Archive of SID

رخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند سورمه (ژوراسیک) در منطقه فارس

علی‌حسین جلیلیان

استادیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، ایران

نویسنده مسئول: jalilian@pnu.ac.ir

دریافت: ۹۳/۸/۱۱ پذیرش: ۹۳/۱۱/۱

چکیده

سازند سورمه معرف نهشته سنگ‌های ژوراسیک منطقه زاگرس و یکی از مهم‌ترین سنگ مخزن‌های نفت و گاز حوضه خلیج فارس است. این سازند به طور عمده از کربنات‌های ستبر لایه و صخره‌ساز تشکیل شده و با ناپیوستگی فرسایشی از سازندهای تیریز (ژوراسیک زیرین) و فهلیان (کرتاسه زیرین) جدا می‌شود. به منظور بازسازی تاریخچه رسوب‌گذاری و شناخت سکانس‌های رسوبی نهشته‌های ژوراسیک زاگرس سه برش سطحی از سازند سورمه در منطقه فارس داخلی مورد مطالعه قرار گرفت. نتایج به دست آمده نشان می‌دهند که این مجموعه رسوبی شامل ۱۵ رخساره گوناگون است که در مراحل مختلف تکامل یک پلاتفرم کربناته نهشته شده‌اند. گسترش زیاد آهک‌های دولومیتی لیتیوتیس‌دار در بخش آغازین سازند سورمه و هم ارزهای آن در مناطق وسیعی از خاورمیانه نشانه حضور یک دریای اپی‌ریک در انتهای ژوراسیک پیشین (توآرسین) این مناطق است. در اوایل ژوراسیک میانی با تکاپوی گسل‌های محدود کننده حوضه به خصوص گسل پیشانی کوهستان و جابجایی بستر رسوبی، الگوی رسوب‌گذاری به رمپ با انتهای پرشیب تغییر یافت و حوضه درون شلفی پارس پدید آمد. بالا بودن سطح آب دریاها و نرخ بالای تولید کربنات در اواسط ژوراسیک میانی (باژوسین) به رسوب‌گذاری تناوبی از شیل و آهک‌های دوباره نهشته شده (توربیدایت آهکی) در بخش میانی سازند سورمه منجر گردید. با پر شدن تدریجی حوضه درون شلفی پارس در یاتونین زمینه حضور دوباره رمپ هموکلینال فراهم شد و تولید کربنات‌های کم عمق و نهشته‌های تبخیری تا انتهای ژوراسیک ادامه یافت. بررسی تغییرات عمودی رخساره‌ها و مقایسه با منحنی افت و خیز سطح آب دریاها در ژوراسیک از بودن دو سکانس رسوبی رده دوم در سازند سورمه حکایت می‌کند که با ناپیوستگی نوع ۱ محدود شده‌اند. این دو سوپرسکانس به نوبه خود از شش سکانس رسوبی رده سوم تشکیل شده‌اند و با چرخه‌های رسوبی بزرگ زونی زیرین یک و زونی زیرین دو اسلاس هم ارز هستند.

واژه‌های کلیدی: سازند سورمه، ژوراسیک، منطقه فارس، حوضه درون شلفی پارس

۱- مقدمه

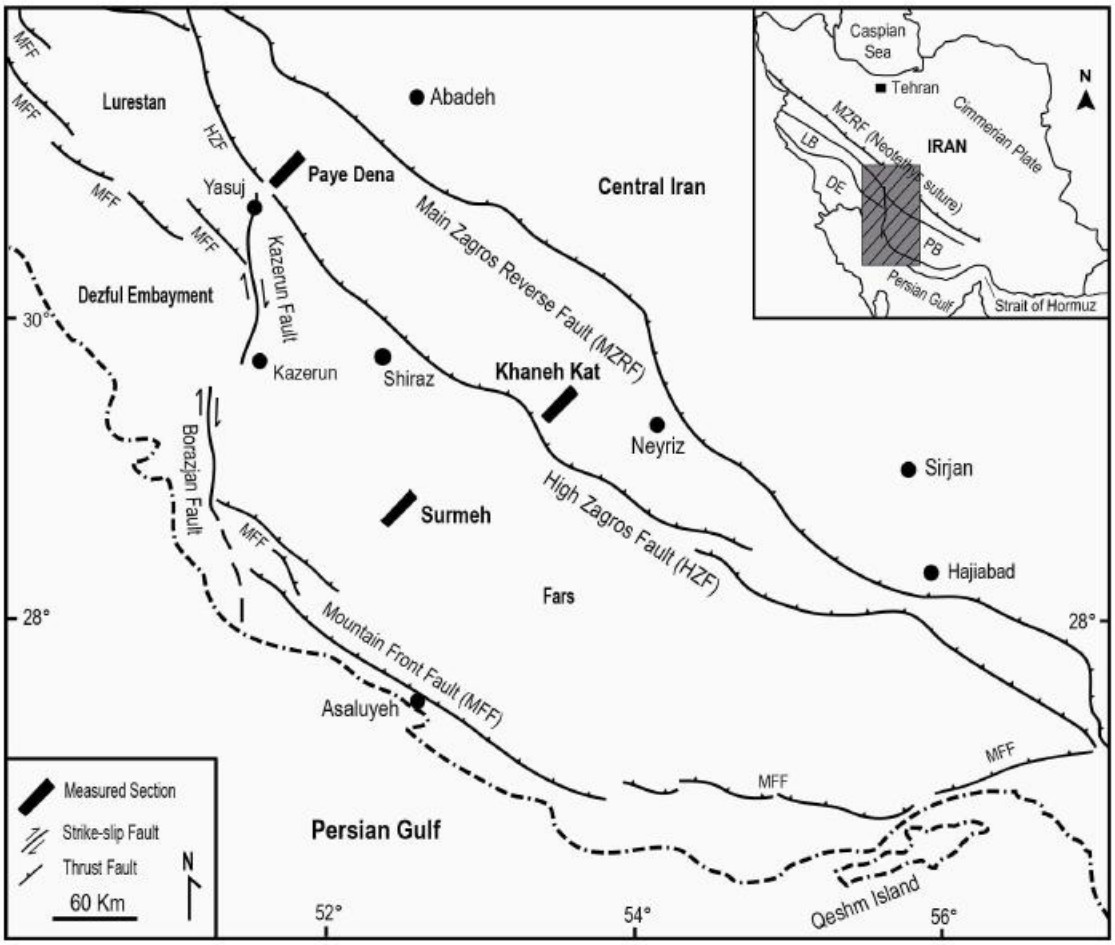
سازند سورمه (توآرسین-تیتونین) یک توالی عمدتاً کربناته است که در بعضی از بزرگ‌ترین میدان‌های نفت و گاز منطقه خلیج فارس نقش سنگ مخزن را ایفا می‌کند [۱۰ و ۱۸]. نخستین بار، جیمز و واینـد [۲۳] سازند سورمه را به عنوان پایین‌ترین بخش گروه خامی (ژوراسیک زیرین-کرتاسه زیرین) در فرهنگ چینه‌شناسی زاگرس معرفی نمودند. این سازند تنها در نواحی محدودی از مناطق دور دست و سخت گذر زاگرس رخنمون یافته است؛ به همین دلیل جوانب مختلف زمین‌شناسی به ویژه رسوب‌شناسی آن در برش‌های سطحی چندان مطالعه نشده است. در سال‌های اخیر رخساره‌ها، محیط رسوب‌گذاری و ژئوشیمی سازند سورمه در بخش‌هایی از ارتفاعات زاگرس توسط جلیلیان [۲ و ۳] جلیلیان و همکاران [۵ و ۶] لاسمی و جلیلیان [۲۵] و میرشاهانی و همکاران [۹] مورد کنکاش قرار گرفته است. هدف اصلی این مقاله، تجزیه و تحلیل رخساره‌ها و بازسازی محـیط رسـوب‌گذاری نهشته سنگ‌های ژوراسیک در منطقه فارس با استناد به داده‌های صحرایی و مشاهدات میکروسکوپی است. هم‌چنین، سعی می‌شود با بررسی تغییرات عمودی رخساره‌ها و مقایسه آن با نتایج حاصل از مطالعه نهشته‌های ژوراسیک در کشورهای مجاور و نمودارهای نوسان آب دریاها از جمله گلونکا و کیسلینگ [۲۰] و شارلند و همکاران [۳۱] سکانس‌های رسوبی رده دوم و سوم این سازند شناسایی شده و عوامل مؤثر در ایجاد آن‌ها مورد بحث قرار گیرد.

www.SID.ir

Archive of SID

۲- روش مطالعه

اساس این پژوهش بر مطالعات صحرایی و داده‌های پتروگرافی حاصل از بررسی مقاطع نازک استوار بوده است. به این منظور، سه برش سطحی از سازند سورمه در نواحی برش الگو، خانه‌کت و پای دنا (شکل ۱) توصیف و اندازه‌گیری شدند. در مجموع، از سه برش مذکور ۱۴۲۰ نمونه برداشت و در نهایت ۹۰۰ مقطع نازک تهیه و مطالعه گردید. پس از تشخیص اجزای سازنده، سنگ‌های کربناته به روش دانهام [۱۶] نام‌گذاری شدند و با توجه به مجموعه ویژگی‌های میکروسکوپی و صحرایی، رخساره‌ها و کمربندهای رخساره‌ای گوناگون شناسایی و از هم تفکیک گریدند. در مرحله بعد، بر اساس تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها و مقایسه آن‌ها با محیط‌های شناخته شده عهد حاضر و گذشته [۲۷، ۲۸ و ۳۴] محیط رسوب‌گذاری تعیین گردید. با عنایت به اهمیت تغییر شرایط محیطی با گذشت زمان، الگوی رسوبی مربوط به دوره‌های مختلف با هم مقایسه و در یک مدل دینامیک تکامل محیط رسوبی سازند سورمه در منطقه فارس ترسیم گردید. در نهایت، با توجه به مطالعات انجام شده در رابطه با چینه‌نگاری سکانسی از جمله [۲۰، ۲۲، ۳۱ و ۳۳]، سکانس‌های رسوبی رده مختلف تشخیص داده شدند. بخش‌های مختلف هر سکانس بر اساس مدل سکانسی وان واگونر و همکاران [۳۶] تفکیک گردید. در توصیف سکانس‌های مختلف از اصطلاح دسته رخساره‌ای به عنوان معادل فارسی سیستم تراکت [۷] استفاده شده است.



شکل ۱. جایگاه زمین شناسی نواحی مورد مطالعه و زیرحوضه‌های مختلف زاگرس [بر اساس داده‌های ۸، ۱۳ و ۳۲]

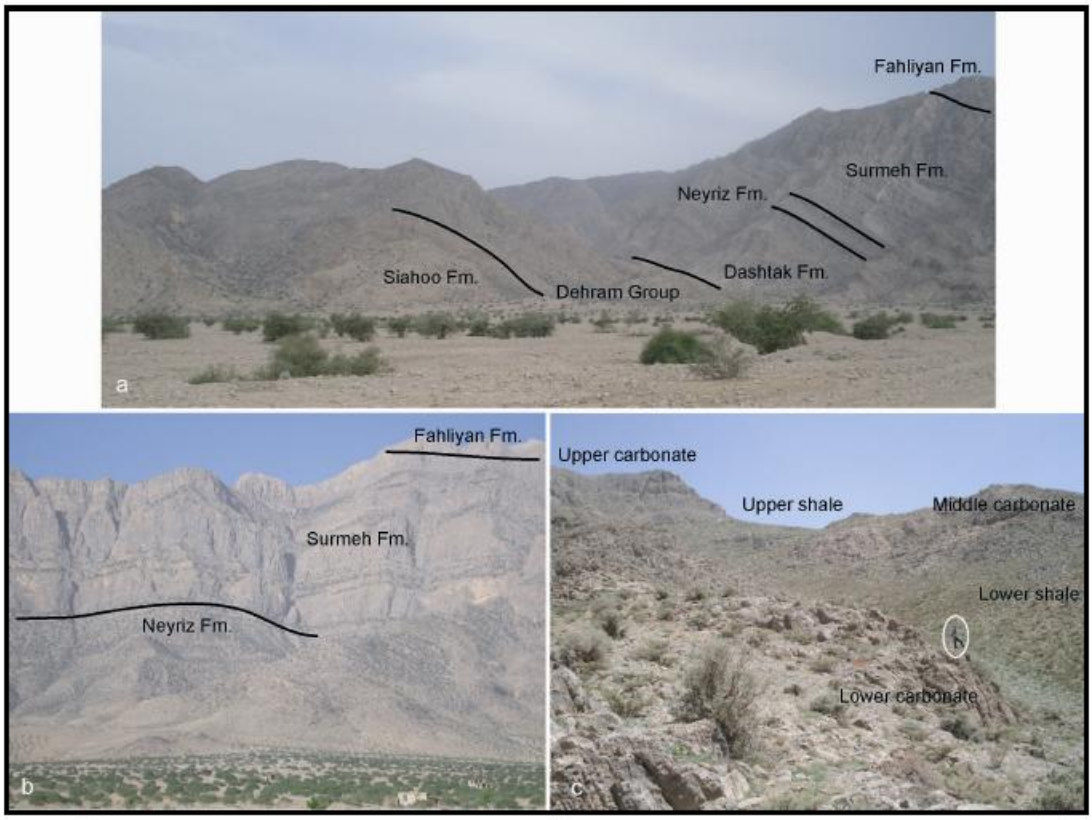
۳- جایگاه زمین شناسی و چینه‌نگاری

برش‌های برگزیده سازند سورمه برای این مطالعه در منطقه فارس داخلی قرار دارند که بخش عمده‌ای از زاگرس خاوری را در بر می‌گیرد (شکل ۱). واحد زمین‌ساختی رسوبی زاگرس خاوری یا ایالت فارس شامل مناطقی است که در خاور گسل کازرون واقع شده‌اند [۸ و ۳۲]. برش الگوی سازند سورمه در تاقدیسی به همین نام در ۳۰ کیلومتری جنوب فیروزآباد فارس واقع است. این ناحیه بخشی از کمربند چین‌خورده زاگرس است که در

www.SID.ir

Archive of SID

آن توالی کاملی از سنگ‌های پالئوزوئیک زیرین (سازند سیاهو به سن اردویسین) تا کنگلومرای بختیاری (پلیوسن) رخنمون دارند. تاقدیس خانه‌کت در ۱۱۰ کیلومتری خاور شیراز (جنوب دریاچه بختگان) و ناحیه پای دنا در ۳۰ کیلومتری شمال خاوری یاسوج و شمال قله دنا قرار دارد. دو ناحیه اخیر جزو قلمرو زاگرس بلند هستند که با وجود ارتفاعات سخت گذر دسترسی به آن‌ها بسیار دشوار است. سازند سورمه در برش الگو ۶۷۲ متر، در ناحیه خانه‌کت ۷۲۰ متر و در برش پای دنا ۳۸۰ متر ضخامت دارد (شکل ۲). این سازند شامل پنج واحد سنگ چینه‌ای متفاوت است که به صورت غیر رسمی از پایین به بالا به نام کربنات زیرین، شیل زیرین، کربنات میانی، شیل بالایی و کربنات بالایی معرفی شده‌اند [۲]. در نواحی مورد مطالعه سازند سورمه با ناپیوستگی فرسایشی از سازندهای نیریز (ژوراسیک زیرین) در زیر و فهلیان (کرتاسه زیرین) در بالا جدا می‌شود. به سوی عراق و مرکز لرستان سازند سورمه با شیل، سنگ‌آهک و نهشته‌های تبخیری سازندهای موس، علن، سرگلو و نجمه جایگزین می‌گردد [۸ و ۲۳] و به سمت خلیج فارس و عربستان نیز به سنگ آهک، دولومیت و تبخیری‌های سازندهای مرات، ظروما، توایق، حنیفا، جوبیلا، عرب و هیث تبدیل می‌شود [۱۰ و ۳۱].



شکل ۲. (a) تصویر بخشی از یال شمالی تاقدیس سورمه که در آن برش الگوی سازند سورمه برداشت شده است. (b) بخشی از یال جنوبی تاقدیس خانه‌کت که سازندهای نیریز، سورمه و فهلیان را نشان می‌دهد و (c) بخش‌های پنج گانه سازند سورمه در برش پای دنا

۴- رخساره‌ها و محیط رسوب‌گذاری

داده‌های حاصل از مطالعه برش‌های مختلف سازند سورمه اجازه می‌دهد که این مجموعه رسوبی را در قالب چهار کمربند (گروه) رخساره‌ای و ۱۵ رخساره (زیرگروه) به شرح زیر تقسیم‌بندی کرد:

۴-۱. کمربند رخساره‌ای پهنه جزرومدی/ساحلی (گروه رخساره‌ای A)

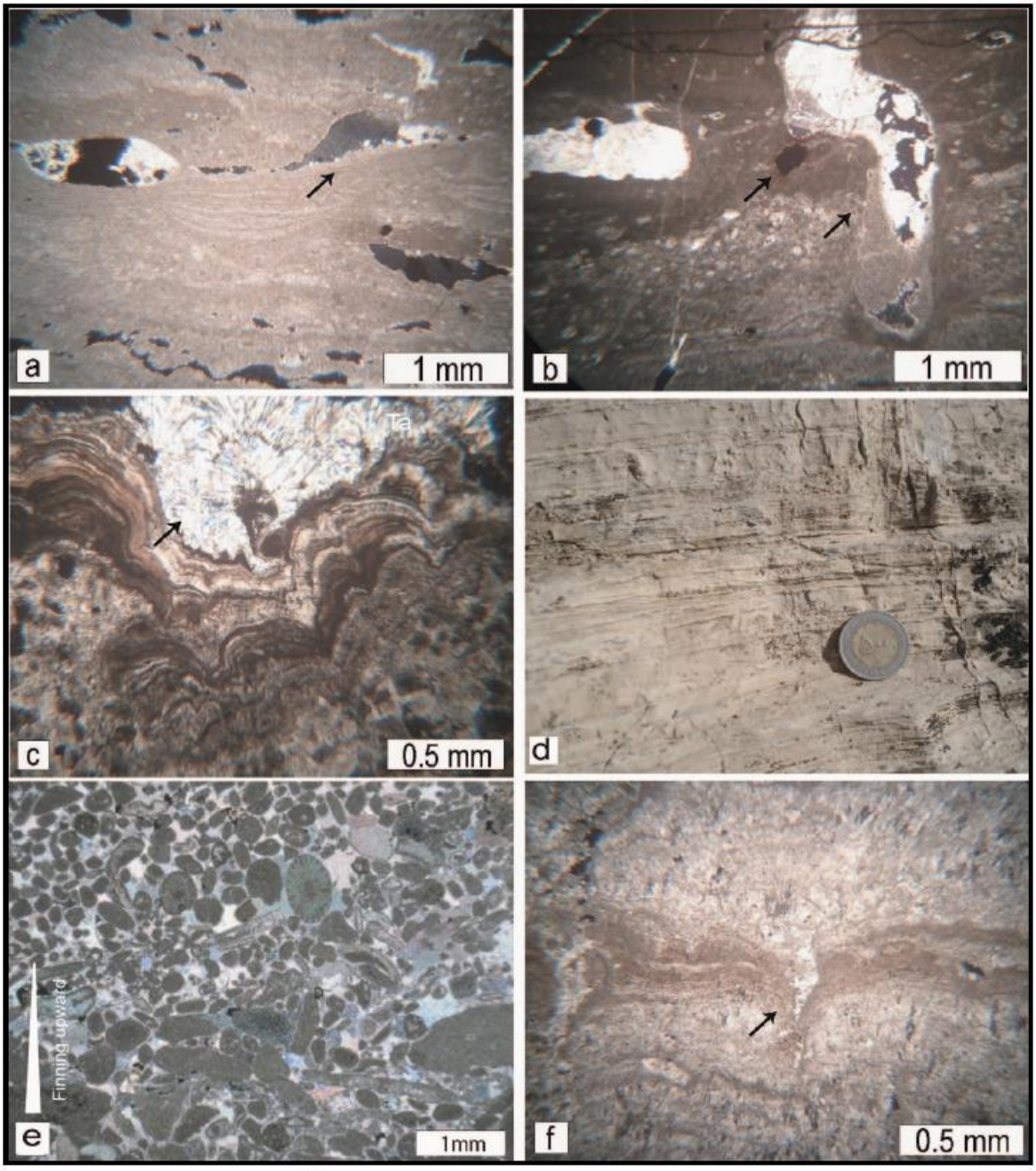
مجموعه رسوبات ساخته شده در زیرمحیط‌های پیرامون خط ساحلی و حاشیه کم عمق دریا[1] را شامل می‌شود. در روی زمین به صورت تناوبی از کربنات‌های متوسط تا نازک لایه و لامینه‌ای خود را نشان می‌دهند. رخساره‌های

[1]. Inner ramp

www.SID.ir

Archive of SID

A1 (وکستون/پکستون پیزوییدی)، A2 (دولومادستون/مادستون آهکی با قالب بلورهای تبخیری)، A3 (باندستون استروماتولیتی-دولومیتی)، A4 (پکستون/گرینستون اینتراکلاستی پلوییدی دولومیتی شده)، A5 (گرینستون پلوییدی با لامیناسیون افقی) و A6 (گرینستون/پکستون اینتراکلاستی آاییدی پلوییدی با دانه‌بندی تدریجی) در این گروه قرار می‌گیرند. مشاهده حفره‌های انحلالی، فابریک چشم پرنده‌ای (شکل ۳a)، آثار ناشی از نفوذ ریشه گیاهان و آغشتگی به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (شکل ۳b)، نبود فسیل‌های دریایی، تناوب لامینه‌های آهکی با بلورهای ژیپس و انیدریت (شکل ۳c)، لامیناسیون افقی (شکل ۳d)، دانه‌بندی تدریجی (شکل ۳e) و ترک‌های گلی (شکل ۳f) همگی بر تشکیل این رخساره‌ها در بخش‌های میانی و بالایی پهنه جزرومدی، متأثر از آب و هوای گرم و خشک حکایت می‌کنند [۱۹ و ۳۴].



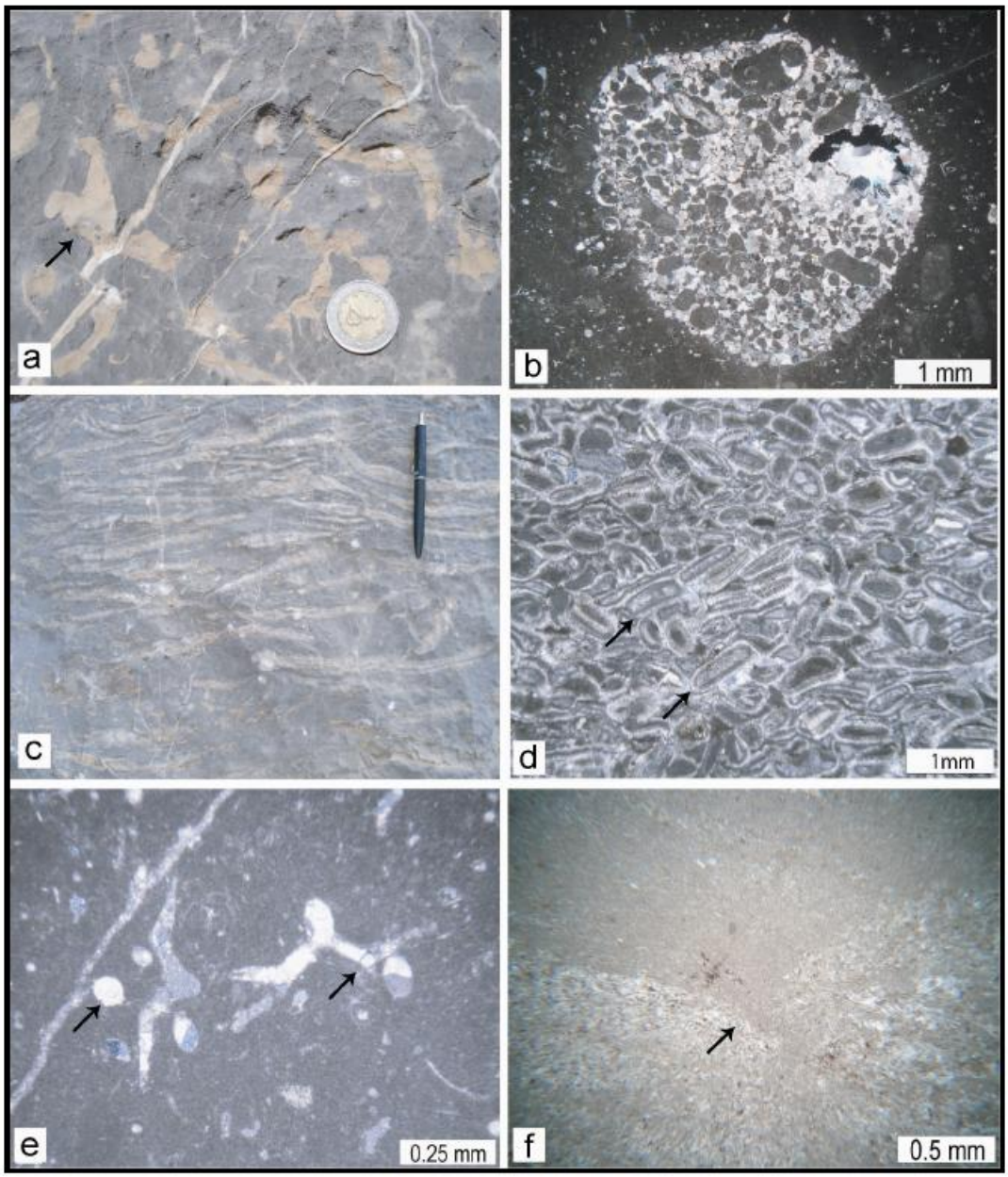
شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی و نمونه دستی از رخساره‌های پهنه جزرومدی سازند سورمه: **(a)** فابریک چشم پرنده‌ای (علامت پیکان) در دولومادستون، **(b)** آثار ریشه گیاه و اکسیدهای آهن (علامت پیکان) در وکستون پیزوییدی، **(c)** تناوب لامینه‌های آهکی و بلورهای انیدریت (علامت پیکان)، **(d)** لامیناسیون در نمونه دستی رخساره باندستون استروماتولیتی دولومیتی، **(e)** دانه بندی تدریجی در گرینستون اینتراکلاستی پلوییدی و **(f)** ترک گلی (علامت پیکان) در لامینه‌های باندستون استروماتولیتی

www.SID.ir

Archive of SID

۴-۲. کمربند رخساره‌ای تالاب پشت سد (گروه رخساره‌ای B)

نهشته‌های پدید آمده در زیرمحیط‌های پایین جزرومدی و تالاب را در بر می‌گیرد. در روی زمین به صورت لایه‌های آهکی و آهک دولومیتی متوسط تا ستبر لایه به رنگ خاکستری رخنمون دارد. اشکال لوله مانند به رنگ قهوه‌ای روشن، در بخش عمده لایه‌های این رخساره پراکنده است که از ویژگی‌های متمایز کننده آن نسبت به سایر بخش‌های سازند سورمه محسوب می‌شود (شکل ۴a). این کمربند، چهار رخساره B1 (پکستون/وکستون آنکوییدی پلوییدی)، B2 (وکستون/پکستون بیوکلاستی با شکم پا و دوکفه‌ای)، B3 (پکستون/وکستون بیوکلاستی پلوییدی با آشفتگی زیستی) و B4 (پکستون بیوکلاستی دارای لیتیوتیس) را شامل می‌شود. نبود شواهد مربوط به خروج متناوب رسوب از آب، ترکیب خاص آلوکم‌ها، متنوع نبودن مجموعه فسیل‌ها به ویژه نبود جانداران آب‌های آزاد، مشاهده آثار ناشی از فعالیت موجودات گل‌خوار از جمله کرم‌ها (شکل ۴b) و فراوانی شکم پایان بیانگر نهشته شدن این رخساره‌ها در منطقه ساب تایدال و تالاب است [۱۱، ۲۴ و ۳۷].



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی و نمونه دستی از رخساره‌های تالاب، سد و دریای باز سازند سورمه: (a) و (b) اشکال ناشی از فعالیت موجودات گل‌خوار (علامت پیکان) در رسوبات تالاب، (c) دوکفه‌ای لیتیوتیس در پکستون بیوکلاستی، (d) فابریک ایمبریکاسیون (علامت پیکان) در گرینستون آلییدی پلوییدی سد، (e) اسپیکول اسفنج (علامت پیکان) و گرینوییید پلاژیک (ساکوکوما) در مادستون بیوکلاستی و (f) آشفتگی زیستی (بایوتوربیشن) در رخساره مادستون آهکی پلاژیک

www.SID.ir

Archive of SID

۴-۳. کمربند رخساره‌ای سد (گروه رخساره‌ای C)

شامل مجموعه رخساره‌هایی می‌شود که رسوب‌های مناطق کم ژرفای پلاتفرم یعنی پهنه جزرومدی و تالاب را از رسوب‌های دریای آزاد (باز) جدا می‌کنند. در روی زمین به صورت کربنات‌های توده‌ای و صخره‌ساز به رنگ روشن خود را نشان می‌دهند. از ویژگی‌های بارز نهشته‌های سدی می‌توان به نبود گل آهکی (میکریت) و کاهش نسبی پلوییید، افزایش جورشدگی و تراوایی و سیمان شدگی، حضور گسترده آاییدها و بافت ایمبریکاسیون[1] در آلوکم‌ها (شکل ۴d) و تنوع بیوکلاست‌های دریازی و سدساز نظیر خارپوستان، مرجان‌ها، بریوزوآ، براکیوپودها و جلبک‌های سبز اشاره کرد. رخساره‌های C1 (گرینستون آاییدی پلوییدی) و C2 (گرینستون اینتراکلاستی بیوکلاستی) در این کمربند قرار می‌گیرند.

۴-۴. کمربند رخساره‌ای دریای باز (گروه رخساره‌ای D)

شامل مجموعه رسوب‌هایی است که در بخش بیرونی پلاتفرم[2] و جلوی سدهای آاليتی و بیوکلاستی آرام گرفته‌اند. به صورت تناوبی از آهک‌های نازک تا متوسط لایه با شیل خود را نشان می‌دهند. رخساره‌های متعلق به بخش کم ژرفای دریای باز یا رخساره جلوی سد (D1) و دریای باز ژرف متشکل از آهک‌های دوباره نهشته شده (D2) و آهک پلاژیک (D3) جزو این گروه هستند. از ویژگی‌های مهم این گروه، باید به قاعده فرسایشی و ساختمان‌های زیرین (شکل‌های ۵a، ۵c و ۵d)، تکرار چرخه بوما [۱۴] (شکل ۵a)، لامینه‌های موازی و مورب (شکل ۵b)، بودن لیتوکلاست‌ها و آلوکم‌های مناطق کم ژرفا در رخساره‌های پلاژیک (شکل‌های ۵e و ۵f) و حضور موجودات دریای آزاد مثل آمونیت‌ها، دوکفه‌ای‌های نازک پوسته و فرامینیفرها و لاله‌وش پلانکتونیک[3] (شکل ۴e) اشاره کرد.

۵. مدل رسوبی

نتایج به دست آمده از مطالعه مجموعه رخساره‌های سازند سورمه گواه آن است که این نهشته‌ها در یک پلاتفرم کربناته ساخته شده‌اند. بررسی منابع موجود از جمله گلونکا [۱۹] نشان می‌دهد در اوایل ژوراسیک اقیانوس نئوتتیس مناطق وسیعی از جنوب آسیا تا باختر اروپای کنونی را تحت سیطره خود داشته است. پایین بودن سطح آب دریاها و فقدان موجودات کربنات‌ساز در این زمان [۲۱] سبب گردید که رسوبات کربناته چندان گسترش نیابند. با تغییر تدریجی شرایط محیطی در اواخر لیاس، زمینه حضور گسترده رسوبات کربناته در منطقه فراهم گردید. تحت این شرایط، واحد کربنات زیرین سازند سورمه متشکل از آهک‌های دولومیتی- آاليتی دارای لیتیوتیس و هم ارزهای آن (سازندهای موس و مرات) به وجود آمدند. مجموعه شواهدی نظیر بودن رخساره‌های پکستونی و گرینستونی ناشی از عملکرد امواج[4] در بخش‌های کم ژرفا و پرانرژی پلاتفرم و تغییر تدریجی آن‌ها به رسوبات بخش‌های ژرف‌تر، هم‌چنین فقدان ریف‌های سدی بزرگ و آهک‌های دوباره نهشته شده گواهی می‌دهند که واحد کربنات زیرین در یک رمپ هموکلینال نظیر خلیج فارس کنونی اما بسیار گسترده‌تر (دریای اپی‌ریک[5]) نهشته شده است [۵].

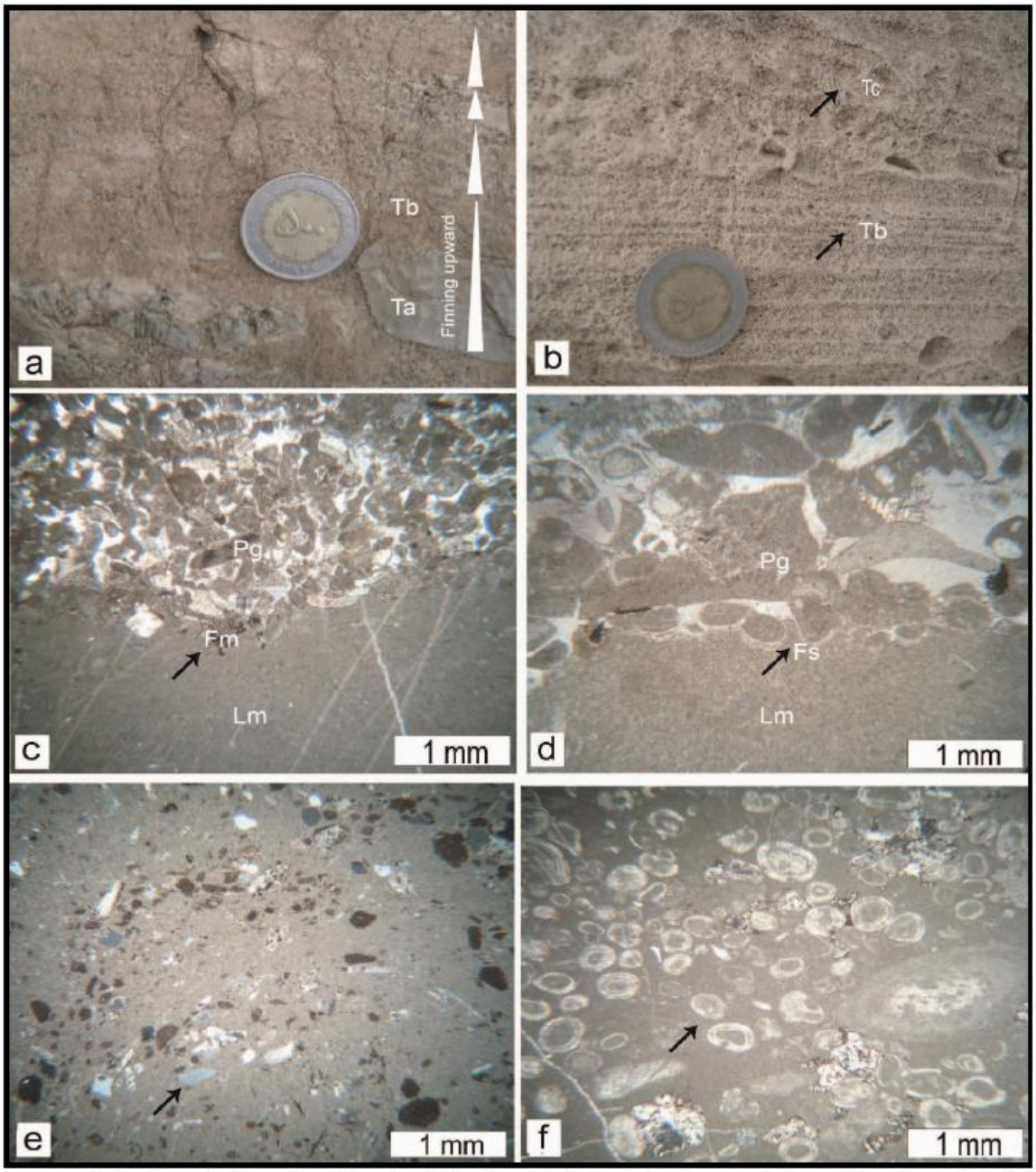
پس از ساخته شدن واحد کربنات زیرین، با عملکرد فازهای کششی در ژوراسیک میانی گسل‌های قدیمی نظیر پیشانی کوهستان و کازرون (شکل ۱) دوباره فعال شدند [۲۵]. به همین دلیل، بستر حوضه رسوبی جابجا گردید و گودال‌های ژرف و حوضه‌های درون شلفی پدید آمدند. تحت این شرایط الگوی رسوبگذاری به رمپ با انتهای پرشیب[6] تغییر یافت (شکل‌های ۶ و ۷). تبدیل ناگهانی رخساره‌های کم ژرفای (تالاب و پهنه جزرومدی) بخش انتهایی واحد کربنات زیرین به رخساره‌های پلاژیک و آهک‌های دوباره نهشته شده در شروع واحد شیل زیرین سازند سورمه دلیل بسیار محکمی بر این مدعا است (شکل ۸ ضخامت ۷۰ تا ۸۰ متر). از آنجایی که این نخستین باری است که به حضور رخساره‌های ژرف در پلاتفرم ژوراسیک منطقه فارس و شمال خلیج فارس اشاره می‌شود، نام حوضه درون شلفی پارس برای این بخش از پلاتفرم یاد شده پیشنهاد گردید [۲ و ۲۵]. گسترش جغرافیایی حوضه پارس چنان بوده که در جنوب و خاور

[1]. Imbrication
[2]. Outer shelf
[3]. *Saccocoma*
[4]. Keystone vugs
[5]. Epeiric sea
[6]. Distally steepend ramp

www.SID.ir

Archive of SID

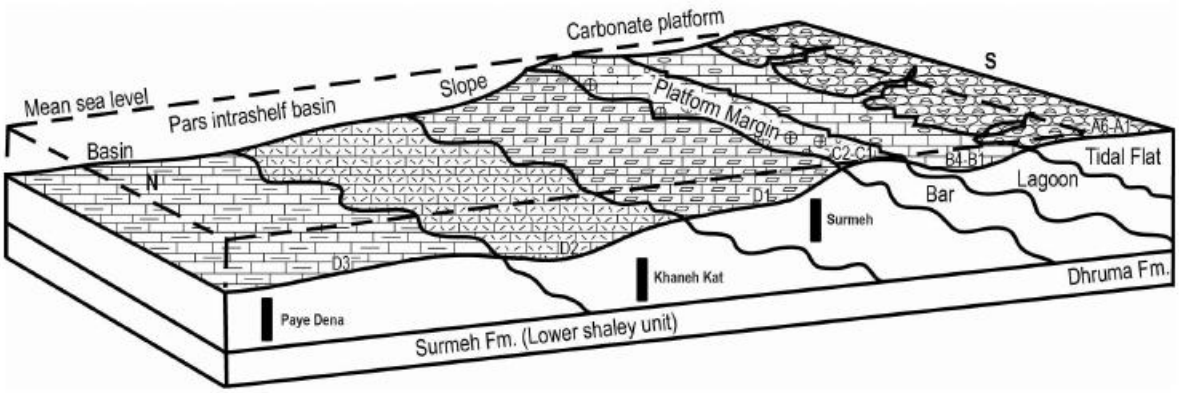
با گسل پیشانی کوهستان، در باختر با گسل‌های کازرون و برازجان و در شمال با راندگی اصلی زاگرس محدود می‌شده است (شکل ۱). حوضه‌های درون شلفی به دلیل ژرفای زیاد مکان‌های مناسبی برای تشکیل و گسترش سنگ‌های منشأ هستند که مواردی از آن در لرستان و جنوب خلیج فارس گزارش شده است [۱۰ و ۲۶]. با این حال، نرخ بالای تولید کربنات در بخش‌های کم عمق‌تر حوضه پارس سبب شد که حجم زیادی از رسوب به مناطق ژرف حوضه ریزش (Highstant shedding) نماید [۲، ۲۵ و ۲۹]. با ورود مقادیر زیاد رسوب به ژرفنای حوضه، روند رسوبگذاری عادی در آن بخش مختل گردید و شیل‌ها و کربنات‌های غنی از مواد آلی امکان رسوبگذاری نیافتند. در این شرایط، کربنات‌های دوباره نهشته شده بخش عمده فضای رسوبگذاری را اشغال نمودند.



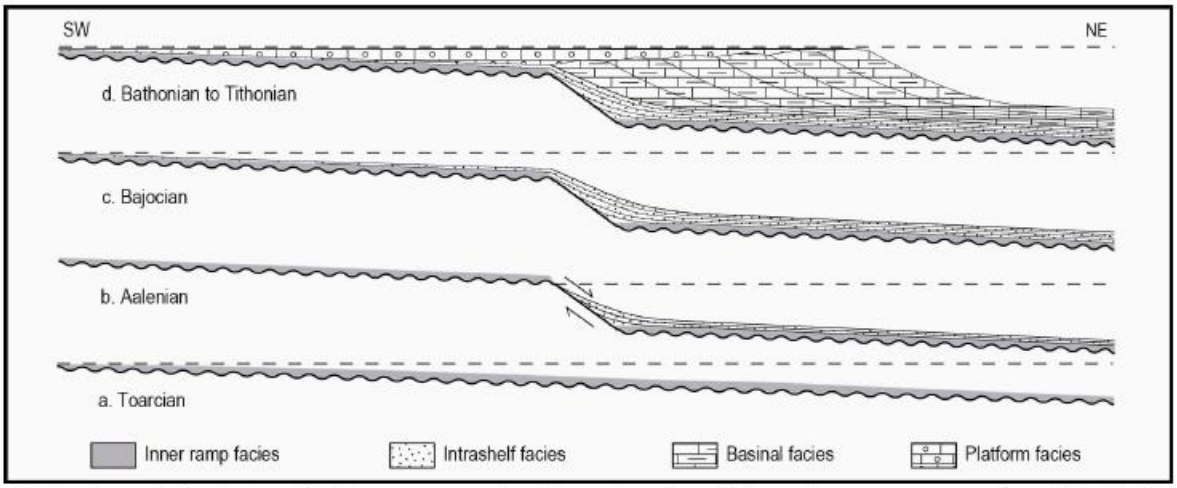
شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی و نمونه دستی از رخساره آهک‌های دوباره نهشته شده (کلسی توربیدایت) در واحد شیل زیرین سازند سورمه: (a) لیتوکلاست‌های میکریتی در قاعده واحدهای توربیدایتی (Ta) و بخش Tb یا لایه بندی افقی، به لایه بندی (دانه بندی) تدریجی و تکرار چرخه یوما توجه شود. (b) لامینه‌های مورب (Ta) و افقی (Tb) باقیمانده از یک توالی یوما. (c) و (d) فلوت مارک (Fm)، قالب وزنی و ساختمان شعله‌ای (Fs) در مرز گرینستون پلوییدی (Pg) و مادستون آهکی (Lm). (e) وگستون ماسه‌ای (علامت پیکان دانه کوارتز را نشان می‌دهد) در بخش انتهایی چرخه یوما و (f) پکستون آاییدی (علامت پیکان) به زمینه میکریتی توجه شود.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۶. مدل رسوبی پیشنهادی برای حوضه درون شلفی پارس و واحد شیل زیرین سازند سورمه در ژوراسیک میانی. محل پرش‌های مورد مطالعه به صورت تقریبی مشخص شده است. گسترش جغرافیایی حوضه و محل دقیق پرش‌ها در شکل ۱ نشان داده شده است.



شکل ۷. تکامل مدل رسوبی و تغییر محیط رسوبگذاری واحدهای مختلف سازند سورمه در منطقه فارس: (a) تشکیل رخساره‌های کم عمق واحد کربنات زیرین در یک رمپ گسترده یا دریای اپی‌ریک در توآرسین، (b) کشش تکتونیکی، تغییر الگو به رمپ با انتهای پرشیب و ایجاد حوضه درون شلفی پارس در آلنین، (c) خیزش آب دریا، افزایش نرخ تولید کربنات و تشکیل توربیدایت‌های آهکی در قالب واحد شیل زیرین در یاژوسین و (d) پر شدن تدریجی حوضه درون شلفی در نتیجه گسترش عمودی و جانبی کربنات‌ها در بخش عمیق حوضه و تغییر مدل رسوبی به رمپ هموکلینال در یاتونین. از این زمان به بعد تا اواخر ژوراسیک (تیتونین) کربنات‌های نواحی کم عمق پلاتفرم به خصوص پهنه‌های جزرومدی و تبخیری‌ها گسترش یافتند.

بررسی توالی عمودی آهک‌های دوباره نهشته شده در واحد شیل زیرین سازند سورمه نشان می‌دهد که این نهشته‌ها به سمت بالا درشت‌شونده و ستبرشونده[1] هستند (شکل ۲ و شکل ۸ ضخامت ۸۰ تا ۱۶۰ متر) و به تدریج توسط رخساره‌های مربوط به بخش‌های درونی و حاشیه پلاتفرم (شروع واحد کربنات میانی) پوشانده می‌شوند. این موضوع، بیانگر پر شدن تدریجی حوضه درون شلفی پارس و تغییر دوباره الگوی رسوب‌گذاری به رمپ هموکلینال است. تحت این شرایط که تا پایان ژوراسیک بر منطقه حاکم بود، ضخامت قابل‌توجهی از کربنات‌های کم عمق و رسوبات تبخیری بر جای گذاشته شد (شکل ۷).

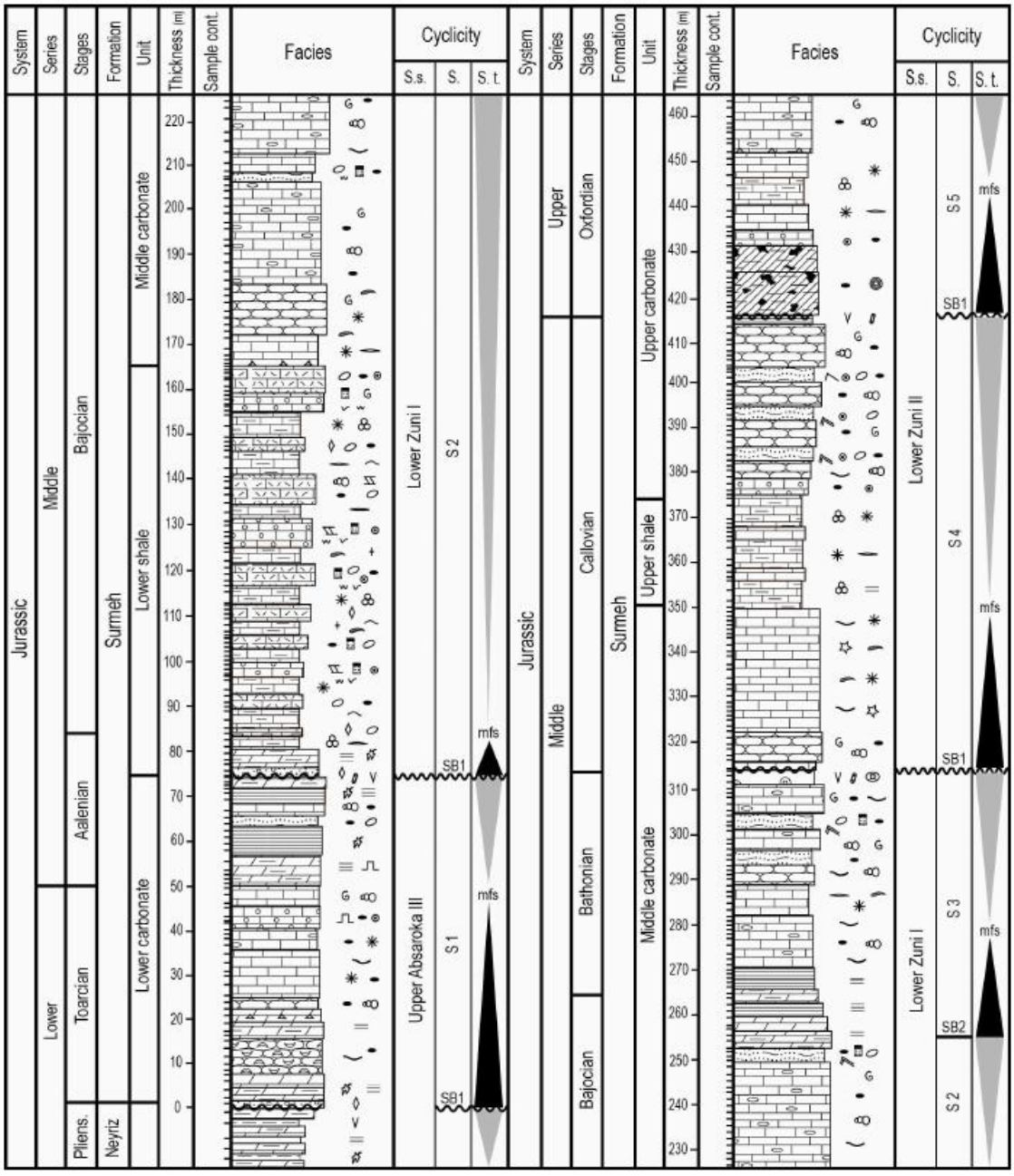
۶. چینه‌نگاری سکانسی

نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که سازند سورمه متشکل از شش سکانس رسوبی رده سوم است. چیدمان سکانس‌های رده سوم نسبت به ناپیوستگی‌های عمده به گونه‌ای است که اجازه می‌دهد پنج سکانس آخر را در قالب دو سکانس رده دوم دسته‌بندی کرد. هر سکانس رده سوم معادل یک چرخه رسوبی $۱۰^{۶}$-$۱۰^{۷}$ سال و هر سکانس رده دوم زمانی در حد $۱۰^{۷}$-$۱۰^{۸}$ سال را شامل می‌شود [۱۵]. برای سهولت در نام‌گذاری و مرتب‌سازی سکانس‌ها، انواع رده دوم تحت عنوان سوپرسکانس و انواع رده سوم با نام سکانس معرفی شده‌اند.

[1]. Thickening upward

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۸. ستون رخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانسی سازند سورمه در برش الگو، علائم و حروف اختصاری در ادامه شکل معرفی شده‌اند.

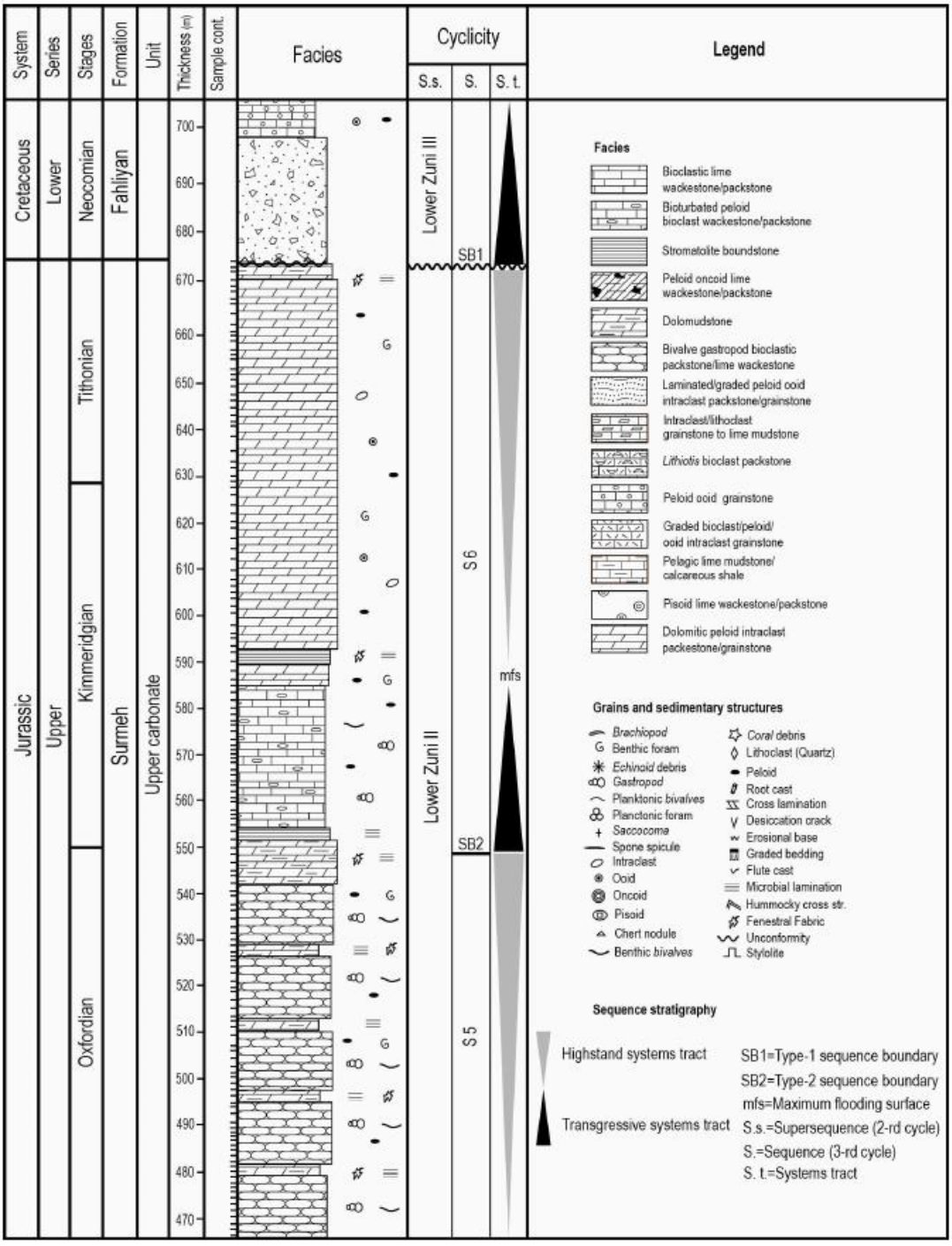
۶-۱. سکانس یک

مجموعه آهک‌های دولومیتی لیتیوتیس‌دار واحد کربنات زیرین را در بر می‌گیرد. ستبرای آن از ۴۲ متر در برش پای دنا تا ۷۵ متر در ناحیه سورمه و ۱۵۵ متر در برش خانه‌کت متغیر است (شکل‌های ۸ و ۹). مرز زیرین سکانس نخست، که بر مرز پایین سازند سورمه نیز منطبق است، با حضور یک افق میکروکنگلومرایی، با شیل و کربنات‌های سازند نیریز ناپیوسته و فرسایشی است. می‌توان این واحد آواری را دسته رخساره‌های تراز پایین سطح آب دریا (LST) در اواخر ژوراسیک پیشین تلقی کرد. دسته رخساره‌های پیشرونده (TST) این سکانس را آهک و دولومیت‌های نازک لایه تا لامینه‌ای و کربنات‌های لیتیوتیس‌دار ستبر لایه ساخته‌اند. به دلیل خیزش نه چندان بلند سطح آب دریا در لیاس [۲۲ و ۳۵] و پایین بودن نرخ فرونشینی ناشی از پایداری تکتونیکی در آن زمان [۳۰] فضای زیادی برای رسوب‌گذاری ایجاد نگردید. بنابراین، رخساره‌های متداول همراه با مراحل آخر بالا آمدن سطح آب دریا یعنی، شیل و آهک‌های پلاژیک در

www.SID.ir

Archive of SID

سکانس نخست گسترش نیافتند و جایگاه رخساره گرینستون آاییدی، مترادف با سطح حداکثر سیلاب انتخاب گردید. به همین خاطر، دسته رخساره‌های تراز بالا (HST) متشکل از آهک‌های دولومیتی و دولومیت‌های توده‌ای بدون واسطه بر روی کربنات‌های آاَلیتی و لیتیوتیس‌دار جای گرفته‌اند. با توجه به تشخیص زمان سینمورین-پلینسباکین برای سازند نیریز [۱۲] و لیاس برای کربنات‌های لیتیوتیس‌دار [۲۳ و ۳۸] پیشنهاد سن توآرسین برای بخش آغازین سازند سورمه پذیرفتنی است. بنابراین، می‌توان سکانس یک را با سکانس انتهای سوپرسکانس آبساروکای بالایی سوم اسلاس [۳۳] و سازندهای موس و مرات معادل دانست (شکل ۷). شارلند و همکاران [۳۱] در این بخش از توالی رسوبی ژوراسیک پلاتفرم عربی سطح حداکثر سیلاب شماره J10 را به سن توآرسین میانی تعیین کرده‌اند. مرز بالایی سکانس یک، با وجود لایه‌های قرمز رنگ متشکل از رخساره‌های خشکی‌زاد ناپیوستگی فرسایشی است که با افت شدید سطح آب دریاها در اواسط آلنین [۳۵] مطابقت دارد. این ناپیوستگی به اثرات ناشی از عملکرد رویداد تکتونیکی سیمرین میانی در زاگرس نسبت داده شده است [۴].



ادامه شکل ۸. ستون رخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانسی سازند سورمه در برش الگو

www.SID.ir

Archive of SID

۶-۲. سوپرسکانس یک

این سوپرسکانس ۲۰۰ تا ۴۰۰ متر از بخش‌های میانی سازند سورمه متعلق به بخش‌های آغازین تا میانه‌های دوگر (آلنین-باتونین) را شامل می‌شود (شکل‌های ۸ و ۹). نهشته سنگ‌های این سوپرسکانس مشتمل بر واحدهای شیل زیرین و کربنات میانی است و سکانس‌های دوم و سوم را در بر می‌گیرد. سکانس دوم دارای بیش‌ترین ضخامت (بین ۹۰ تا ۱۶۰ متر در برش‌های مختلف) در مقایسه با سایر سکانس‌ها است. سازند سورمه در ناحیه خانه‌کت بیش‌ترین ضخامت را دارد که بیانگر فضای مناسب و نرخ بالای رسوب‌گذاری در این بخش از حوضه است. به عبارت دیگر، مرکز رسوبی حوضه ژوراسیک در این ناحیه و حاشیه گسل زاگرس بلند قرار داشته است. از نکات قابل توجه سکانس دوم تغییر ناگهانی رخساره‌های پهنه جزرومدی (لامینه‌های استروماتولیتی-دولومیتی) به رخساره‌های بخش عمیق دریای باز (آهک و شیل پلاژیک) در آغاز آن است. این موضوع افزایش ناگهانی عمق ناشی از تکاپوی تکتونیکی همزمان با رسوب‌گذاری را نشان می‌دهد که سبب شده است دسته رخساره‌های پیشرونده متداول در سایر سکانس‌ها (کربنات‌های آلیتی و بیوکلاستی) چندان فرصت ساخته شدن نداشته باشند. نخستین تناوب آهکی-شیلی روی رخساره‌های جزرومدی، به عنوان تراز سطح حداکثر سیلاب انتخاب گردید و با سطح حداکثر سیلاب J20 شارلند و همکاران [۳۱] در سازند ظروما (باژوسین) و بخش زیرین سازند سرگلو هم ارز تشخیص داده شد [۲ و ۲۵]. بخش نخست دسته رخساره‌های تراز بالا (Early HST) در سکانس دو را تناوب‌های آهکی-شیلی (آهک‌های دوباره نهشته شده) می‌سازند که در بخش دوم (Late HST) با توالی ستبری از آهک‌های بیوکلاستی دارای آشفتگی زیستی (شروع واحد کربنات میانی) و لامینه‌های دولومیتی-استروماتولیتی ادامه می‌یابند. مرز بالایی سکانس دوم، بدون نشانه‌های ناشی از خروج از آب، پیوستگی معادل (SB2) تشخیص داده شد. تداوم شرایط مناسب از جمله بالا بودن سطح آب دریا در ژوراسیک میانی سبب گردید، روند رسوب‌گذاری نهشته‌های سازند سورمه در قالب واحد کربنات میانی بدون وقفه دنبال شود. دسته رخساره‌های پیشرونده سکانس سوم را آهک‌های لامینه‌ای (استرماتولیتی) تا نازک لایه (اینتراکلاستی-پلوییدی) و بیوکلاستی با اثرات آشفتگی زیستی تشکیل داده‌اند. با افزایش عمق، به تدریج بازمانده بیوکلاست‌های آب‌های آزاد مثل خارپوستان، براکیوپودها و اسپیکول اسفنج‌ها بیش‌تر می‌شود که معادل سطح حداکثر سیلاب دانسته شد. بخش کمی از دسته رخساره‌های تراز بالا در سکانس سه باقی‌مانده که شامل تناوبی از آهک‌های بیوکلاستی و پلتی با آثار آشفتگی زیستی است. وایند [۳۸] در معرفی بیوفاسیس‌های ژوراسیک زاگرس، در این بخش از سازند سورمه سنگواره‌های متعلق به باتونین را شناسایی کرده و آن را معادل بخش بالایی سازند سرگلو دانسته است. سطح حداکثر سیلاب شماره J30 در این بخش از نهشته سنگ‌های ژوراسیک مناطق پیرامون خلیج فارس تعیین شده است [۳۱]. وجود سطح انحلال یافته و ندول‌های چرتی بیانگر مرز سکانسی نوع یک در بالای سکانس سه و مرز سوپرسکانس‌های یک و دو است. این مرز مربوط به رویداد تکتونیکی مهمی است که از آن به نام رخداد کیمرین میانی یاد کرده‌اند [۱] و با ناپیوستگی بین سازندهای سرگلو و نجمه در لرستان و عراق هم ارز است [۳۰].

۶-۳. سوپرسکانس دو

این سوپرسکانس ۱۵۰ تا ۳۰۰ متر از بخش‌های بالایی سازند سورمه متعلق به سرانجام‌های دوگر (کالووین) تا اواخر ژوراسیک (تیتونین) را پوشش می‌دهد. واحدهای شیل بالایی و کربنات بالایی سازند سورمه در این سکانس بزرگ جای می‌گیرند که به نوبه خود از سه سکانس رده سوم ساخته شده است. مرز زیرین سکانس چهار، همان ناپیوستگی فرسایشی در بین سوپرسکانس‌های یک و دو است. دسته رخساره‌های پیشرونده این سکانس، شامل آهک‌های دولومیتی و بیوکلاستی (مرجان‌ها، براکیوپود و نرمتنان) ستبر لایه (بخش انتهایی واحد کربنات میانی) هستند که از گسترش قابل‌توجهی برخوردارند.

با خیزش بلند سطح آب دریاها در کالووین (بیش‌ترین مقدار در ژوراسیک میانی) و به گمان قوی تشدید فرونشینی تکتونیکی، فضای رسوب‌گذاری افزایش یافت. در نتیجه، آهک‌های پلاژیک و شیل‌های وابسته به مناطق عمیق‌تر پلاتفرم (رخساره‌های دریای باز) گسترش بیش‌تری پیدا کردند که با نام واحد شیل بالایی معرفی شده‌اند. سطح حداکثر سیلاب، منطبق بر نخستین ظهور

www.SID.ir

Archive of SID

آهک‌های میکریتی و گلوبیژرین‌دار نازک لایه و شیل انتخاب گردید. بخش نخست دسته رخساره‌های تراز بالای سکانس چهار را آهک‌های پلاژیک و شیل‌های واحد شیل بالایی و بخش دوم آن را تناوبی از آهک‌های آآییدی، پلوییدی و اینتراکلاستی ستبر لایه و صخره‌ساز با آهک‌های بیوکلاستی تشکیل می‌دهند (بخش پایین واحد کربنات بالایی) که به یک سطح انحلال یافته همراه با شواهد خروج از آب منتهی می‌گردد. جیمز و واینـد [۲۳] سن کالووین میانی را برای این بخش از سازند سورمه تشخیص دادند. بر این اساس با سازند نجمه در لرستان و عراق و سازند توایق در جنوب خلیج فارس هم ارز است که سطح حداکثر سیلاب J40 در آن تعیین شده است [۱۰ و ۳۰]. مرز سکانسی نوع یک در بالای سکانس چهار با ناپیوستگی در مرز ژوراسیک میانی و پسین مطابقت دارد [۲۶ و ۳۰].

از این زمان به بعد تا اواسط تیتونین، سطح آب دریاها به گونه‌ای بی‌سابقه افزایش یافت و به بالاترین حد خود در ژوراسیک رسید [۲۰ و ۲۶]. بنابراین، مناطق گسترده‌ای از پلاتفرم موجود از آب پوشیده شد و شرایط برای ساخته شدن ادامه واحد کربنات بالایی سازند سورمه فراهم گردید. همزمان با خیزش سطح آب دریاها در آکسفوردین، آهک‌های آنکوییدی و آآییدی به عنوان دسته رخساره‌های پیشرونده سکانس پنج ساخته شدند. آهک‌های میکریتی و مارنی نازک لایه روی کربنات‌های آآلیتی به عنوان سطح حداکثر سیلاب و معادل با J50 شارلند و همکاران [۳۱] در این سکانس انتخاب گردید. دسته رخساره‌های تراز بالای سکانس پنج را آهک‌های بیوکلاستی با آشفتگی زیستی و دولومیت‌های لامینه‌ای تشکیل داده‌اند. مشاهده بیوکلاست‌هایی نظیر شکم پا، دوکفه‌ای، فرامینیفرهای بنتیک و جلبک‌های سبز و لامینه‌های دولومیتی در این بخش بیانگر کاهش تدریجی عمق و گسترش محیط تالاب تا پهنه جزرومدی در انتهای سکانس پنجم است. واینـد [۳۸] سن این بخش از سازند سورمه را آکسفوردین تشخیص داده است. بنابراین، می‌توان آن را با بخش زیرین سازند نجمه و سازند حنیفا معادل دانست [۱۰ و ۳۱]. مرز بالایی سکانس پنج پیوستگی معادل (SB2) دانسته شد. آخرین سکانس رسوبی سازند سورمه، مجموعه‌ای از سنگ‌های متعلق به کیمبریجین-تیتونین را در بر می‌گیرد که با بخش بالایی سازند نجمه و سازند گوتنیا در لرستان و عراق و سازندهای عرب و هیث در جنوب خلیج فارس هم‌ارز است [۸، ۱۸ و ۲۳].

به نظر می‌رسد، شرایط حاکم بر اواخر ژوراسیک پسین به گونه‌ای بوده که نرخ تولید رسوب به تدریج از فضای رسوب‌گذاری بیش‌تر شده است. در چنین شرایطی با وجود بالا بودن و ثبات نسبی سطح آب دریاها، تنها با تناوبی از رخساره‌های کم عمق ساخته شده در تالاب‌ها و پهنه‌های جزرومدی (به ویژه سبخاها) مواجه هستیم. حضور چشمگیر تبخیری‌ها در سازندهای عرب، هیث و گوتنیا بیانگر آب و هوای گرم و خشک اواخر ژوراسیک پسین در خاورمیانه است [۲۶ و ۳۰]. با این حال، رخساره‌های تبخیری در واحد کربنات بالایی سازند سورمه گسترش چندانی ندارند و چرخه‌های کربناته – تبخیری شناخته شده در سایر مناطق در این سازند مشاهده و گزارش نشده‌اند. این موضوع نشانه شرایط متفاوت منطقه فارس نسبت به سایر بخش‌های حوضه است. در مجموع، حدود ۱۰۰ متر از بخش‌های انتهایی سازند سورمه را دولومیت‌های ستبر لایه و سخت گذر تشکیل می‌دهند که تشخیص ماهیت اولیه رخساره‌های آن با شواهد صحرایی و پتروگرافی امکان‌پذیر نیست (شکل ۷). با توجه به فقدان اطلاعات مورد نیاز از جمله داده‌های ایزوتوپی در این مطالعه، تشخیص و تفکیک چرخه‌های رسوبی این بخش میسر نشد و به ناچار همه این بخش در قالب یک سکانس در نظر گرفته شد.

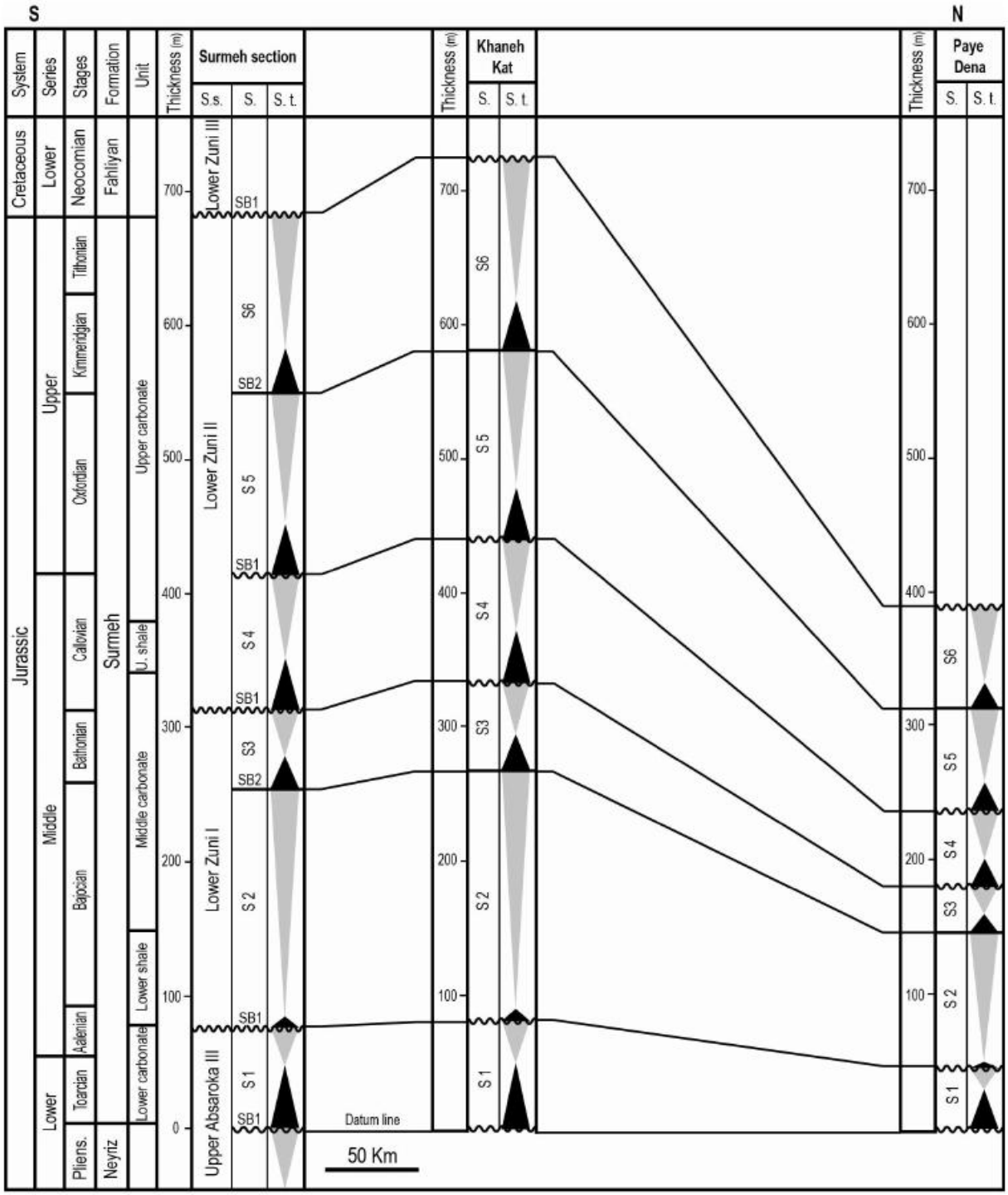
لازم به ذکر است که بخش پایانی توالی ژوراسیک در جنوب خلیج فارس به خصوص سازند عرب با وجود مخازن عظیم هیدروکربن اهمیت زیادی دارد. به همین خاطر، از جنبه‌های گوناگون از جمله چینه‌نگاری سکانسی مورد توجه و مطالعه قرار گرفته است. به عنوان نمونه، شارلند و همکاران [۳۱] سازند عرب را در نواحی مختلف پلاتفرم عربی مورد مطالعه قرار داده و بخش‌های A تا D آن را به صورت چهار سکانس رسوبی رده سوم (J70 تا J100) تعریف کرده‌اند. با این حال، تعمیم این یافته‌ها به شمال خلیج فارس و تطابق آن‌ها با واحد کربنات بالایی سازند سورمه نیازمند بررسی‌ها و داده‌های بیش‌تر است.

بخش آغازین سکانس شش سازند سورمه را لامینه‌های دولومیتی-استروماتولیتی و آهک‌های بیوکلاستی دولومیتی با آثار ناشی از آشفتگی زیستی تشکیل داده‌اند. با استناد به سن کیمبریجین پیشین این بخش [۲۳]

www.SID.ir

Archive of SID

می‌توان آن را معادل بخش بالایی سازندهای نجمه و حنیفا در نظر گرفت [۱۰] که سطح حداکثر سیلاب J60 را در بر دارد [۳۱]. بر این اساس، مجموعه آهک‌های دولومیتی و دولومیت‌های روی این بخش تا انتهای سازند سورمه که سن کیمبریجین پسین-تیتونین دارد [۲۳] معادل سازند عرب است. مرز بالایی سکانس شش با وجود برش‌های انحلالی، ناپیوستگی فرسایشی است. این برش‌ها را می‌توان معادل بقایای بر جای مانده از سازند هیث در نظر گرفت که پس از خارج شدن حوضه از آب تبخیری‌ها دچار انحلال شده‌اند. ناپیوستگی بین سازندهای سورمه و فهلیان با ناپیوستگی تیتونین میانی [۲۲] در بالای سوپرسکانس زونی زیرین دو اسلاس [۳۳] مطابقت می‌کند.



شکل ۹. هم‌ارزی سکانس‌های رسوبی سازند سورمه در برش‌های مختلف منطقه فارس، علائم در ادامه شکل ۸ تعریف شده‌اند.

www.SID.ir

Archive of SID

نتیجه‌گیری

سازند سورمه در منطقه فارس از ۱۵ رخساره متعلق به چهار کمربند محیطی پهنه جزرومدی تا دریای باز تشکیل شده است. این مجموعه با ناپیوستگی از نهشته‌های بالا و پایین خود جدا می‌شود و محصول مراحل مختلف تکامل یک پلاتفرم کربناته در فاصله زمانی توآرسین-تیتونین است. بررسی محیط رسوبی سازند سورمه در دوره‌های مختلف از تغییرات متوالی الگوی رسوب‌گذاری و چهار مرحله متفاوت در رژیم رسوب‌گذاری این سازند حکایت می‌کند. در اواخر لیاس با وجود یک دریای اپی‌ریک، آهک‌های دولومیتی دارای لیتیوتیس نهشته شدند. در ابتدای ژوراسیک میانی (آلنین) با تکاپوی گسل‌های محدود کننده حوضه، بستر پلاتفرم جابجا گردید و با تغییر الگوی پلاتفرم به رمپ با انتهای پرشیب، حوضه درون شلفی پارس پدید آمد. نرخ بالای تولید رسوب و ریزش کربنات به مناطق عمیق‌تر در باژوسین، منجر به شکل‌گیری تناوبی از شیل و آهک در قالب توربیدایت‌های آهکی شد. با پر شدن تدریجی حوضه درون شلفی پارس در باتونین، الگوی رسوب‌گذاری به رمپ هموکلینال تغییر نمود و تا انتهای ژوراسیک ادامه یافت. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که سازند سورمه در منطقه فارس از دو سوپرسکانس (رده دوم) و شش سکانس رسوبی رده سوم تشکیل شده است. سوپرسکانس‌ها با ناپیوستگی‌های نوع ۱ محدود شده و با چرخه‌های رسوبی بزرگ زونی زیرین یک و زونی زیرین دو اسلاس معادل هستند. تغییر در میزان فرونشینی بستر رسوبی (تکتونیک) و نوسان سطح آب دریا عوامل اصلی پدید آمدن این سکانس‌ها بوده‌اند.

قدردانی

نویسنده لازم می‌داند مراتب امتنان خویش را نسبت به دکتر الخاص ویسی و دکتر محمود نقی‌زاده اساتید محترم گروه زبان دانشگاه پیام‌نور مرکز اهواز به خاطر اصلاح چکیده انگلیسی اعلام نماید. داوران ارجمند با تذکر کاستی‌ها و ایرادهای موجود نقش مهمی در بهتر شدن نوشتار و محتوای مقاله داشته‌اند که از ایشان هم قدردانی می‌شود. هم‌چنین، از زحمات همه عزیزان دست اندر کار مجله وزین رسوب‌شناسی کاربردی دانشگاه بوعلی‌سینا همدان به خاطر پیگیری امور مربوط به داوری، پذیرش و چاپ این مقاله کمال تشکر را دارم.

منابع

[۱] آقانباتی، ع (۱۳۷۱) معرفی رویداد زمین‌ساختی کیمرین میانی (ژوراسیک میانی). فصلنامه علوم زمین، شماره ۶، صفحات ۵-۲.

[۲] جلیلیان، ع. ح (۱۳۸۹) چینه‌نگاری سکانسی سازند سورمه در زاگرس مرکزی، جنوب باختر ایران. رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۲۰۵ صفحه.

[۳] جلیلیان، ع. ح (۱۳۹۰) کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند سورمه (ژوراسیک زیرین-بالایی) در فارس داخلی و عوامل کنترل کننده آن. مجموعه مقالات پنجمین همایش تخصصی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، صفحات ۸۴۶-۸۴۱.

[۴] جلیلیان، ع. ح (۱۳۹۱) رویداد تکتونیکی سیمرین میانی (ژوراسیک میانی) در زاگرس، جنوب باختر ایران. مجموعه مقالات ششمین همایش تخصصی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، ۶ صفحه.

[۵] جلیلیان، ع. ح: لاسمی، ی. و آقانباتی، ع (۱۳۸۷) گذر از ژوراسیک آغازین به میانی در پهنه زاگرس: رخساره‌ها و محیط رسوب‌گذاری بخش آغازین سازند سورمه. مجموعه مقالات دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، جلد سوم، صفحات ۴۰-۳۴.

[۶] جلیلیان، ع. ح: لاسمی، ی. و آقانباتی، ع (۱۳۹۰) پتروگرافی و ژئوشیمی دولومیت‌های سازند سورمه در منطقه فارس داخلی، جنوب باختری ایران. مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، دانشگاه شهید چمران اهواز، شماره ۲، صفحات ۷۶-۶۷.

[۷] لاسمی، ی (۱۳۷۹) رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه نگاری سکانسی نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوییک ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۷۸، ۱۸۰ صفحه.

[۸] مطیعی، ه (۱۳۷۲) چینه‌شناسی زاگرس. سازمان زمین شناسی کشور، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، شماره ۱، ۵۳۶ صفحه.

[۹] میرشاهانی، م.، آدابی، م. ح.، صادقی، ع.، کمالی،م. ر. و معماریانی، م (۱۳۸۹) میکروفاسیس، محیط رسوبی و ژئوشیمی رسوبات سازند سورمه در منطقه اشترانکوه، زاگرس مرتفع. مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب شناسی، دانشگاه اصفهان، شماره ۳۹، صفحات ۷۰-۴۹.

[10] Alsharhan, A. S. and Nairn, A. E. M (2003) Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle East. Elsevier, 843 p.

www.SID.ir

Archive of SID

[11] Alsharhan, A. S. and Kendall, C. G (2003) Holocene coastal carbonates and evaporates of the southern Persian Gulf and their ancient analogues. Earth-Science Reviews, 61: 191-243.

[12] Banner F. T., Whitaker, J. E., Boudagher, M. And Samuel, A (1997) Socotaria, A new Hauraniid Genus from the Upper Lias of the Middle East. Revue de Micropaleontologie, 40 (2): 115-123.

[13] Berberian, M (1995) Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonics, 241: 193-224.

[14] Bouma, A. H (1962) Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. Elsevier, 168 p.

[15] Catuneanu, O (2006) Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, 380 p.

[16] Dunham RJ (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham WE (ed) Classification of carbonate rocks, AAPG Memoir, pp 108–121.

[17] Flugel, E (2004) Microfacies of carbonate rocks, Analysis, Interpretation and Application. Springer-Verlag Berlin, 976 p.

[18] Ghazban, F (2007) Petroleum geology of the Persian Gulf. Tehran University Press, 707 p.

[19] Golonka, J (2007) Late Triassic and Early Jurassic palaeogeography of the world. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 244: 297-307.

[20] Golonka, J. and Kiessling, W (2002) Phanerozoic time scale and definition of time slices. Society for Sedimentary Geology, Special Publication, 72: 11-20.

[21] Hallam, A. and Wignall, P. B (1997) Mass extinctions and their aftermath: Oxford University Press, 320 p.

[22] Haq, B. U. and Al-Qahtani, A. M (2005) Jurassic-Neogene Arabian platform cycle chart. GeoArabia, V. 10, No. 2, 34 p.

[23] James, G.A. and Wynd, J.G (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. AAPG Bulletin, 49 (12): 2182-2245.

[24] Kastner, M., Schulke, I. and Winsemann, J (2008) Facies architecture of a Late Jurassic carbonate ramp: the Korallenoolith of the Lower Saxony Basin. International Journal of Earth Sciences, 97: 991-1011.

[25] Lasemi, Y. and Jalilian, A. H (2010) The Middle Jurassic basinal deposits of the Surmeh Formation in the Central Zagros Mountains, southwest Iran: Facies, Stacking Pattern and Controls. Carbonates and Evaporites, 25 (4): 283-295.

[26] Murris, R. J (1980) Middle East: Stratigraphic evolution and oil habitat. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 64 (5): 597-618.

[27] Read, J. F (1985) Carbonate platform facies models. AAPG Bull., 69 (1): 1-21.

[28] Reading, H. G (1996) Sedimentary environments. Blackwell, 688 p.

[29] Schlager, w., Reijmer, J. J. G. and Droxler, A (1994) Highstand shedding of carbonate platforms. Journal of Sedimentary Research, 64: 270-281.

[30] Setudehnia, A (1978) The Mesozoic sequence in southwest Iran and adjacent area. Journal of Petroleum Geology, 1 (1): 3-42.

[31] Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D. M., Davies, R. B., Hall, S. H., Heward, H. P., Horbory, A. D. and Simons, M. D (2001) Arabian plate sequence stratigraphy. GeoArabia, Gulf Petrolink, Bahrain, 370 p.

[32] Sherkati, S., Letouzey, J. and Frizon de Lamotte, D (2006) Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling. Tectonics, 25, TC4007, doi: 10. 1029/2004TC001766.

[33] Sloss, L. L (1963) Sequences in the cratonic interior of North America. Geological Society of America Bulletin, 74: 93-114.

[34] Tucker, M. E. and Wright, V. P (1990) Carbonate Sedimentology. Blackwell, 482 p.

[35] Vail, P. R., Mitchum, R. M. and Thompson, S. III (1977) Seismic Stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level. AAPG Bulletin, 26: 83-97.

[36] Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S. and Hardenbol, J (1988) An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. Society of Economical Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42: 39-45.

[37] Whalen, M. T., Day, J., Eberli, G. P. and Homewood, P. W (2002) Microbial carbonates as indicators of environmental change and biotic crises in carbonate systems: examples from the Late Devonian, Alberta basin, Canada. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 181: 127-151.

[38] Wynd, J. G (1965) Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area. Iranian Oil Operating Companies, Report No. 1082, 89 p.

www.SID.ir