. Sherkati, S., Molinaro, M., de Lamotte, D. F., & Letouzey, J. (2005). Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late basement control. Journal of Structural Geology, 27(9), 1680-1696. doi.org/10.1016/j.jsg.2005.05.010.
- [14]. McQuarrie, N. (2004). Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. Journal of structural Geology, 26(3), 519-535. doi.org/10.1016/j.jsg.2003.08.009.
- [15]. Chang, S. G., Yu, B., & Vetterli, M. (2000). Adaptive wavelet thresholding for image denoising and compression. IEEE transactions on image processing, 9(9), 1532-1546.
- [16]. Matlab user's guide, 2015. Wavelet Transform Toolbox. The Mathworks Inc.
- [17]. Mallat, S. G. (1989). A theory for multiresolution signal decomposition: the wavelet representation. IEEE transactions on pattern analysis and machine intelligence, 11(7), 674-693.
- [18]. Daubechies, I. (1992). Ten lectures on wavelets. Society for industrial and applied mathematics.
- [19]. Meyer, Y., 1990. Ondelettes et opérateurs, Tome 1, 215 pp. In: Hermann (Ed.), English translation: Wavelets and Operators. Cambridge Univ. Press. 1993.
- [20]. Anyiam, O. A., Eradiriri, J. N., Mode, A. W., Okeugo, C. G., Okwara, I. C., & Ibemesi, P. O. (2019). Sequence stratigraphic analysis and reservoir quality assessment of an onshore field, Central Swamp Depobelt, Niger Delta Basin, Nigeria. Arabian Journal of Geosciences, 12, 1-19.
- [21]. Abbasi, A., Kodkhodaie, A., Mahari, R., & Moussavi-Harami, R. (2024). Maximum entropy spectral analy-

- sis of gamma ray logs for cyclostratigraphic analysis of the Late Albian-Early Turonian Sarvak Formation in the Anaran exploration block, southwestern Zagros, Iran. *Earth Science Informatics*, 17(1), 1-20.
- [22]. Massimo, Z, Octavian, C, Mauro, C., (2023). High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves IX: Methods for recognizing maximum flooding conditions in shallow-marine settings. *Marine and Petroleum Geology*, 156. DOI:10.1016/j.marpetgeo.2023.106468.
- [23]. Flügel, E., & Munnecke, A. (2010). *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*, 976, 2004. Berlin: Springer.
- [24]. Wilson, J. L. (2012). *Carbonate facies in geologic history*. Springer Science & Business Media.
- [25]. Aguilera-Franco, N., & Romano, U. H. (2004). Cenomanian-turonian facies succession in the guerrero-morelos basin, Southern Mexico. *Sedimentary Geology*, 170(3-4), 135-162. doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.06.005.
- [26]. Schlager, W. (2005). *Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy* (No. 8). SEPM Soc for Sed Geology.
- [27]. Reijmer, J. J. G., Schlager, W., Bosscher, H., Beets, C. J., & McNeill, D. F. (1992). Pliocene/Pleistocene platform facies transition recorded in calciturbidites (Exuma Sound, Bahamas). *Sedimentary Geology*, 78(3-4), 171-179. doi.org/10.1016/0037-0738(92)90017-L.
- [28]. Esrafil-Dizaji, B., & Rahimpour-Bonab, H. (2013). A review of permo-triassic reservoir rocks in the zagros area, sw iran: influence of the qatar-fars arch. *Journal of Petroleum Geology*, 36(3), 257-279, doi.org/10.1111/jpg.12555.
- [29]. Sharland, P. R., Casey, D. M., Davies, R. B., Simmons, M. D., & Sutcliffe, O. E. (2004). Arabian plate sequence stratigraphy-revisions to SP2. *GeoArabia*, 9(1), 199-214.
- [30] Omidvar, M., Mehrabi, H., Sajjadi, F., Bahramizadeh-Sajjadi, H., Rahimpour-Bonab, H., & Ashrafzadeh, A. (2014). Revision of the foraminiferal biozonation scheme in Upper Cretaceous carbonates of the Dezful Embayment, Zagros, Iran: Integrated palaeontological, sedimentological and geochemical investigation. *Revue de micropaléontologie*, 57(3), 97-116. doi.org/10.1016/j.revmic.2014.04.002.
- [31]. Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., Stover, L.E., Colin, J.P., Ioannides, N.S., Wright, R.C., Baum, G.R., Gombos, A.M., Pflum, C.E. and Loutit, T.S., (1988). *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change*.
- [32]. Sharland, P. R., Casey, D. M., Davies, R. B., Simmons, M. D., & Sutcliffe, O. E. (2004). Arabian plate sequence stratigraphy-revisions to SP2. *GeoArabia*, 9(1), 199-214. doi.org/10.2113/geoarabia0901199.
- [33]. Nio, S. D., Brouwer, J. H., Smith, D., de Jong, M., & Böhm, A. R. (2005). Spectral trend attribute analysis: applications in the stratigraphic analysis of wireline logs. *First break*, 23(4). doi.org/10.3997/1365-2397.23.4.26503.
- [35]. Sharp, I., Gillespie, P., Morsalnezhad, D., Taberner, C., Karpuz, R., Vergés, J., Horbury, A., Pickard, N., Garland, J. and Hunt, D., (2010). Stratigraphic architecture and fracture-controlled dolomitization of the Cretaceous Khami and Bangeestan groups: an outcrop case study, Zagros Mountains, Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, 329(1), 343-396. doi.org/10.1144/SP329.14.



Sequence Stratigraphy of Sarvak Formation in One of the Southwestern Iran Oilfields using Frequency Decomposition of Petrophysical Logs based on Continuous and Discrete Wavelet Transform

Asbar Abbasi¹, Ali Kodkhodaie^{2*}, Rahim Mahari¹ and Reza Moussavi-Harami³

1. Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Islamic Azad University, Tabriz Branch, Iran

2. Earth Sciences Department, Faculty of Natural Science, University of Tabriz, Iran

3. Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

kodkhodaie_ail@tabrizu.ac.ir

DOI:10.22078/pr.2024.5412.3408

Received: April/11/2024

Accepted: June/16/2024

Introduction

Sequence stratigraphy is a branch of geology that attempts to divide sedimentary rocks into systematic sections based on sequence boundaries. A sequence is defined as a sequence of related sedimentary layers that is limited by discontinuities or their correlative conformities [1]. Main stratigraphic surfaces include maximum flooding surface (MFS), transgressive surface (TS), regressive surface (RS) and sequence boundary (SB). Accordingly, there are four system tracts for a complete sequence of sedimentary rocks. A low-level tract (LST) system forms during sea-level fall and creates low-lying wedges, steep cones, and basin-floor cone deposits. A transgressive system tract (TST) system consists of sediments that formed as sea level began to rise and incised valleys filled. Moreover, TST is defined by the retrograde parasequence set and is placed directly on the sequence boundary. The high-stand system tract (HST) is characterized by the aggradation and then progradation of parasequences as the rate of sea level rise slows, stops and then reverses. Falling stage system tract (FSST) or forced regression systems tract (FRST) forms as sea level starts to fall and may contain surfaces of forced regression and usually does not contain parasequences. Erosional

surfaces and incised valleys form during sea level fall and are known as the basal surface of forced regression [2,3]. From this point of view, sequence boundaries are considered as the most important surfaces. Typically, sequences are interpreted from seismic data through the interpretation of stacking patterns. Macroscopic and microscopic study of cores and thin sections provides important information for the detection of geological boundaries. Such information can then be generalized to well data and seismic data to provide a three-dimensional surface of sequence boundaries in a sedimentary basin. The application of statistical and intelligent methods has become key research in sequence stratigraphy. Wavelet transform has found many applications in various fields of earth sciences. The first studies related to signal processing and wavelet transform in sequence stratigraphy date back to 2003. Rabiller (2003) used signal processing methods to speed up the interpretation of log data in the context of sequence stratigraphy and depositional mode while improving their consistency by minimizing any operator error [4]. Alvarez et al. (2003) determined the rock characteristics of a reservoir using wavelet transform [5]. Their method is based on estimating the energy coefficient of the power of signals related to

gamma ray data as well as seismic effects in the rock. In both cases, they found significant differences in the average value of the power factor.

Geological Setting

The Zagros Folded Thrust Belt (ZFTB) is an approximately 1800 km long region of metamorphic crustal rocks formed at the collision between the Arabian Plate and the Eurasian Plate. This region hosts the largest oil fields in the world, which contains about 49% of the hydrocarbon reserves in the embayment and about 7% of the total reserves in the world [6,7]. The studied area is located between the southern part of the folded Zagros belt and the northern part of the Dezful embayment (Fig. 1). In the late Mesozoic and early Cenozoic periods, many rocks of terrestrial origin (such as Kazhdumi, Gurpi and Pabdeh Formations) and reservoir units (such as Asmari, Ilam and Sarvak formations) were developed in the study area. During the Miocene this area became a bedrock in which the thick evaporite bed of Gypsum was deposited. The presence of thick salt layers of Gachsaran Formation has caused unconformable folding between the upper and lower sequences [8,9]. Khami and Bangeštan groups are the main geological units in Dezful embayment. Khami group consists Fahliyan, Gadvan and Dariyan formations. Bangeštan Group, which is the target of the present study, includes the main reservoir units that make Sarvak at this area. The Upper Cretaceous Sarvak Formation consists of chalky to granular porous limestones and to a certain extent is dolomitic. The Lower Cretaceous Sarvak Formation is composed of a thick succession of chalky and compact mudstone

-wackestone in light brown color. The upper part of Sarvak Formation consists of red-brown and gray-green shales, which are considered as members of “Lafan” shale. The stratigraphic column of the studied area is shown in Fig. 2.

Results and Discussion

GR, NPHI and DT logs were analyzed by db-5 wavelet into five approximations and five details using continuous wavelet transformation. In order to avoid a crowded plot in these figures, only the results of GR log analysis were displayed. The signals used include NPHI, DT and GR logs. As seen, the maximum flooding surface was successfully identified from the high and low frequency content of the signal (here is the GR log). There is a sharp peak in all A&D related to MFS, clearly visible in the a5, d5, d4 and d3 coefficients. The sequence boundaries are best recognized from the low frequency contents of the signals, especially the fifth approximation (a5). Typically, the fifth-approximation troughs correspond to sequence boundaries where higher porosities have developed in the upper Sarvak carbonate rocks. By comparing the results of CWT and DWT, it can be concluded that a better differentiation of sequence boundaries and their related systems was achieved. There is a good agreement between CWT and DWT results. The peaks that are observed in the petrophysical logs at the sequence boundaries have become clearer by using the wavelet analysis approach. It should be noted that petrophysical data are sometimes associated with uncertainties due to the environmental conditions and calibration, and any unusual peak can mistakenly be interpreted as one of the sequence boundaries.



Fig. 1 Location map of the study area between the southern part of the Zagros folded belt and the northern part of the Dezful embayment [7].

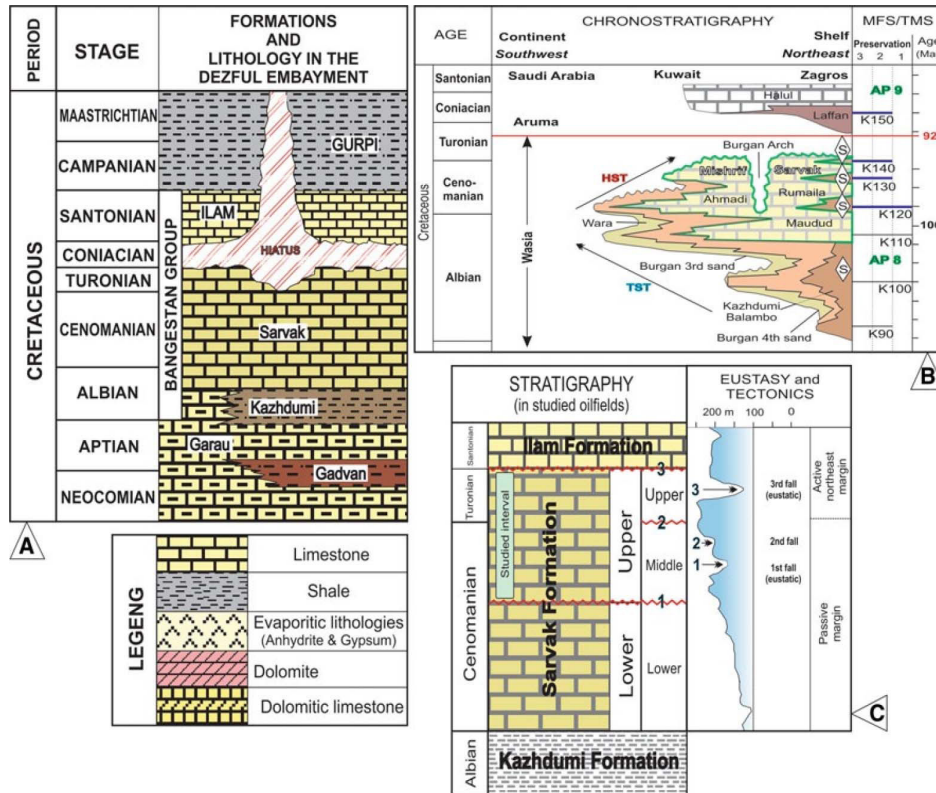


Fig. 2 Stratigraphic column of the study area. Sarvak is the major oil-bearing reservoir.

For this reason, it is necessary to use a set of well data that are sensitive to the changes of sequence boundaries. Unlike the neutron, sonic and density logs, the gamma logs receive the least effect from the performance of diagenesis processes, for this reason, it can be used as an important input in the discrete and continuous wavelet conversion. In addition, the correlation of system tracts derived based on CWT-

DWT combined wavelet coefficients in three wells of the study area is shown in Fig. 3. As seen, there is a good match between the sequence boundaries in the three studied wells. Finally, during this study, it was tried to take a new step towards more effective detection of sequence boundaries by combining CWT and DWT coefficients.

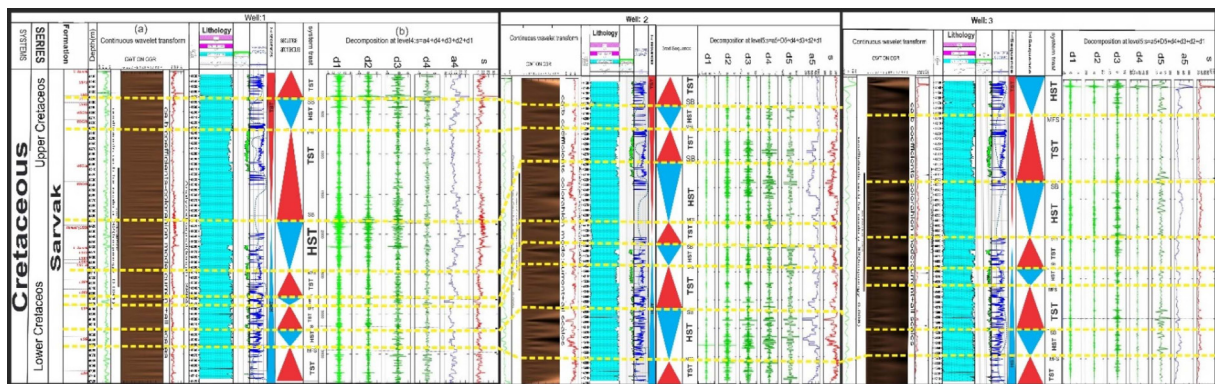


Fig. 3 Section showing the correlation of the system tracts derived based on hybrid CWT-DWT wavelet coefficients in three wells of the study area. For this purpose, first continuous and discrete wavelet coefficients were stacked and normalized individually. Afterward both CWT and DWT were applied on the product of stacked coefficients. As seen, there is a good agreement between determined sequence boundaries by using the hybrid wavelet methods.

Conclusions

The wavelet transform is a useful method for highlighting sequence boundaries by decomposing well log data into a set of frequency coefficients. By converting the wavelet coefficients to the image and using the appropriate colorization mode, a better interpretation of the sequence boundaries is achieved. Furthermore, continuous wavelet transforms of gamma, neutron, and acoustic data are successful in highlighting the maximum flooding surface. Moreover, CWT coefficients in low scales (toward 1) correspond to microscale features in the signal vector. The coefficients related to the high scale (toward 32) stretch the wavelet and are better related to the low frequency content of the signal. The high-scale CWT coefficients represent the coarse-scale features in the input signal from well data. Using DWT, the maximum flooding level is successfully detected from the highest frequency and low frequency content of the signals. There is a sharp peak in all A&D related to MFS, particularly visible in the a5, d5, d4 and d3 coefficients.

The sequence boundaries were well recognized from the low frequency content of the signal, especially the fifth approximation (a5). Normally, the troughs of the fifth approximation correspond to the sequence boundaries where higher neutron porosities have been created in the carbonate rocks of the upper Sarvak. As the results show, not only the sharp peaks but also the weak fluctuations of GR log are significantly amplified. The combination of CWT and DWT coefficients strengthens the response of well logs in sequence boundaries. Ultimately, the combined wavelet decomposition approach can be used as an effective method to create clearer peaks from petrophysical data at sequence boundaries.

References

1. Sloss, L. L. (1963). Sequences in the cratonic interior of North America. Geological Society of America Bulletin, 74(2), 93-114.
2. Miall, A. D. (2010). The geology of stratigraphic sequences. Springer Science & Business Media.
3. Catuneanu, O. (2022). Principles of sequence stratigraphy. Newnes.
4. Climent, L. P. F., Associates, R. R., & Lescar, F. (2003). Sequence Stratigraphy Applied to Log Interpretation: Improving Methodology by Means of Signal Processing Techniques and Outcrop Calibration, AAPG International Conference Barcelona, Spain, 21-24.
5. Alvarez, G., Sansó, B., Michelena, R. J., & Jiménez, J. R. (2003). Lithologic characterization of a reservoir using continuous-wavelet transforms. IEEE Transactions on Geoscience and Remote sensing, 41(1), 59-65.
6. Sepehr, M., & Cosgrove, J. W. (2004). Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran. Marine and Petroleum geology, 21(7), 829-843, doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.07.006.
7. Cooper, M. (2007). Structural style and hydrocarbon prospectivity in fold and thrust belts: a global review, Geological Society, London, Special Publications, doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.272.01.23 .
8. Sherkati, S. and Molinaro, M., 2005. Frizon de Lamotte, D., Letouzey, J., (2005). Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late basement control. Journal of structural Geology, 27(9), 1680-1696, doi.org/10.1016/j.jsg.2005.05.010.
9. McQuarrie, N. (2004). Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. Journal of structural Geology, 26(3), 519-535, doi.org/10.1016/j.jsg.2003.08.009.