

محیط‌رسوبی و چین‌نگاری سکانسی یک سیستم بادبزنی دریایی ژرف (پالئوسن)، البرز شمالی (ناحیه سوچلما)

محمود شرفی^{۱*}، مهران مرادپور^۲، بیژن بیرانوند^۳، پوریا کهنسال^۴، ابراهیم عبدالهی^۵، فرید طاعتی^۶ و حسین مهاجر^۷

۱، ۲، ۳، ۴ و ۵- گروه زمین‌شناسی، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران

۶ و ۷- شرکت نفت خزر، تهران

نویسنده مسئول: sharafi2262@gmail.com

دریافت: ۹۸/۲/۱۲ پذیرش: ۹۸/۶/۱۶

چکیده

رسوبات سیلیسی- آواری پالئوسن با ستبرای ۳۱۸ متر در ناحیه جنوب نکا (برش سوچلما) در البرز شمالی از مارن ستبر و ماسه‌سنگ‌های نازک تا ستبر لایه ساخته شده است. بررسی‌های سنگ‌نگاری و میدانی منجر به شناسایی سه مجموعه رخساره‌ای شامل کانال‌های متحرک کم‌ژرفا (*shallow mobile channels, FA*)، زون انتقالی کف حوضه- لبه بادبزنی (*fan fringe-basin floor transition, FB*) و کف حوضه (*Basin floor, FC*) از یک سیستم بادبزنی زیردریایی ژرف شده است. به طور کلی توالی رسوبات، توالی‌های درشت‌شونده و ستبر شونده متشکل از مجموعه‌های رخساره‌ای *FA - FB* و *FB - FC* را نشان می‌دهند. اثر سنگواره‌های *Palaeodictyon Zoophycus* و *Halopa* همراه با کوکولیت، فرامینیفرهای پلانکتون و مقادیر فراوان پیریت‌های خوشه‌ای و پرکننده حجرات، فسفات و مواد آلی در این رسوبات نشانگر محیط تنشینی ژرف با نرخ رسوب‌گذاری پایین و شرایط احیایی بستر رسوبی است. توالی پالئوسن در برش مورد بررسی از چهار سکانس رسوبی درجه سه شامل دسته رخساره‌های *LST, TST* و *HST* ساخته شده است. فرآیند های زمین‌ساختی بالآمدگی در یک رژیم فشارشی در انتهای کرتاسه- آغاز پالئوسن منجر به ساخت رشته کوه‌های البرز شده است. این عامل به همراه تغییرات جهانی تراز آب دریا از عوامل اصلی کنترل کننده شرایط رسوب‌گذاری (هم‌چنین بادبزنی دریایی ژرف در این حوضه) و تغییرات نسبی تراز آب دریا در حوضه کاسپین جنوبی بوده است.

واژه‌های کلیدی: البرز شمالی، پالئوسن، بادبزنی دریایی ژرف، حوضه خزر جنوبی

پیشگفتار

در ناحیه مورد بررسی) بوده که در یک تراز خطی ژرف در شمال این رشته کوه‌ها به نام حوضه کاسپین جنوبی (به طور دقیق‌تر *pre-Alborz trough*) نهشته شده است (برونت و همکاران، ۲۰۰۳؛ وینسنت و همکاران، ۲۰۰۵). معمولاً یک سیستم بادبزنی زیر دریایی با یک سیستم تغذیه کننده واحد و یک شکل هندسی بادبزنی شکل مشخص شده که شامل نهشته‌های کانال بالای تخت گاه و ماسه‌سنگ‌های توریدایتی ورقه‌ای شکل متناوب با مادستون‌های همی‌پلاژیک است (هرد و همکاران، ۲۰۱۴). در سیستم‌های توریدایتی و بادبزنی‌های ژرف دریا، تاثیر جریان‌های گرانشی باعث اعمال تنش‌های محیطی گوناگون (مانند ایجاد آشفستگی در اثر ورود دانه‌های سیلیسی- آواری) بر روی مجموعه‌های زیستی موجود در آن می‌شود (کالوو و همکاران، ۲۰۱۴). استرس‌های فیزیکی و شیمیایی مانند تغییرات در شرایط

پوسته ایران مرکزی و البرز به عنوان بخشی از حاشیه غیرفعال گندوانا در زمان دیرینه زیستی در نظر گرفته می‌شوند که در طی اردوئیسین- سیلورین از این ابر قاره جدا شده و در زمان تریاس با اوراسیا برخورد کرده‌اند (سنگور، ۱۹۹۰؛ اشتامفلی و همکاران، ۱۹۹۱؛ سنگور و ناتالین، ۱۹۹۶). در پایان کرتاسه- آغاز پالئوسن رخدادهای زمین‌ساختی بالآمدگی و چین‌خوردگی در یک رژیم فشارشی که در امتداد حاشیه اقیانوس نتوتتیس رخ داده است منجر به چین‌خوردگی و گسلش توالی ستبری از نهشته‌های کربناته دریایی، سیلیسی- آواری و ولکانیکی به سن کرتاسه- پالئوسن شده است. این وقایع زمین‌ساختی منجر به ساخت رشته کوه‌های البرز شده و در مرحله بعد فرسایش این کمربند کوهزایی منبع اصلی تامین رسوبات سیلیسی- آواری (شامل رسوبات پالئوسن

کربناته دریایی، آواری و ولکانیکی و آغاز خروج از آب البرز شده است (سنگور، ۱۹۶۸؛ بربریان، ۱۹۸۳). این رخداد احتمالا مرتبط با بسته‌شدن حوضه‌های اقیانوسی کوچک در زون برخوردی جنوب ایران (بسته شدن قلمرو پشت قوسی زون فرورائش نئوتتیس) بوده است (برونت و همکاران، ۲۰۰۳). رخداد بالآمدگی کرتاسه بالایی-پالئوسن (برونت و همکاران، ۲۰۰۳) و فرسایش کمربند البرز منبع اصلی رسوبات سیلیسی-آواری و کنترل‌کننده سیستم رسوبی توالی پالئوسن بوده است که در حاشیه حوضه کاسپین جنوبی^۲ (فرورفتگی حاشیه البرز، *pre-Alborz trough* در بخش جنوب خاوری SCB) ته‌نشست یافته است (شکل ۲). بر پایه دیدگاه برونت و همکاران (برونت و همکاران، ۲۰۰۳) در بازه زمانی کنیاسین تا پالئوسن رژیم زمین‌ساختی در کل ناحیه (از ترکیه تا قفقاز و خاور کراتون اروپا) از نوع فشارشی بوده بنابراین بازشدگی و گسترش حوضه کاسپین جنوبی پیش از این زمان رخ داده است (نیکیشین و همکاران، ۲۰۰۱).

روش پژوهش

این بررسی بر روی یک بُرش چینه‌شناسی به سبب برای ۳۱۸ متر از توالی پالئوسن در ناحیه سوچلما در جنوب نکا ($36^{\circ} 30' N$ و $53^{\circ} 50' E$) که دارای بهترین رخنمون این رسوبات در یال شمالی البرز می‌باشد، متمرکز شد (شکل ۱). شمار ۱۷۰ بُرش نازک به صورت منظم و بر مبنای تغییرات سنگ‌شناسی برداشت و برای بررسی‌های سنگ‌نگاری و شناسایی ترکیب سنگ‌شناسی و اجزای سازنده (کربناته، سیلیسی-آواری، درجازا) رسوبات، مورد بررسی قرار گرفت. رخساره‌های کربناته به روش دانه‌ام (۱۹۶۲) نام‌گذاری شدند. شمار ۱۵ نمونه از رسوبات دانه‌ریز ماری برای شناسایی مواد آلی و دیگر اجزای سازنده توسط میکروسکوپ الکترونی نوع *Vega-Tescan* در موسسه رازی تهران مورد تصویربرداری و واکاوی *SEM-EDX* قرار گرفت. برداشت‌های میدانی شامل سنگ‌شناسی، ستبرای لایه‌ها و مجموعه‌های رسوبی، شکل هندسی، ساختارهای رسوبی به دقت ثبت شدند. افزون بر این، ویژگی‌های فیزیکی رسوب‌شناسی مانند بافت، ترکیب، همبری بالایی و زیرین لایه‌ها و بسته‌های رسوبی و هم‌چنین روندهای عمودی و الگوی انباشتگی^۱

هیدرودینامیکی، سطح اکسیژن، محتوی مواد آلی و غذایی، جابجایی بستر رسوبی و نرخ رسوب‌گذاری عمدتا نتیجه فرآیندهای گرانشی رسوبات است (کالوو و همکاران، ۲۰۱۴؛ هرد و همکاران، ۲۰۱۴؛ موناکو و ترسی، ۲۰۱۴). به طور کلی در چنین سیستم‌هایی به دلیل ته‌نشینی رسوبات در ژرفای به نسبت بالا و عمدتا در زیر مرز اثر امواج و نفوذ نور (بیش‌تر رسوبات پلاژیک و همی‌پلاژیک دانه‌ریز) شرایط احیایی حاکم بوده به نحوی که رسوبات دانه‌ریز که در بخش‌های حوضه‌ای ته‌نشست می‌یابند می‌توانند دارای مقدار بسیاری از مواد آلی بوده و بنابراین به عنوان رسوبات مستعد منشا هیدروکربن مطرح باشند. در این بررسی رسوبات پالئوسن در یال شمالی البرز مورد شناسایی و بررسی قرار گرفت. یافته‌های این بررسی برای بازسازی جغرافیای دیرینه حوضه البرز در این بازه زمانی و بررسی‌های تکمیلی از دید توان منشا هیدروکربنی بسیار اهمیت دارد.

جایگاه زمین‌شناسی

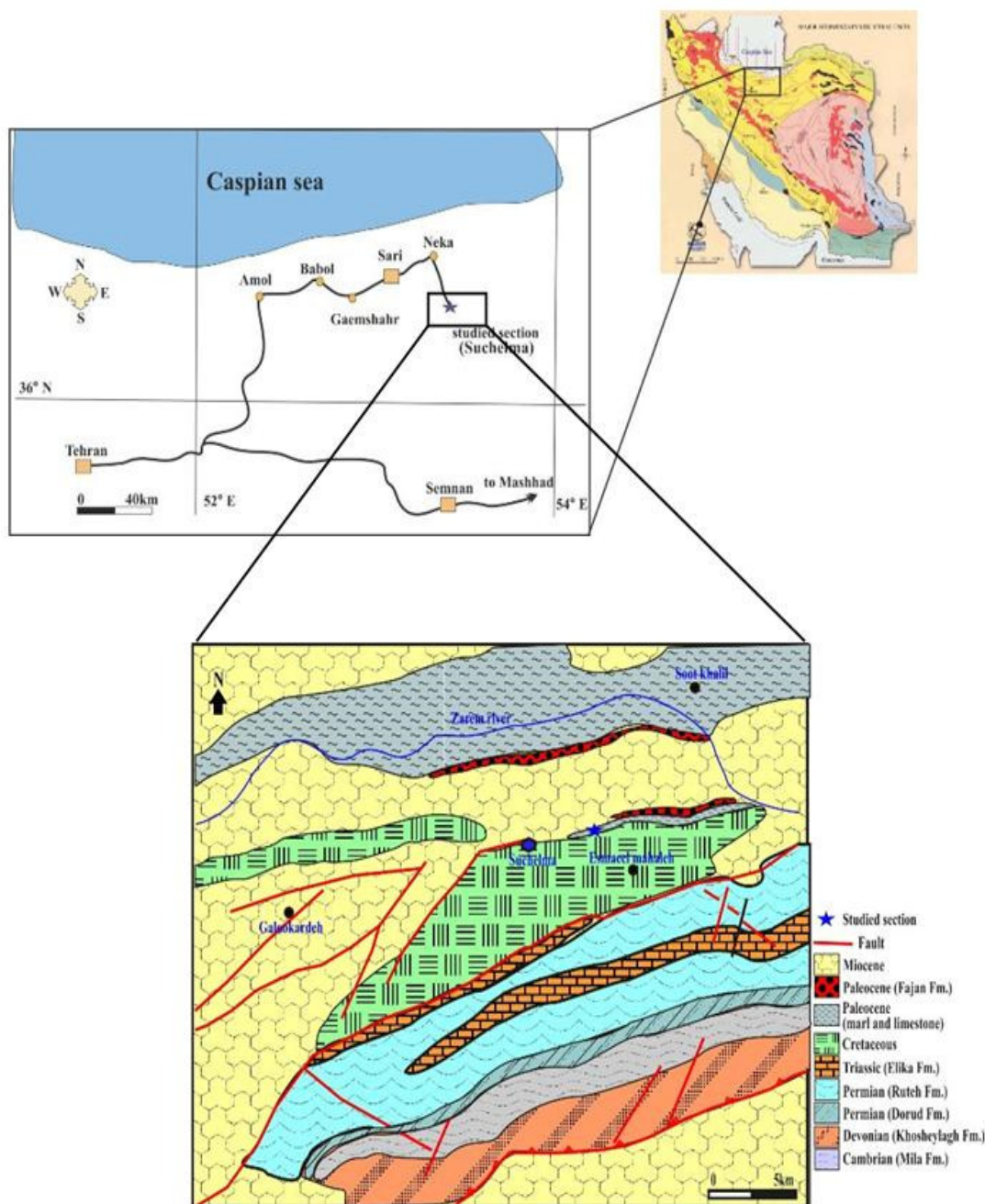
ناحیه سوچلما در جنوب نکا بخشی از زون ساختاری البرز بوده و در بخش شمالی آن قرار دارد (شکل ۱). البرز دربرگیرنده بلندی‌های شمال صفحه ایران است که به شکل تاق‌دیزی مرکب^۱، در یک راستای عمومی خاوری-باختری به درازای نزدیک ۲۰۰۰ کیلومتر از ارمنستان و آذربایجان در شمال باختر تا شمال افغانستان در خاور امتداد داشته (شکل ۱) و تیزر تاثیر فازهای کوهزایی سیمیری-آلپی قرار گرفته است (علوی، ۱۹۹۶). صفحه البرز به عنوان بخشی از حاشیه ناپویای گندوانا در زمان دیرینه‌زیستی در نظر گرفته می‌شود که در طی اردوئیسین-سیلورین از این ابر قاره جدا شده و در زمان تریاس با اوراسیا برخورد کرده است (*Eo-Cimmerian Event*) (سنگور، ۱۹۹۰؛ اشتامفلی و همکاران، ۱۹۹۱؛ سنگور و ناتالین، ۱۹۹۶). خط درز بین شمال ایران و اوراسیا که در نتیجه این برخورد ایجاد شده است در پهلوی شمالی البرز قرار دارد که توسط توالی ستبری از رسوبات سازند شمشک (ژوراسیک) پوشیده می‌شود. رخداد زمین‌ساختی فشارشی در امتداد حاشیه اقیانوس نئوتتیس در زمان انتهای کرتاسه-آغاز پالئوسن منجر به چین‌خوردگی و گسلش توالی ستبری از سنگ‌های

² South Caspian Basin

¹ Anticlinorium

همکاران، ۱۹۹۴؛ ناست، ۲۰۰۹؛ مکالی و هوبارد، ۲۰۱۳؛ جیانتی و موناکو، ۲۰۱۵؛ بایت‌گل و همکاران، ۲۰۱۴ و ۲۰۱۵). اثرسنگواره‌ها در سطوح هوازده و تازه^۲ مورد بررسی و شناسایی قرار گرفتند.

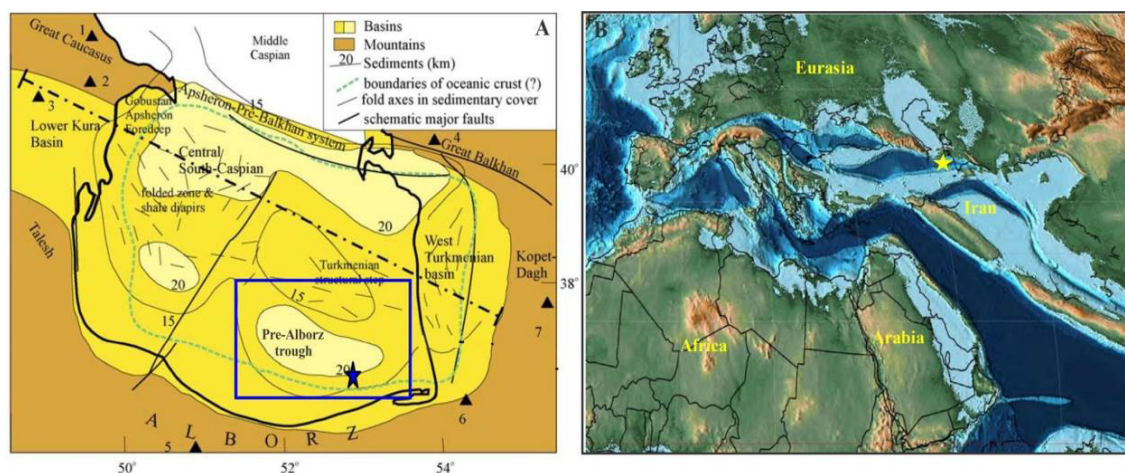
مجموعه‌های رسوبی برای شناسایی و تفسیر رخساره‌ها و مجموعه‌های رخساره‌ای و شناسایی دسته رخساره‌ها و سکانس‌های رسوبی و بر پایه انطباق با مدل‌های کلاسیک ارائه شده در سیستم فن‌های زیردریایی ژرف، مورد بررسی قرار گرفت (وان واگنر و همکاران، ۱۹۹۰؛ موتی و



شکل ۱. راه‌های دسترسی و نقشه زمین‌شناسی ناحیه مورد بررسی در جنوب نکا (نقشه زمین‌شناسی از دانشمند و سعیدی، ۱۳۶۹).

¹ stacking pattern

² fresh



شکل ۲. (A) نقشه زیرحوضه‌های حوضه خزر جنوبی (برونت و همکاران، ۲۰۰۳)، (B) نقشه جغرافیای دیرینه حاشیه تیتس در زمان پالئوسن (اسکاتس، ۲۰۱۴) (ناحیه مورد بررسی با ستاره مشخص شده است).

نتایج

مجموعه‌های رخساره‌ای (Lithofacies associations)

بر مبنای بررسی‌های میدانی و آزمایشگاهی، شناسایی رخساره‌های رسوبی، بررسی ارتباط عمودی و الگوی انباشتگی رسوبات پالئوسن در ناحیه سوچلما و مقایسه آن‌ها با مدل‌های رسوبی فن‌های زیردریایی ژرف (هوبارد و همکاران، ۲۰۰۹؛ پرلت و هادسون، ۲۰۱۳؛ هرد و همکاران، ۲۰۱۴؛ بایت‌گل و همکاران، ۲۰۱۴) سه مجموعه رخساره‌ای شامل کانال‌های متحرک کم‌ژرفا^۱ از سیستم کانال-بالای تخت گاه^۲، زون انتقالی کف حوضه-لبه بادبزنی^۳ و کف حوضه^۴ شناسایی شد.

مجموعه رخساره‌ای کانال‌های متحرک کم‌ژرفا (shallow mobile channels, FA)

این مجموعه رخساره‌ای از توسعه کمی در بُرش مورد بررسی برخوردار بوده و متشکل از ماسه‌سنگ‌های دانه ریز-بسیار دانه‌ریز، نازک تا ستر لایه نخودی رنگ و ورقه‌ای شکل^۵ است که تا چند ده متر گسترش جانبی دارند. در مواردی لایه‌های ماسه‌سنگی دارای سطح قاعده‌ای مقعر رو به بالا بوده و در کناره‌ها از ستر برای آن کاسته می‌شود. مارن خاکستری تیره نازک لایه نیز به صورت میان لایه‌ای در این مجموعه وجود دارد. واحدهای این مجموعه ۲/۵ تا ۶ متر ستر برای داشته و به صورت

انباشته شده^۶ با قاعده مشخص/فرسایشی مشخص هستند و ساخته توالی‌های درشت‌شونده-ستبرشونده به طرف بالا را می‌دهند (شکل A-C^۳). لایه‌های ماسه‌سنگ معمولاً بدون ساختمان داخلی بوده و تنها در مواردی ساختمان دانه‌بندی تدریجی نرمال نشان می‌دهند. در بعضی موارد رخساره‌های Td و Te از توالی بوما در این مجموعه شناسایی شد. ماسه‌سنگ‌ها جورشدگی خوب-متوسط داشته و دارای خرده‌های کربناته مانند پلونید (با منشا جلبک‌های آهکی و فرامینیفرهای بنتیک)، اکینودرم، استراکود، فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتونیک و کورالیناسه^۷ است. رخساره مارن سیلتی-ماسه‌ای عموماً با ستر برای ۵ تا ۳۰ سانتی‌متر دارای فرامینیفرهای پلانکتونیک فراوان است (شکل E-F^۳). این مجموعه رخساره‌ای معمولاً در بالای مجموعه رخساره‌ای زون انتقالی کف حوضه-لبه بادبزنی (FB) قرار گرفته است.

تفسیر: حالت ورقه‌ای شکل، گسترش جانبی به نسبت گسترده و الگوی درشت‌شونده-ستبرشونده به طرف بالا نشانگر ته‌نشینی این رسوبات از جریانات توریدایتی ماسه‌ای نسبتاً محصور نشده^۷ در بخش لوب یک سیستم ته‌نشینی بادبزنی زیردریایی است (هوبارد و همکاران، ۲۰۰۹؛ بایت‌گل و همکاران، ۲۰۰۴). به گونه‌ای که این مجموعه از جریانات توریدایتی با فشردگی بالا و به میزان اندک رسوبات دانه‌ریز همی‌پلاژیک ایجاد شده است. الگوی ستبرشونده به طرف بالا همراه با ستر برای

^۱ shallow mobile channels

^۲ Facies association A

^۳ fan fringe-basin floor transition, Facies association B

^۴ Facies association C

^۵ sheet like

^۶ stacked

^۷ unconfined

تغذیه می‌کنند. مخلوط خرده‌های اسکلتی استنوهالین و شیزوهالین (مرتبط با محیط‌های نریٹیک و ژرف) مانند براکیوپود، فرامینیفرهای بنتیک و کورالیناسه‌آ، فرامینیفرهای پلانکتونیک و اکینودرم نشانگر توسعه کانال‌های تغذیه کننده این سیستم توربیدیتی در بخش‌های کم ژرفا و بالای شلف است.

بالای لایه‌ها ماسه‌سنگی و حالت انباشته‌شدگی نشانگر ته‌نشینی این رسوبات نزدیک مرکز تخلیه (*depocenter*) لوب به عنوان رسوبات محور لوب است (پرلت و هادسون، ۲۰۱۳). افزون بر این ماسه‌سنگ‌های سبتر لایه با حالت انباشتگی و فرم هندسی کانالی شکل با قاعده مشخص نشانگر توسعه کانال‌های کوچک و کم ژرفا هستند که بر روی لوب‌ها توسعه یافته و آن‌ها را



شکل ۳. تصاویر میدانی و میکروسکوپی از مجموعه *FA* (A-C)، تصاویر میدانی حالت انباشته شده و کانالی شکل لایه‌های ماسه‌سنگی و توالی‌های سبترشونده به طرف بالا، (D) رخساره ماسه‌سنگ پلوتیددار، (E) رخساره سنگ آهک بایوکلاست‌دار ماسه‌ای، (F) رخساره مارن ماسه‌ای.

شکل و مارن خاکستری تیره است. این مجموعه رخساره‌ای به طور میانگین بین ۱/۵ تا ۶ متر (تا بیشینه ۹ متر) سبترای داشته و لایه‌ها ماسه‌سنگی معمولاً قاعده مشخص و امتداد جانبی گسترده نشان می‌دهند (تا ده‌ها متر) (شکل A۴). لایه‌ها ماسه‌سنگی بدون ساختار درونی

مجموعه رخساره‌ای زون انتقالی کف حوضه- لبه بادبزنی (*fan fringe-basin floor transition*) (FB) این مجموعه رخساره‌ای از گسترش بسیاری در بُرش مورد بررسی برخوردار بوده و متشکل از تناوب ماسه‌سنگ‌های نخودی رنگ نازک تا متوسط لایه ورقه‌ای

کانال- بالای تختگاه و نزدیک به محیط کف حوضه است (کالوو و همکاران، ۲۰۱۴). رسوبات دانه‌ریز توربیدایت گلی و گل‌های همی‌پلاژیک در این مجموعه نهشته‌های دورترین بخش زون انتقالی لوب-کانال یا نهشته‌های لبه لوب را نشان می‌دهند. حضور اثر سنگواره‌های بیش‌تر وابسته به فعالیت رسوب‌خواری^۳ و مرتبط با شرایط کم اکسیژن (مانند *Palaeodictyon Zoophycus* و *Halopa*) و خرده‌های اسکلتی غیر وابسته به نور (مانند اکینودرم و بریوزوا) نشانگر ته‌نشینی رسوبات زیر مرز اثر امواج و نفوذ نور و چیرگی شرایط کم اکسیژن و احیایی در بستر رسوبی است (بایت‌گل و همکاران، ۱۳۸۹). این تفسیر با وجود مقادیر فراوان پیریت‌های خوشه‌ای و پرکننده حجرات فرامینیفرها که در سطح بین آب-رسوب ساخته می‌شوند و هم‌چنین مواد آلی در این رسوبات تایید می‌شود (شرفی و همکاران، ۲۰۱۴، ۲۰۱۶).

مجموعه رخساره‌ای کف حوضه (*Basin floor*) (FC)

این مجموعه فراوان‌ترین رسوبات در بُرش مورد بررسی بوده و از مارن‌های تیره‌رنگ با میان لایه‌های اندک از ماسه‌سنگ‌های بسیار نازک‌لایه ساخته شده است (شکل ۵). لایه‌های ماسه‌سنگی بدون ساختمان داخلی، ورقه‌ای شکل با قاعده شارپ و دارای امتداد جانبی هستند. دانه‌های کربناته شامل پلئوئید (تا ۱۰ درصد و با منشا جلبک‌های آهکی و فرامینیفرهای پلانکتونیک)، اکینودرم و فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتونیک در این ماسه‌سنگ‌ها شناسایی شد. رخساره مارن که ساخته واحدهای با ستبرای بین ۱۰ تا ۶۰ متر را می‌دهند دارای مقادیر فراوان فرامینیفرهای پلانکتونیک و کوکولیت و هم‌چنین پیریت‌های خوشه‌ای و پرکننده حجرات فرامینیفرها و مواد آلی است (شکل B-E۵). دانه‌های سیلیسی- آواری تا ۱۵ درصد در اندازه سیلت تا ماسه بسیار دانه‌ریز در این مارن‌ها وجود دارد. این مجموعه رخساره‌ای در پایین و انتهای بُرش مورد بررسی و بیش‌تر در زیر مجموعه FA یا FB توسعه یافته است.

تفسیر: این مجموعه رخساره‌ای حاصل رسوب‌گذاری همی‌پلاژیک آهسته و طولانی مدت بوده که به صورت جزئی توسط جریان‌ات توربیدایتی رقیق با انرژی متوسط-

بوده و در موارد اندکی ساختمان دانه‌بندی تدریجی نرمال دیده شد (شکل B-C۴). ماسه‌سنگ‌ها دانه‌ریز- بسیار دانه‌ریز، جورشدگی خوب- متوسط بوده و همراه با رخساره مارن ساخته سیکل‌های کلاسیک درشت‌شونده و ستر شونده به طرف بالا را می‌دهند. اثرسنگواره‌های *Ophiomorpha Palaeodictyon Zoophycus Halopa* در این مجموعه شناسایی شدند (شکل D-F۴). اجزای کربناته در این ماسه‌سنگ‌ها شامل پلئوئید با منشا جلبک‌های آهکی و فرامینیفرهای بنتیک (۲۰-۳۰ درصد)، اکینودرم، استراکود، بریوزوا، فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتونیک است. در موارد اندک سنگ‌آهک‌های بایوکلاستیک ماسه‌ای (ریزرخساره گرینستون بایوکلاستیک ماسه‌ای) با خرده‌های اسکلتی مانند اکینودرم، براکیوپود، دایتروپا (*Ditrupe*) و بریوزوا و پلئوئید نیز در این مجموعه وجود دارد. واحدهای مارن دارای کوکولیت و فرامینیفرهای پلانکتونیک فراوان (مانند *Subbotina*, *Globunomalina*, *Praemurica*) و هم‌چنین پیریت‌های خوشه‌ای و پرکننده حجرات فرامینیفرها و مواد آلی (که در بررسی‌های SEM شناسایی شده‌اند) هستند. این مجموعه رخساره‌ای در بخش میانی و بالایی بُرش سوچلما گسترش داشته و به طرف بالا توسط مجموعه FA جایگزین شده و خود بر روی مجموعه FC قرار می‌گیرند و بدین ترتیب توالی‌های بزرگ مقیاس ستر شونده به طرف بالا را می‌سازند.

تفسیر: ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز- بسیار دانه‌ریز نازک تا متوسط لایه به جریان‌ات توربیدایتی با غلظت نسبتاً پایین جریان یافته از طریق کانال‌های کوچک و لبه کانال^۱ نسبت داده می‌شوند درحالی‌که مارن‌های متناوب با آن‌ها توسط ته‌نشست از حالت معلق ساخته شده‌اند (کالوو و همکاران، ۲۰۱۴؛ هرد و همکاران، ۲۰۱۴؛ موناکو و ترسی، ۲۰۱۴). لایه‌های ماسه‌سنگی با قاعده فرسایشی و گسترش جانبی گسترده همراه با مارن‌های تیره به عنوان بسته‌های توربیدایتی ورقه‌ای شکل یا لوب‌های ته‌نشینی که به طور وسیعی در سیستم‌های کانال- بالای تخت گاه^۲ توسعه می‌یابند، تفسیر می‌شوند. فرم هندسی ورقه‌ای شکل این لایه‌های ماسه‌سنگی نشانگر توسعه جریان‌ات توربیدایتی غیر محصور در سیستم

^۱ channel fringe

^۲ overbank channel

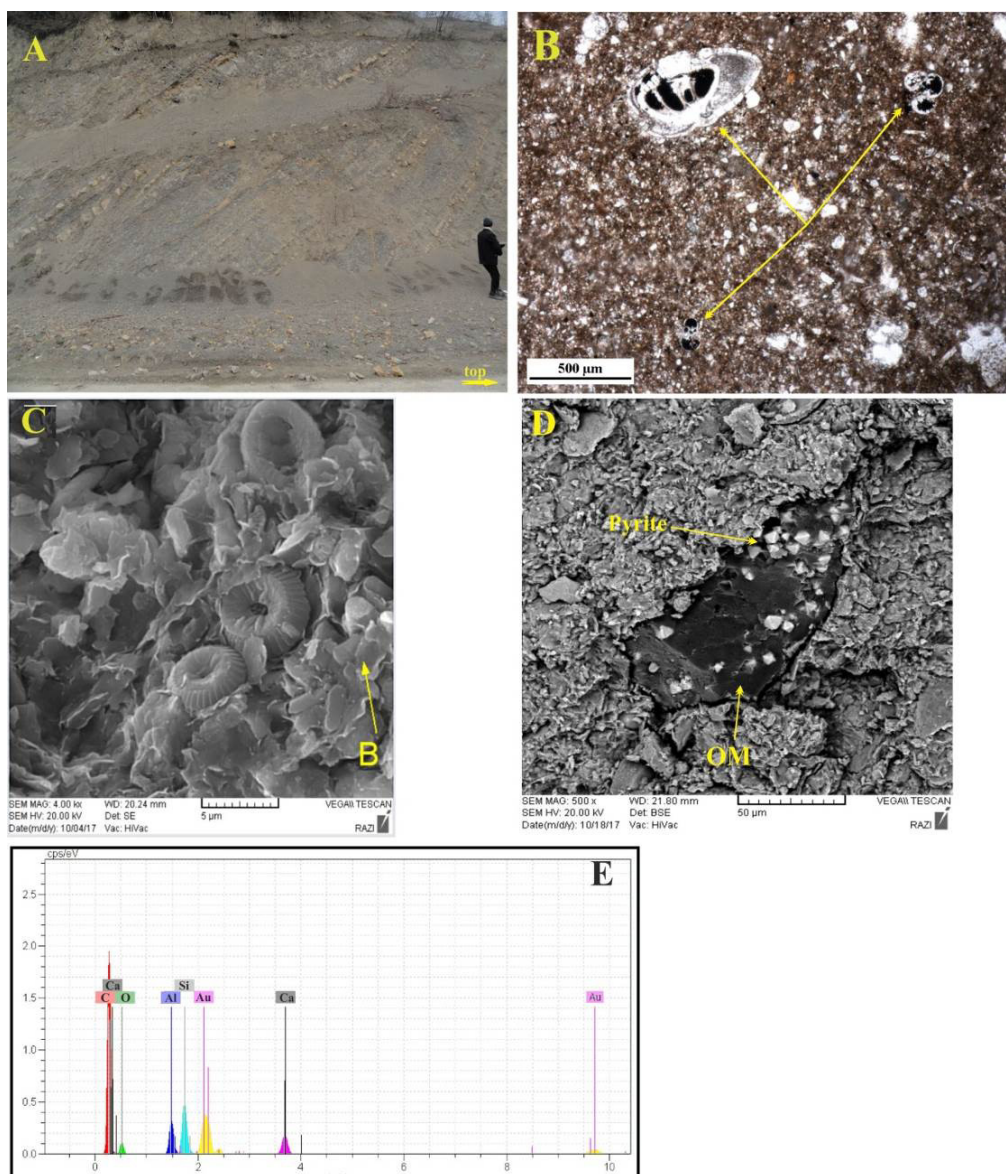
^۳ deposit feeding

بهیمنی و همکاران، ۱۳۹۷؛ شرفی و همکاران، ۲۰۱۴، ۲۰۱۶). جریان‌ات آشفته گلی و ورود دانه‌های سیلیسی-آواری در اندازه رس تا ماسه بسیار دانه‌ریز نیز می‌تواند دلیل نبود آشفته‌گی زیستی در این رسوبات باشد (هرد و پیکرینگ، ۲۰۰۸ و ۲۰۱۴). رخساره ماسه‌سنگی حاصل فرآیندهای توریدایتی دور از منشأ است که با وجود مقادیر فراوان رسوبات دانه‌ریز گلی در این مجموعه و مخلوطی از سازنده‌های بخش‌های کم‌ترفا حوضه و اجزای پلاژیک شناخته می‌شود.

پایین (ساخته لایه‌های نازک ماسه‌سنگ و دانه‌های سیلیسی-آواری در رخساره مارن سیلتی-ماسه‌ای) قطع شده است. نبود اثر سنگواره‌ها در این بخش شاید بدلیل شرایط غالب کم اکسیژن در ستون آب و آب‌های بین‌دانه‌ای در جایگاه دور از منشأ کف حوضه باشد که با وجود تشکیل پیریت خوشه‌ای و پرکننده حجرات فرامیفرها و هم‌چنین مواد آلی که در تصاویر میکروسکوپ الکترونی و واکاوی SEM-EDX شناسایی شده‌اند، تایید می‌شود (صادق‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲؛



شکل ۴. تصاویر میدانی و میکروسکوپی از مجموعه رخساره‌ای (A-F) توالی‌های ستبر شونده به طرف بالا، B و C) تصویر میدانی و میکروسکوپی از رخساره‌های Te و Td از سیکل بوما به صورت ضعیف حفظ شد، D) اثر سنگواره *Palaeodictyon* (E) اثر سنگواره *Halopa* (F) اثر سنگواره *Zoophycus*



شکل ۵. تصاویر میدانی و میکروسکوپی و واکاوی EDX از رسوبات مارنی مجموعه FC. (A) مارن‌های تیره با میان لایه‌های ماسه‌سنگ نازک لایه، (B) فرامینیفرهای پلانکتونیک با پیریت‌های حجره پرکن (پیکان)، (C) کوکولیت‌ها در رخساره مارن تیره، (D و E) تصویر BSE و واکاوی EDX از مواد آلی موجود در مارن‌های تیره.

بحث

مدل رسوب‌گذاری توالی پالئوسن (Depositional model of the Palaeocene succession)

پوسته البرز و ایران مرکزی به عنوان قطعاتی از حاشیه غیرفعال گندوانا در طی دیرینه زیستی در نظر گرفته می‌شوند که در طی اردوئیسین-سیلورین از این ابرقاره اشتقاق یافته و در زمان تریاس با اوراسیا برخورد کرده‌اند (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ سنگور، ۱۹۹۰؛ اشتامفلی و همکاران، ۱۹۹۱؛ سنگور و ناتالین، ۱۹۹۶). بر پایه

شماری از بررسی‌های (اشتوکلین، ۱۹۶۸؛ بربریان، ۱۹۸۳) آغاز خروج از آب البرز در طی پالئوسن (60Ma) بوده و بعضی از رخداد‌های بالآمدگی ممکن است در زمان مزوزوئیک میانی در ناحیه شمالی البرز رخ داده باشد. بالآمدگی، چین‌خوردگی و راندگی کرتاسه بالایی-پالئوسن (برونت و همکاران، ۲۰۰۳) و فرسایش کمربند البرز منبع اصلی رسوبات سیلیسی-آواری و کنترل‌کننده سیستم رسوبی توالی پالئوسن در یک فرورفتگی خطی طولی در پهلوی شمالی کوه‌های البرز است که با

عنوان حوضه کاسپین جنوبی^۱ (فرورفتگی حاشیه البرز، *pre-Alborz trough* در بخش جنوب‌خاوری (SCB) شناخته شده است. بر پایه دیدگاه برون و همکاران (برون و همکاران، ۲۰۰۳) در بازه زمانی کنیاسین تا پالئوسن سیستم زمین‌ساختی در کل ناحیه (از ترکیه تا قفقاز و خاور کراتون اروپا) از نوع فشارشی بوده است. بنابراین بازشدگی و گسترش حوضه کاسپین جنوبی پیش از این زمان رخ داده است (نیکیشین و همکاران، ۱۹۹۹، ۲۰۰۱).

شواهد رسوب‌شناسی (مانند توالی‌های کلاسیک ستبر شونده- درشت‌شونده، مارن‌های تیره با فرامینیفرهای پلانکتونیک، دانه‌بندی تدریجی از سکانس بوما) و ایکنولوژی (اثرسنگواره‌های شاخص مناطق ژرف حوضه مانند *Palaeodictyon*، *Halopa* و *Zoophycus*) نشانگر ساخت رسوبات توالی پالئوسن در ناحیه سوچلما در یک سیستم توربیدیتی و منطبق با مدل‌های رسوبی بادبزنی‌های زیردریایی ژرف است (موتی و همکاران، ۱۹۹۴؛ جانسون و همکاران، ۲۰۰۱؛ هرد و پیکرینگ، ۲۰۰۸؛ پرلت و همکاران، ۲۰۰۹؛ شرفی و همکاران، ۲۰۱۱، ۲۰۱۲، ۲۰۱۳، ۲۰۱۴، ۲۰۱۶؛ بایت‌گل و همکاران، ۲۰۱۴، ۲۰۱۶) (شکل ۶). سیستم‌های توربیدیتی متشکل از مجموعه‌های غالباً ماسه‌سنگی با مقادیر اندک از مارن‌های سیلتی- ماسه‌ای که به صورت بسته‌های توربیدیتی (لایه‌های ماسه‌ای) ورقه‌ای شکل انباشته شده تا غیر انباشته (*FA*) مشخص می‌شوند وابسته به بخش‌های بیرون تخت‌گاه تا کانال‌های توسعه یافته در بیرون تختگاه^۲ نزدیک‌تر به کانال اصلی قطع کننده شیب حوضه رسوبی هستند. این مجموعه رخساره‌ای که دارای آشفته‌گی‌های زیستی پراکنده هستند^۳ نشانگر محیط و شرایط اکولوژیکی نسبتاً ناپایدار (آشفته‌گی، بستر ماسه‌ای متحرک، انرژی بالا، مواد غذایی اندک) در بستر دریا هستند (شرفی و همکاران، ۲۰۱۱، ۲۰۱۲، ۲۰۱۳، ۲۰۱۴، ۲۰۱۶؛ بایت‌گل و همکاران، ۲۰۱۴، ۲۰۱۶). این مجموعه رخساره‌ای حاصل جریان‌های گرانشی دربردارنده جریان‌های توربیدیتی با غلظت و حجم بالا است. روند ستبر شونده رسوبات پرکننده کانال شامل ماسه‌سنگ‌های بدون ساختار ستبر لایه (*FA*) در بالای

نهشته‌های مجموعه *FB* احتمالاً نشان‌دهنده کاهش ظرفیت جریان‌ها برای انتقال رسوبات به بخش‌های داخلی‌تر حوضه است. کانال‌ها غالباً فرسایشی، انباشته شده (*FA*) هستند که نشان‌دهنده جریان‌های توربیدیتی با غلظت بالا و پرنرژی است. مجموعه رخساره‌ای *FB* که شامل تناوب ماسه‌سنگ‌های نازک تا متوسط لایه و مارن‌های تیره دارای فرامینیفرهای پلانکتونیک است در بخش‌های دورتر از منشأ یک سیستم بادبزنی زیردریایی ژرف و در جایگاه حاشیه بادبزنی ته‌نشست یافته است. وجود تنوع و فراوانی بالاتر اثر سنگواره‌ها در این مجموعه نشان‌دهنده شرایط نسبتاً پایدارتر و وجود مواد غذایی فراوان در بستر حوضه رسوبی است (شرفی و همکاران، ۱۳۸۸، ۱۳۹۰، ۱۳۹۱، ۱۳۹۳، ۲۰۱۱، ۲۰۱۲، ۲۰۱۶). مجموعه رخساره‌ای *FC* که به طور یکنواخت از مارن‌های تیره با میان لایه‌های اندک از ماسه‌سنگ نازک‌لایه ساخته شده است، نشانگر کاهش بسیار نرخ رسوب‌گذاری، چیرگی شرایط کم اکسیژن/احیایی در جایگاه‌های دور از منشأ کف حوضه در این سیستم رسوبی است. رنگ تیره رسوبات، وجود مقادیر فراوان کوکولیت، فرامینیفرهای پلانکتونیک، مواد آلی، پیریت‌های خوشه‌ای و پرکننده حجرات در کنار اندازه دانه‌ریز این مجموعه این موضوع را تایید می‌نماید (صادق‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲؛ شرفی و همکاران، ۱۳۸۸، ۱۳۹۳، ۲۰۱۴، ۲۰۱۶). به‌طور کلی توالی مورد بررسی در یک فاز پسرونده ساخته شده است که به وسیله الگوی ستبر‌شوندگی و درشت‌شوندگی رسوبات شناخته می‌شود. نکته مهم در مورد رسوبات پالئوسن در ناحیه سوچلما این است که با توجه به ویژگی‌های رسوبی یاد شده، این مجموعه رسوبی در بخش‌های انتهایی یک سیستم بادبزنی زیردریایی ساخته شده است. بنابراین حاکمیت شرایط احیایی را برای یک دوره دراز نشان می‌دهد، این رسوبات می‌تواند به عنوان نهشته‌های مستعد منشأ هیدروکربن مطرح باشند.

سکانس‌های رسوبی (*Depositional sequence*)

توالی پالئوسن در بُرش سوچلما از چهار سکانس رسوبی درجه سوم شامل دسته رخساره‌های *TST*، *LST* و *HST* تشکیل شده است (شکل‌های ۷ و ۸). مرز زیرین و بالایی سکانس‌ها (به استثنای مرز بالایی سکانس چهارم که به

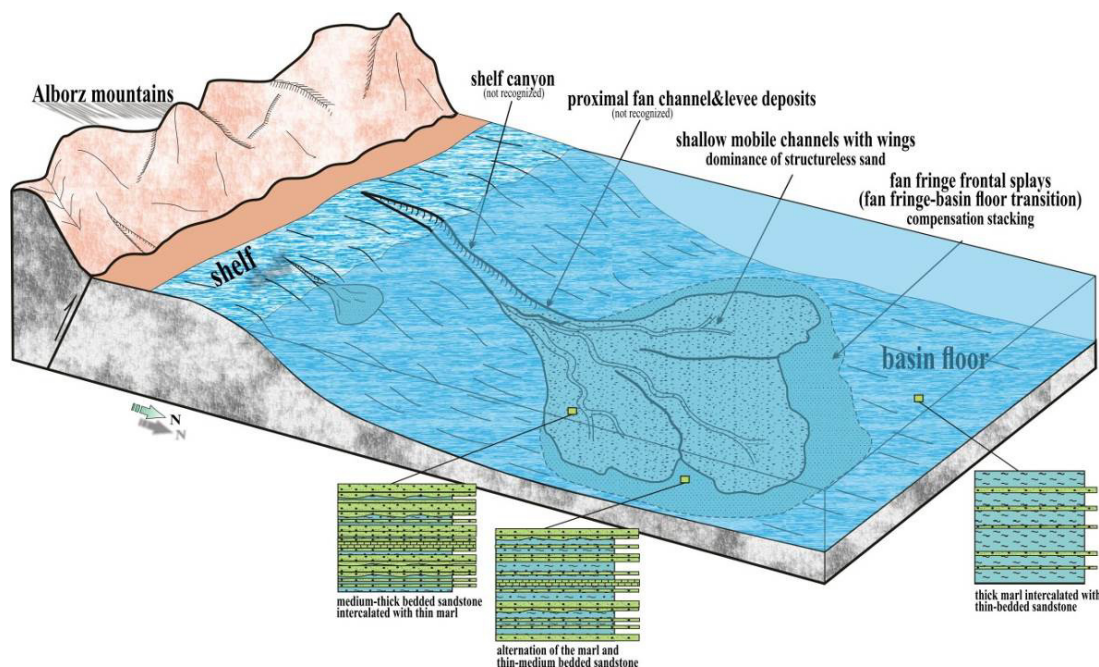
¹ South Caspian Basin

² overbank channel

³ Ophiomorpha

سکانسی و مقایسه با منابع منتشر شده در این زمینه بوده است (موتی و همکاران، ۱۹۹۴؛ وان واگنر و همکاران، ۱۹۹۰؛ ناست، ۲۰۰۹؛ شرفی و همکاران، ۱۳۸۸، ۱۳۹۰، ۱۳۹۱، ۱۳۹۳، ۲۰۱۲، ۲۰۱۴، ۲۰۱۶؛ کاتانیو و همکاران، ۲۰۰۹؛ مکالی و هوبارد، ۲۰۱۳؛ جیانتی و موناکو، ۲۰۱۵؛ بایت‌گل و همکاران، ۲۰۱۴، ۲۰۱۶).

صورت گسله در زیر توالی میوسن قرار دارد) از نوع پیوستگی قابل انطباق ($C.C.=correlative\ conformity$) است. شناسایی سکانس‌های رسوبی بر پایه جدایی مجموعه‌های رخساره‌ای، بررسی روند ضخیم‌شوندگی و نازک‌شوندگی لایه‌ها و شناسایی تغییرات ناگهانی در رخساره‌های سنگی به عنوان سطوح کلیدی چینه‌نگاری



شکل ۶. مدل رسوب‌گذاری توالی پالئوسن در ناحیه سوچلما

انتقالی کف حوضه- لبه مخلوط (FB) ساخته شده است که با مرز شناخته شده از نوع پیوستگی قابل انطباق بر روی سکانس رسوبی ۱ قرار گرفته است. سیکل‌های متعدد سست‌شونده- درشت‌شونده به طرف بالا در این بخش دیده می‌شود. دسته رخساره‌های TST و HST تقریباً بطور یکنواخت از مارن‌های تیره با میان لایه‌های نازک از ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز از مجموعه رخساره‌ای کف حوضه ساخته شده‌اند. در دسته رخساره HST به طور آشکاری بر میزان لایه‌ها ماسه‌سنگی افزوده می‌شود. تراز پیشینه غوطه‌وری در میان این مارن‌ها قرار گرفته است (شکل‌های ۷ و ۸).

سکانس رسوبی ۳ ($DS3$): این سکانس رسوبی با ستبرای ۳۰ متر از دسته رخساره‌های LST ، TST و HST ساخته شده است. مرز زیرین این سکانس رسوبی از نوع پیوستگی قابل انطباق بوده و با قرارگیری ماسه‌سنگ‌های

سکانس رسوبی ۱ ($DS1$): این سکانس رسوبی با ۱۴۷ متر ستبرای از دسته رخساره‌های TST و HST ساخته شده که با یک نبود رسوبی کوتاه مدت بر روی رسوبات کرتاسه قرار گرفته است (شکل‌های ۷ و ۸). دسته رخساره‌های TST و HST تقریباً بطور یکنواخت از مارن‌های تیره ستبر با میان لایه‌های نازک از ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز (که در بخش HST به طور مشخصی بر میزان آن افزوده می‌شود) از مجموعه رخساره‌ای کف حوضه ساخته شده است. سطح پیشینه غوطه‌وری (MFS) در میان این مارن‌ها قرار گرفته است.

سکانس رسوبی ۲ ($DS2$): سکانس رسوبی ۲ با ستبرای ۳۹ متر از دسته رخساره‌های LST ، TST و HST ساخته شده است. دسته رخساره LST از ماسه‌سنگ‌های متوسط تا ستبر لایه با میان لایه‌های نازک از مارن تیره از مجموعه رخساره‌ای کانال متحرک کم ژرفا (FA) و زون

سیستم رسوبی و الگوی انباشتگی رسوبات و به تبع آن سکانس‌های رسوبی توالی مورد بررسی بوده است. از سوی دیگر، حوضه کاسپین جنوبی بخشی از حاشیه شمالی اقیانوس نئوتتیس بوده است. بنابراین می‌تواند زیر تاثیر تغییرات جهانی تراز آب دریا و آب و هوای جهانی نیز بوده باشد. در این راستا، مقایسه منحنی‌های تغییرات نسبی تراز آب دریا در توالی مورد بررسی با منحنی‌های جهانی (حق و همکاران، ۱۹۸۷) انطباق خوبی را آشکار می‌کنند (شکل ۷). منحنی جهانی تغییرات تراز آب دریا در ابتدای دانیل یک پیشروی بسیار در تراز آب دریا را نشان می‌دهد. بنابراین نشانگر تاثیر مشخص بر روی تراز آب دریا در حوضه کاسپین جنوبی و الگوی کلی توالی رسوبی پالئوسن در ناحیه مورد بررسی است. در این ارتباط منحنی درجه دوم تغییرات جهانی تراز آب دریا در این زمان یک الگوی پسروی مشخص در زمان دانیل را نشان می‌دهد که دارای روند مشابه با توالی مورد بررسی است. بنابراین کنترل تغییرات جهانی تراز آب دریا را بر تغییرات تراز آب دریا در حوضه کاسپین جنوبی تایید می‌نماید.

در یک نگاه کلی، توالی پالئوسن در ناحیه مورد بررسی از توالی ستبر مارنی در بخش پایینی و بالایی و بخش ماسه‌سنگی در میانه توالی ساخته شده است (شکل ۷). رسوبات ستبر مارن از مجموعه کف حوضه در بخش پایین توالی توسط لایه‌ها ماسه‌سنگی متوسط-ستبر لایه از مجموعه سیستم کانال بیرون تخت گاه در بخش میانی جایگزین می‌شود. این موضوع افزایش مشخص در نرخ تامین و تجمع رسوبات را نشان می‌دهد. در طی تهنشینی بخش ماسه‌سنگی میانی به دلیل دوره‌های فعال‌تر زمین‌ساخت فشارشی نرخ رسوب‌گذاری بیش‌تر از نرخ فرونشینی بوده که منجر به تهنشینی این واحد ستبر ماسه‌سنگی مربوط به دسته رخساره *LST* شده است. در مقابل، تهنشینی بخش مارن پایینی و بالایی در شرایط نرخ فرونشینی بالا و کاهش قابل‌توجه در نرخ تامین رسوب و به نوعی تشنگی رسوب^۱ انجام گرفته است.

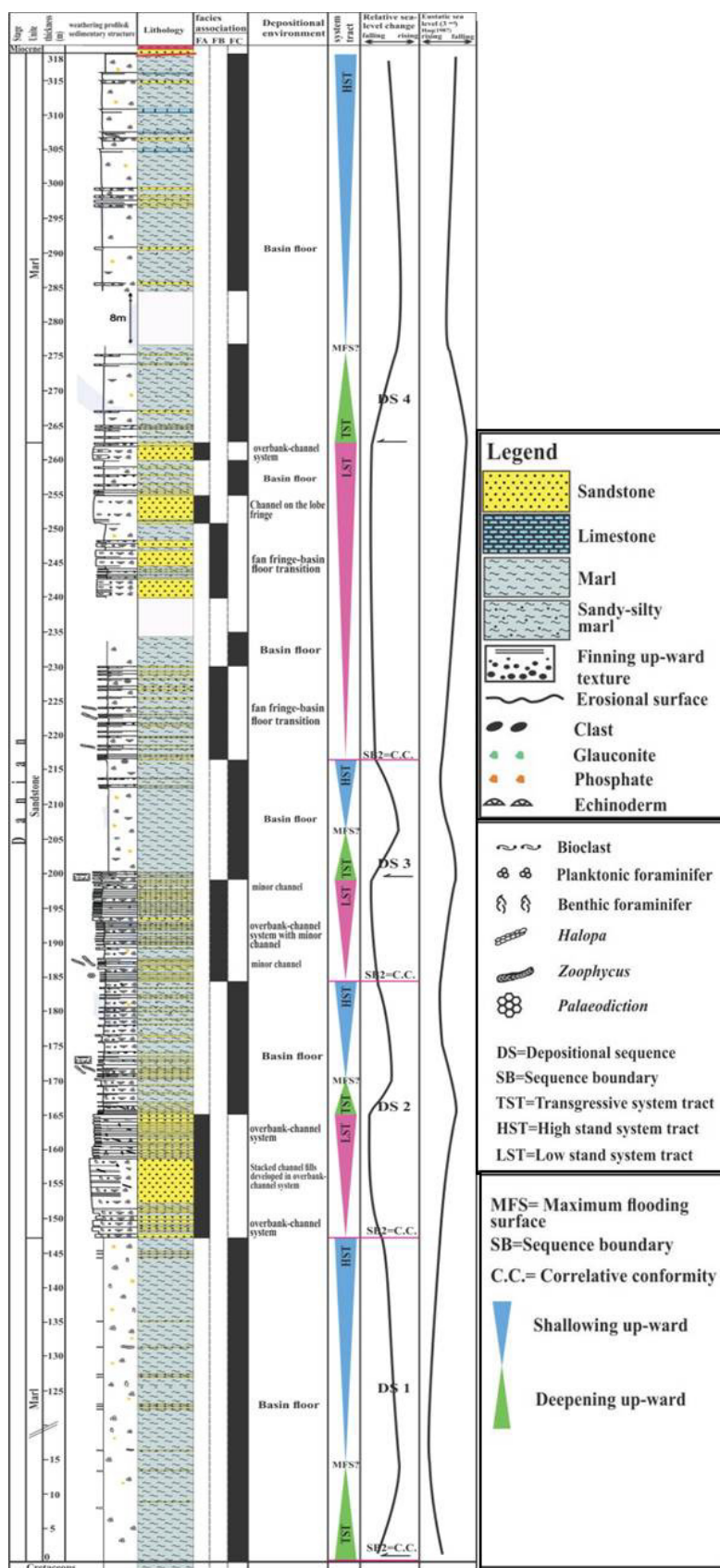
متوسط-ستبر لایه مجموعه رخساره‌ای *FA* از دسته رخساره *LST* شناخته می‌شود. در این دسته رخساره به طور مشخصی به طرف بالا بر میزان لایه‌های ماسه‌سنگی افزوده می‌شود. دسته رخساره‌های *TST* و *HST* از مارن‌های تیره با میان لایه‌های نازک از ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز (در بخش بالایی) از مجموعه رخساره‌ای کف حوضه ساخته شده‌اند. تراز بیشینه غوطه‌وری در میان این مارن‌ها قرار گرفته است (شکل‌های ۷ و ۸).

سکانس رسوبی ۴ (DS4): سکانس رسوبی ۴ با ستبرای ۱۰۲ متر از دسته رخساره‌های *LST*، *TST* و *HST* ساخته شده است. دسته رخساره *LST* در این سکانس رسوبی به ترتیب از پایین به بالا شامل تناوب مارن و ماسه‌سنگ نازک-متوسط لایه از مجموعه رخساره‌ای زون انتقالی کف کانال-لبه بادبز، مارن‌های کف حوضه و ماسه‌سنگ‌های متوسط تا ستبر لایه از مجموعه رخساره‌ای کانال‌های کم‌ژرفا ساخته شده است. مرز زیرین این دسته رخساره از نوع پیوستگی قابل انطباق است. دسته رخساره‌های *TST* و *HST* از مارن‌های تیره با میان لایه‌های نازک از ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز و سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای (که در بخش بالایی بر میزان آن‌ها افزوده می‌شود) از مجموعه رخساره‌ای کف حوضه ساخته شده‌اند. تراز بیشینه غوطه‌وری در میان این مارن‌ها قرار گرفته است (شکل‌های ۷ و ۸).

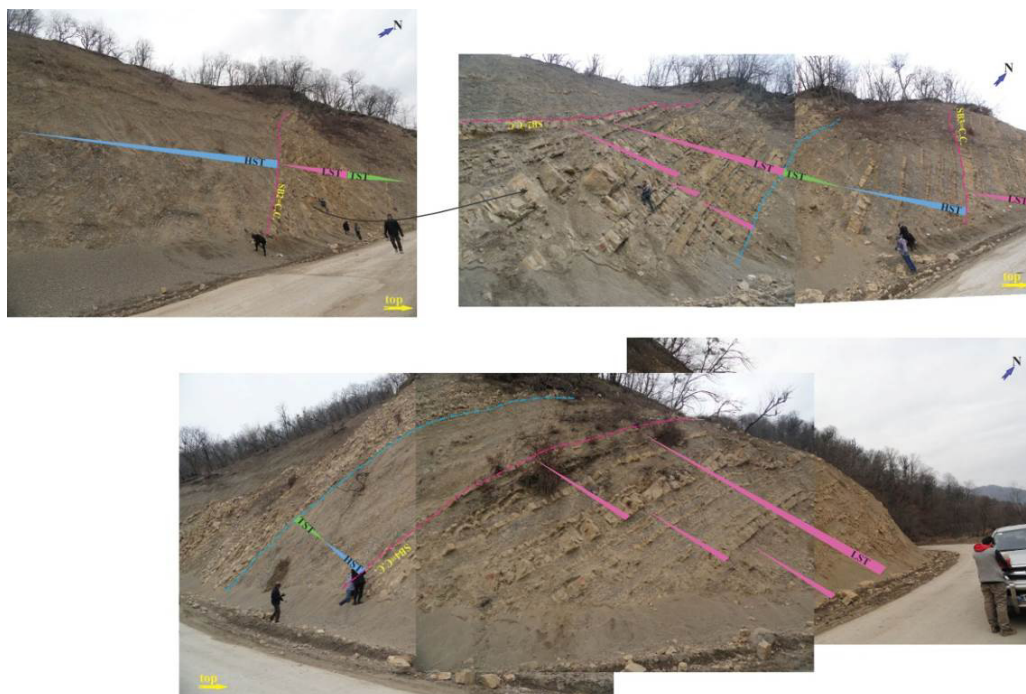
عوامل کنترل کننده سکانس‌های رسوبی

چنانکه گفته شد، بازشدگی و گسترش حوضه کاسپین جنوبی پیش از آغاز فاز فشارشی در زمان کنیاسین-پالئوسن که از ترکیه تا قفقاز و خاور کراتون اروپا را زیر تاثیر قرار داده است، به وقوع پیوسته است. پس از این، رخداد کششی که منجر به ایجاد یک فرورفتگی دراز شده است، رخدادهای زمین‌ساختی بالآآمدگی، چین‌خوردگی و راندگی در انتهای کرتاسه-آغاز پالئوسن که منجر به خروج و ساخت اولیه رشته کوه‌های البرز شده، فرسایش این کمربند یکی از منابع اصلی برای رسوبات سیلیسی-آواری توالی پالئوسن تا امروز در ناحیه مورد بررسی بوده است. بنابراین رژیم زمین‌ساختی نوع فشارشی که در زمان پالئوسن بر کل این ناحیه حاکم بوده است عامل اصلی کنترل کننده نرخ تامین رسوبات، فرآیندهای رسوبی عمل کننده در حوضه رسوبی، نوع

¹ sediment starvation



شکل ۷. ستون چینه‌نگاری توالی پالتوسن در بُرش سوچلما که در آن دسته رخساره‌ها و سکانس‌های رسوبی شناخته شده است.



شکل ۸. تصاویر میدانی سکناس‌های رسوبی توالی پالئوسن در بُرش سوچلما (برای نشانه‌های کوتاه به شکل ۷ مراجعه شود)

نتیجه‌گیری

رسوبات سیلیسی-آواری پالئوسن با ستبرای ۳۱۸ متر در ناحیه جنوب نکا در یال شمالی البرز برای نخستین بار شناسایی و بررسی شده است. تلفیق شواهد رسوب‌شناسی و ایکنولوژی نشان می‌دهد که این رسوبات در یک سیستم بادبزین زیردریایی ژرف در حوضه خزر جنوبی ساخته شده است. سه مجموعه رخساره‌ای شامل کانال‌های متحرک کم ژرفا از سیستم کانال-بالای تخت‌گاه (FA)، زون انتقالی کف حوضه-لبه بادبزین (FB) و کف حوضه (FC) از یک سیستم بادبزین زیردریایی ژرف در این رسوبات شناسایی شده است که ساخت سیکل‌های با الگوی ستبرشونده و درشت‌شونده را می‌دهند. اثرسنگواره‌های *Palaeodictyon Zoophycus* و *Halopa* در رسوبات ماسه‌سنگی همراه با کوکولیت، فرامینیفرهای پلانکتون، پیریت‌های خوشه‌ای و پرکننده حجرات، فسفات و مواد آلی فراوان در رسوبات مارن آهکی نشانگر محیط تنه‌شینی ژرف با نرخ رسوب‌گذاری پایین و شرایط احیایی طولانی مدت در بستر رسوبی است، به گونه‌ای که این رسوبات برای نخستین بار به عنوان نهشته‌های مستعد منشا هیدروکربن معرفی می‌شوند. رژیم زمین‌ساختی فشارشی که منجر به بالا آمدگی و آغاز خروج از آب رشته کوه‌های البرز در انتهای

کرتاسه-آغاز پالئوسن شده و تغییرات جهانی تراز آب دریا از عوامل اصلی کنترل‌کننده نرخ رسوب‌گذاری، نوع سیستم رسوبی و ساخته سکناس‌های رسوبی در تراف حاشیه جنوبی حوضه کاسپین جنوبی به عنوان بخشی از اقیانوس نئوتتیس بوده است.

سپاسگزاری

بدین‌وسیله نویسندگان از پژوهشگاه صنعت نفت برای تامین هزینه‌های بررسی‌های میدانی و آزمایشگاهی این پژوهش سپاسگزاری می‌نمایند.

منابع

- بایت‌گل، آ.، محبوبی، ا.، حسینی‌برزی، م.، و موسوی‌حرمی، ر (۱۳۸۹) مدل ایکنولوژیکی نهشته‌های آواری سازند شیرگشت در زیر پهنه کلمرد ایران مرکزی. مجله چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی. ص. ۴۳-۶۸.
- بهبهانی، ر.، قویدل‌سیوکی، م.، برجی، س.، مجیدی فرد، م.ر.، یوسفی، م (۱۳۹۷) محیط رسوبی سازند قلی در حوضه البرز (ناحیه رباط قریبل)، شمال خاور ایران. دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۶، شماره ۱۲، ص. ۶۲-۸۶.
- شرفی، م.، اکبری، س.، محمودی قزایی، م. ح (۱۳۹۳) بررسی مکانیسم تشکیل گلاکونی‌های قاعده سازند گورپی در

- Canadian Journal of Earth Science, 18: 210–265.
- Brunet, M. F., Korotaev, M. V., Ershov, A. V., Nikishin, A. M (2003) The South Caspian basin: a review of its evolution from subsidence modelling. In: Brunet, M.-F., Cloetingh, S. (Eds.), *Integrated Peri-Tethyan Basins Studies (Peri-Tethys Programme). Sedimentary Geology*, 156: 119–148.
- Callow, R. H. T., Kneller, B., Dykstra, M., McIlroy, D (2014) Physical, biological, geochemical and sedimentological controls on the ichnology of submarine canyon and slope channel systems. *Marine and Petroleum Geology*, 54: 144–166.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J. P., Blum, M. D., Dalrymple, R. W., Eriksson, P. G., Fielding, C. R., Fisher, W. L., Galloway, W. E., Gibling, M. R., Giles, K. A., Holbrook, J. M., Jordan, R., Kendall, C. G. St. C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J. E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H. W., Pratt, B. R., Sarg, J. F., Shanley, K. W., Steel, R. J., Strasser, A., Tucker, M. E., and Winker, C (2009) Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92: 1–33.
- Giannetti, Monaco, P (2015) Definition of sequences through ichnocoenoses and taphofacies: An example from the Sacaras Formation (early Cretaceous, eastern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 438: 70–80.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., and Vail, P. R (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235: 1156–1166.
- Heard, T. G., Pickering, K. T (2008) Trace fossils as diagnostic indicators of deep marine environments, Middle Eocene Ainsa-Jaca Basin, Spanish Pyrenees. *Sedimentology*, 55: 809–844.
- Heard, T. G., Pickering, K. T., Clark, J. K (2014) Ichnofabric characterization of a deep marine clastic system: a subsurface study of the Middle Eocene Ainsa System, Spanish Pyrenees. *Sedimentology*, 61: 1298–1331.
- Hubbard, S. M., de Ruig, M. J., Graham, S. A (2009) Confined channel-levee complex development in an elongate depo-center: deep-water Tertiary strata of the Austrian Molasse basin. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 85–112.
- Johnson, S. D., Flint, S., Hinds, D., Wickens, H. De V (2001) Anatomy of basin floor to slope turbidite systems, Tanqua Karoo, South Africa: sedimentology, sequence stratigraphy and implications for subsurface prediction. *Sedimentology*, 48: 987–1023.
- شمال شرق گچساران (تاق‌دیس آنه). نشریه پژوهش‌های چین‌نگاری و رسوب‌شناسی، شماره ۵۵، ص. ۸۹–۱۰۳.
- شرفی، م.، عاشوری، م.، محبوبی، ا.، موسوی‌حرمی، ر.، نجفی، م (۱۳۸۸) چین‌نگاری سکانسی سازند آیتامیر (آلبین-سنومانین) در ناودیس‌های شیخ و بی‌بهره غرب حوضه رسوبی کپه‌داغ، مجله علوم دانشگاه تهران، شماره ۳۵، ص. ۲۰۱–۲۱۱.
- شرفی، م.، محبوبی، ا.، موسوی‌حرمی، ر (۱۳۹۱) ارتباط گلاکونیت‌زایی و کلسیتی شدن با تغییرات نسبی سطح آب دریا در رسوبات سیلیسی آواری-کربناته سازند آیتامیر (کرتاسه میانی)، حوضه کپه‌داغ. پژوهش‌های چین‌نگاری و رسوب‌شناسی، شماره ۴۸، ص. ۱۹–۳۶.
- شرفی، م.، محبوبی، ا.، موسوی‌حرمی، ر.، نجفی، م (۱۳۹۰) کاربرد لایه‌های پرفسیل در تفسیر چین‌نگاری سکانسی سازند آیتامیر در ناودیس‌های شیخ و بی‌بهره-باختر کپه‌داغ. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، شماره ۱۷، ص. ۳۱–۴۷.
- صادق‌زاده، م.، مصدق، ح.، حسینی‌نژاد، م (۱۳۹۲). رخساره‌های رسوبی یک رمپ با انتهای پرشیب (*Distally steepened ramp*) با نگاهی ویژه به رسوبات توریدایتی در نهشته‌های کربونیفر زیرین ناحیه میغان، البرز شرقی. نشریه پژوهش‌های چین‌نگاری و رسوب‌شناسی، شماره ۵۰، ص. ۷۹–۱۰۲.
- دانشمند، و.، سعیدی، ع (۱۳۶۹) نقشه زمین‌شناسی ایران، سری ۱:۲۵۰۰۰۰، شماره ورقه G4. ساری، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- Alavi, M (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21: 1–33.
- Bayet-Goll, A., Neto de Carvalho, C., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Nasiri, Y (2014) Depositional environments and ichnology of the deep-marine succession of the Amiran Formation (Upper Maastrichtian-Paleocene), Lorestan Province, Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 401: 13–42.
- Bayet-Goll, A., Monaco, M., Mahmudy-Gharraei, M.H., and Nadaf, R (2016) Depositional environments and ichnology of Upper Cretaceous deep-marine deposits in the Sistan Suture Zone, Birjand, Eastern Iran. *Cretaceous Research*, 60: 28–51.
- Berberian, M (1983) The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20: 163–183.
- Berberian, M. and King, G. C. P (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran.

- Şengor, A. M. C (1990) A new model for the late Paleozoic- Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. In: Searle, M. P. and Ries, A. C. (Eds.): *The geology and tectonics of the Oman region*. Geological Society of London, 797–831.
- Şengor, A. M. C. and Natalin, B. A (1996) Paleotectonics of Asia: Fragments of a synthesis. In: Yin, A. and Harrison, M. (Eds.): *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge, Cambridge University Press, 486–640.
- Sharafi, M., Longhitano, S. G., Mahboubi, A., Mosaddegh, H (2016) *Sedimentology of a transgressive mixed-energy (wave/tide-dominated) estuary, Upper Devonian, Geirud Formation (Alborz Basin, northern Iran)*, *Sedimentology*, IAS Special publication, Wiley Blackwell, 255-286.
- Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Ashuri, M. and Rahimi, B (2013) Sequence stratigraphic significance of sedimentary cycles and shell concentrations in the Aitamir Formation (Albian–Cenomanian), Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Jornal of Asian Earth Science*, 67–68: 171–186.
- Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Mosaddegh, H., Gharaie, M.H.M (2014) Trace fossils analysis of fluvial to open marine transitional sediments: Example from the Upper Devonian (Geirud Formation), Central Alborz, Iran. *Palaeoworld*, 23: 50-68.
- Sharafi, M., Ashuri, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R (2012) Stratigraphic application of *Thalassinoides* ichnofabric in delineating sequence stratigraphic surfaces (Mid-Cretaceous), Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Palaeoworld*, 21: 202-216.
- Stampfli, G. M., Marcoux, J. and Baud, A (1991) Tethyan margins in space and time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87: 373–409.
- Stocklin, J (1968) Structural history and tectonics of Iran: A review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52: 1229-1258.
- Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M. Jr., Campion, K. M., and Rahmanian, V. D (1990) *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies*. American Association of Petroleum Geologists *Methods in Exploration Series* 7: 55p.
- Vincent, S., Allen, M., Ismail-Zadeh, A., Flecker, R., Foland K., and Simmons, M (2005) *Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene Evolution of the South Caspian Region*. Geological Society of America *Bulletin*, 117(11-12): 1513-1533.
- Knaust, D (2009) *Characterization of a Campanian deep-sea fan system in the Norwegian Sea by means of ichnofabrics*. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 1199-1211.
- Macauley, R. V., Hubbard, S. M (2013) Slope channel sedimentary processes and stratigraphic stacking, Cretaceous Tres Pasos Formation slope system, Chilean Patagonia. *Marine and Petroleum Geology*, 41: 146-162.
- Monaco, P., Trecci, T (2014) *Ichnocoenoses in the Macigno turbidite basin system, Lower Miocene, Trasimeno (Umbrian Apennines, Italy)*. *The Italian Journal of Geosciences (Bollettino della Societ_a Geologica Italiana e del Servizio Geologico d'Italia)*, 133: 116-130.
- Mutti, E., Davoli, G., Mora, S., Papani, L (1994) Internal stacking patterns of ancient turbidite systems from collisional basins. In: Weimer, P., Bouma, A.H., Perkins, B.F. (Eds.), *Submarine Fans and Turbidite Systems: Sequence Stratigraphy, Reservoir Architecture and Production Characteristics*, *Proc. Gulf Coast Section SEPM 15th Annu. Res. Conf.* 257-268.
- Nikishin, A. M., Cloetingh, S., Brunet, M.-F., Stephenson, R. A., Bolotov, S. N., Ershov, A. V (1998) Scythian Platform and Black Sea region: Mesozoic –Cenozoic tectonic and dynamics. In: Crasquin- Soleau, S., Barrie, E. (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 3: Stratigraphy and Evolution of Peri-Tethyan Platforms*. *Me'moires du Muse'um national d'Histoire Naturelle*, 177: 163–176.
- Nikishin, A., Ziegler, P. A., Panov, D. I., Nazarevich, B. P., Brunet, M.-F., Stephenson, R. A., Bolotov, S. N., Korotaev, M. V., Tikhomirov, P. L (2001) Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform–Black-Sea– Caucasus domain. In: Ziegler, P. A., Cavazza, W., Robertson, A. H. F., Crasquin-Soleau, S. (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. *Me'moires du Muse'um national d'Histoire Naturelle*, 186: 295–346.
- Prelat, A., Hodgson, D (2013) The full range of turbidite bed thickness patterns in submarine lobes: controls and implications. *Journal of the Geological Society, London* 170, 209-214.
- Prelat, A., Hodgson, D. M., Flint, S. S (2009) Evolution, architecture and hierarchy of distributary deep-water deposits: a high-resolution outcrop investigation from the Permian Karoo Basin, South Africa. *Sedimentology*, 56: 2132-2154.
- Scotese, C. R (2014) *Atlas of Late Cretaceous Paleogeographic Maps, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, vol.2. The Cretaceous, Maps 16-22, Mollweide Projection, PALEOMAP Project, Evanston, IL*.