

توسعه سیستم رسوبی دلتایی (میوسن) در حوضه خزر جنوبی

محمود شرفی^۱، ارسلان زینل زاده^۲، نارام بایت گل^۳، بیژن بیرانوند^۴، مهران مرادپور^۵ و فرید طاعتی^۵

^۱ استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، هرمزگان، ایران

^۲ استادیار، گروه زمین شناسی، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

^۳ استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

^۴ دکتری، گروه زمین شناسی، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران

^۵ دکتری، شرکت نفت خزر، تهران، ایران

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۶/۲۹

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۰/۲۱

تاریخ انتشار: ۱۴۰۰/۰۸/۱۰

کلیدواژه‌ها:

پاراتتیس

خزر جنوبی

میوسن

دلتا

زمین ساخت

چکیده

در پژوهش حاضر، رسوبات آواری میوسن با ستبرای ۳۳۸ متر در جنوب نکا در یال شمالی البرز مورد مطالعه قرار گرفته است. مطالعات دقیق رسوب شناسی منجر به شناسایی ۴ مجموعه رخساره‌ای دشت دلتایی، کانال‌های شاخه‌ای، پیشانی و انتهای دلتا گردید. مجموعه دشت دلتایی و پهنه جزر و مدی از رسوبات ناجور سنگی شیل-سیلت-ماسه و سنگ آهک‌های با فابریک فنسترال تشکیل شده‌اند. مجموعه کانال‌های شاخه‌ای و پیشانی دلتا از ماسه‌سنگ‌های نازک تا ستبر لایه کانالی شکل تشکیل شده که به همراه مجموعه بخش انتهایی دلتا سیکل‌های ستبر شونده روبه بالا را تشکیل می‌دهند. اثر فسیل‌های پراکنده *Ophiomorpha nodosa* و *Thalassinoides* در این ماسه‌سنگ‌ها بیانگر شرایط پراسترس مانند بستر متحرک، آشفستگی و تغییرات مکرر درجه شوری در محیط رسوبی است. رسوبات شیلی انتهایی دلتا/ دور از ساحل دارای مقادیر قابل توجه پیریت‌های خوشه‌ای و پرکننده حجرات و مواد آلی بوده که بیانگر شرایط احیایی در بستر رسوبی بوده است. با توجه به معرفی رسوبات میوسن منشأ هیدروکربن در نواحی همجوار ایران از جمله ترکمنستان و روسیه و ویژگی‌های رسوب شناسی شیل‌های بخش انتهایی دلتا/ دور از ساحل در توالی مورد مطالعه، این رسوبات به عنوان کاندیدای منشأ هیدروکربن معرفی می‌گردد.

۱- پیش‌نوشتار

صفحات ایران مرکزی و البرز به عنوان بخشی از حاشیه غیر فعال گندوانا در زمان پالئوئویک در نظر گرفته می‌شوند که در طی اردوویسین-سیلورین از این ابر قاره جدا شده و در زمان تریاس با اوراسیا برخورد کرده اند (Sengör, 1990; Stampfli et al., 1991; Sengör and Natalin, 1996). در انتهای ائوسن رژیم زمین ساختی فشارشی بین آفریقا و اروپا منجر به تشکیل یک کمربند کوهزایی فعال به نام آلپ در امتداد مرز جنوبی قاره اوراسیا گردید. در نهایت، در مرز ائوسن/ الیگوسن دریای مدیترانه جنوبی در انتهای باختری اقیانوس تتیس و دریای بین قاره‌ای پاراتتیس در بخش شمالی این کمربند کوهزایی تشکیل گردید (Allen et al., 2003). در نتیجه ایزوله شدن حوضه پاراتتیس حاصل از همگرایی صفحات هند و آسیا، حوضه‌های ژرف با شرایط ورود بسیار اندک رسوبات، کاهش گردش آب و بستر رسوبی احیایی از بخش‌های باختری آلپ تا حوضه کاسپین گسترش یافت. افزون بر این، جدایش بخش‌های خاوری پاراتتیس از نواحی مرکزی و حوضه مدیترانه با ته‌نشینی شیل‌های تیره منشأ هیدروکربن همراه بوده است (Popov et al., 2006). فرونشینی سریع حوضه کاسپین جنوبی درست پس از حرکات زمین ساختی فشارشی انتهای ائوسن/ابتدای الیگوسن (به طور کلی الیگو-میوسن) که منطبق با فاز اصلی بالآمدگی در منطقه است، آغاز شده است (Brunet et al., 2003; Abreu and Nummedal, 2007). در این زمان، توده‌های خشکی روسیه و ارتفاعات

قزاقستان و اورال در شمال و ارتفاعات قفقاز کوچک، البرز، تالش و کپه داغ در بخش جنوب منشأ اصلی رسوبات در حوضه پاراتتیس خاوری شامل حوضه خزر جنوبی (SCB) است. بالآمدگی و تشکیل این رشته کوه‌ها در اطراف حوضه خزر جنوبی منجر به جدایش و محصور شدن این حوضه گردیده و از طرفی، عامل کنترل کننده نوع رسوبات، نرخ تأمین رسوبات و نوع سیستم‌های رسوبی بوده است (Brunet et al., 2003; Abreu and Nummedal, 2007). استرس‌های فیزیکی و شیمیایی مانند تغییرات در شرایط هیدرودینامیکی، سطح اکسیژن، محتوی مواد آلی و غذایی، بستر رسوبی متحرک و نرخ رسوب گذاری عمدتاً در سیستم‌های دلتایی قابل مشاهده هستند (Gingras et al., 2012; Bayet-Goll & Carvalho, 2015; Sharafi et al., 2016). به طور کلی، در بخش‌های انتهایی دلتا به سبب ته‌نشینی رسوبات در ژرفای نسبتاً بالا و عمدتاً در زیر حد اثر امواج و نفوذ نور، نرخ رسوب گذاری پایین و شرایط احیایی حاکم بوده به نحوی که رسوبات دانه‌ریز که در این بخش‌ها ته‌نشست می‌یابند حاوی مقدار قابل توجهی از مواد آلی بوده و می‌توانند به عنوان کاندیدایی مناسب برای منشأ هیدروکربن مطرح باشند. رسوبات الیگوسن- میوسن زیرین در بخش‌های خاور- شمال خاور و باختر- شمال باختر حوضه خزر جنوبی (مانند ترکمنستان و حوضه پالئوآموریا) که تحت عنوان سری میکوپ شناخته می‌شوند، متشکل از توالی ستبر (۱۰۰۰ تا ۱۷۰۰ متر) شیل غنی از مواد آلی، ماسه‌سنگ و مادستون با یک الگوی درشت‌شونده/ ستبر شونده است که در یک سیستم دلتایی نهشته شده‌اند (Vincent et al., 2005; Smith-Rouch, 2006; Guliyev et al., 2011). در بخش خاوری حوضه خزر جنوبی (در باختر تواف Turkmen) مجموعه رسوبی شامل توالی ستبری (تا ۱۰۰۰ متر) از تناوب ماسه‌سنگ و شیل است (ناحیه باختر آلاذاق) که در یک سیستم دلتایی تا دور از ساحل ته‌نشین

* نویسنده مسئول: E-mail: sharafi2262@gmail.com

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.

doi: 10.22071/GSJ.2021.246219.1837

doi: 10.1001.1.10237429.1400.31.3.10.7

This is an open access article Under the by-nc/4.0/ License (https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/)

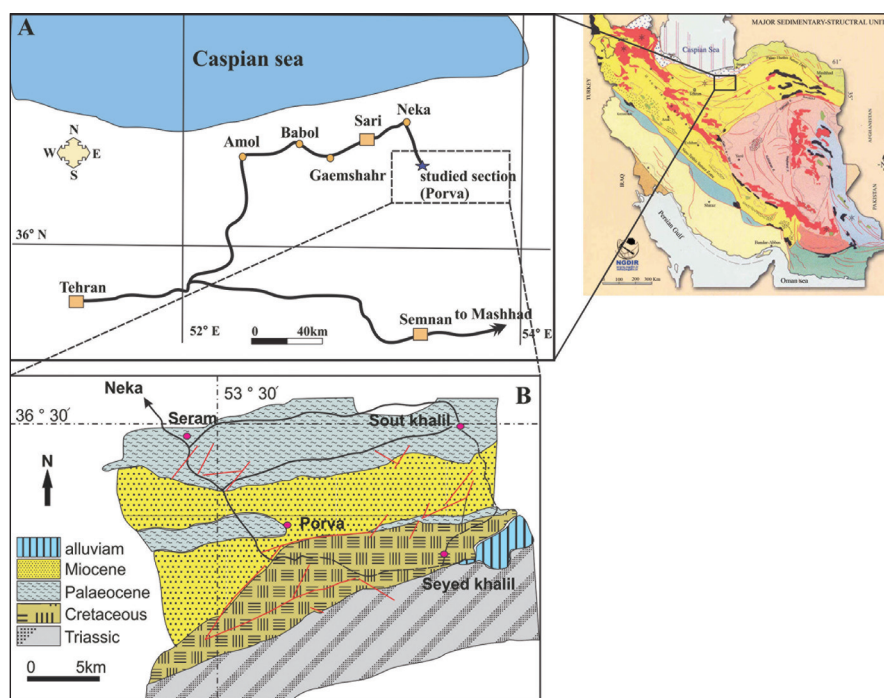


شده است (Guliyev et al., 2011). سری میکوپ (الیگو-میوسن) در بخش خاوری آذربایجان که به عنوان سنگ منشأ شناسایی و معرفی شده است، شامل رسوبات تخریبی عمدتاً دانه ریز و به میزان کمتر دانه درشت با ستبرای متغیر ۲۰۰ تا ۱۲۰۰ متر و در بخش‌های دور از ساحل تا ۳۰۰۰ متر است (Feyzullayev et al., 2001; Hudson et al., 2008).

۲- موقعیت زمین‌شناسی

رشته‌کوه‌های البرز متشکل از مجموعه بلندی‌های شمال صفحه ایران است که در یک راستای کلی خاوری - باختری به طول تقریبی ۲۰۰۰ کیلومتر از ارمنستان و آذربایجان در شمال باختر تا شمال افغانستان در خاور امتداد داشته (شکل ۱) و تحت تأثیر فاز های کوهزایی سیمین-آلی قرار گرفته است (Stampfli et al., 1991). ناحیه پوروا در جنوب نکا بخشی از زون ساختاری البرز بوده و در بخش شمالی آن قرار دارد (شکل ۱).

از آنجا که تاکنون مطالعه رسوب‌شناسی سیستماتیک بر روی رسوبات میوسن در یال شمالی البرز و در ناحیه مورد مطالعه صورت نگرفته است، هدف از انجام این مطالعه، بررسی رخساره‌ها و مجموعه‌های رسوبی و ارائه مدل رسوبی توالی میوسن در ناحیه پوروا و بازسازی شرایط محیط رسوب‌گذاری در حوضه البرز شمالی در این بازه زمانی است. با توجه به اینکه رسوبات میوسن در نواحی همجوار مانند ترکمنستان و آذربایجان به عنوان سنگ منشأ شناخته شده اند (Feyzullayev et al., 2001; Hudson et al., 2008).



شکل ۱- (A) نقشه راه‌های دسترسی به ناحیه مورد مطالعه در جنوب نکا، (B) نقشه ساده شده زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه (اقتباس از دانشمند و سعیدی، ۱۳۶۹).

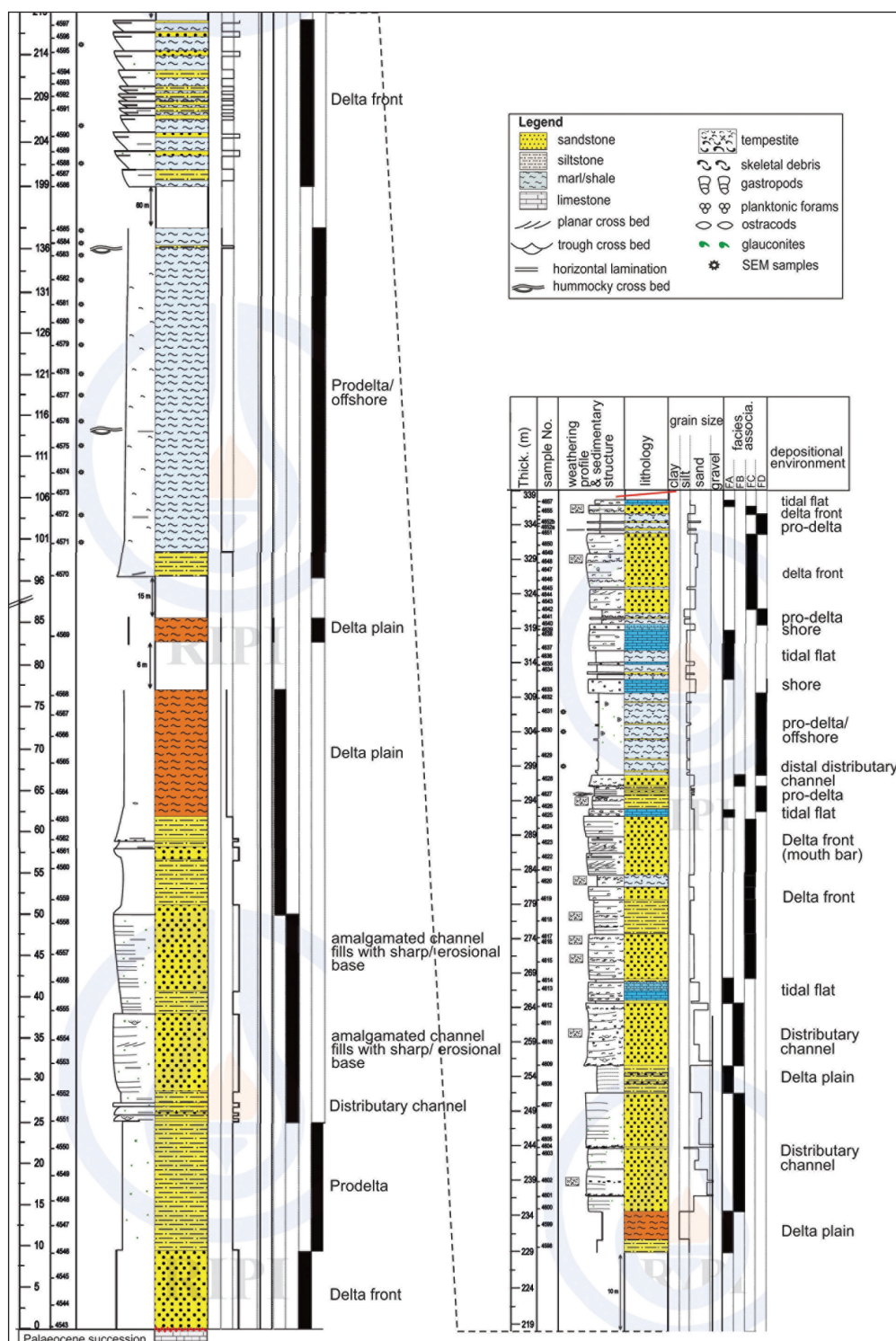
آشفشانی-رسوبی سترگ شامل سازند کرج و مجموعه آشفشانی تالش در جنوب و جنوب باختر حوضه خزر جنوبی شده است. تبدیل رژیم زمین‌ساختی کششی انوسن به رژیم فشارشی در انتهای ائوسن-الیگوسن زیرین در اثر واقعه برخورد صفحه عربی با اوراسیا منطبق با فاز اصلی بالا آمدگی ارتفاعات کپه داغ در خاور و البرز، تالش، قفقاز در جنوب و جنوب باختر حوضه خزر بوده است که این واقعه به واسطه وجود ناپوستگی ناحیه‌ای که در کوه‌های زاگرس، تالش، قفقاز، ترکیه و صفحه ایران مرکزی شناسایی شده است، مشخص می‌شود (Brunet et al., 2003; Ballato et al., 2011). حوضه خزر جنوبی به همراه دریای سیاه در واقع بخش خاوری حوضه پاراتتیس (Paratethys) را تشکیل می‌دهند که در اثر این وقایع برخوردی در شمال رشته کوه‌های آلی توسعه یافته است. بالا آمدن مجموعه ارتفاعات یاد شده طی این واقعه سبب ایزوله شدن حوضه خزر جنوبی شده و از طرفی، فرسایش این مجموعه‌ها منشأ اصلی رسوب ته‌نشین شده در حوضه خزر جنوبی و حوضه‌های فولندی بوده است.

صفحه البرز به عنوان بخشی از حاشیه غیر فعال گندوانا در زمان پالئوزویک در نظر گرفته می‌شود که در طی اردووسین-سیلورین از این ابر قاره جدا شده و در زمان تریاس با اوراسیا برخورد کرده است (Eo-Cimmerian Event) (Sengör, 1990; Stampfli et al., 1991; Sengör and Natalin, 1996). 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-شروع پالئوسن منجر به چین‌خوردگی و گسلش توالی ستبری از سنگ‌های کربناته دریایی، آواری و آشفشانی و آغاز خروج از آب البرز گردیده است (Sengör, 1990). این رخداد احتمالاً مرتبط با بسته شدن حوضه‌های اقیانوسی کوچک در زون برخوردی جنوب ایران (بسته شدن قلمرو پشت قوسی زون فروانش نئوتتیس) بوده است (Brunet et al., 2003). در ائوسن توسعه رژیم زمین‌ساختی کششی و ولکانیسم‌های مرتبط با آن موجب تشکیل توالی‌های

۳- مواد و روش ها

شامل بافت، ترکیب، ساختارهای مکانیکی و کنتاکت زیرین و بالایی طبقات و بسته‌های رسوبی و همچنین روندهای عمودی و الگوی انباشتگی (stacking pattern) مجموعه‌های رسوبی به منظور تعیین و تفسیر رخساره‌ها و مجموعه‌های رخساره‌ای مورد بررسی قرار گرفته است. اثر فسیل‌ها در سطوح هوازده و تازه (fresh) مورد بررسی و شناسایی قرار گرفته‌اند. تعداد ۱۲۰ مقطع نازک جهت مطالعات سنگ‌شناختی و تعیین ترکیب سنگ‌شناسی و اجزای تشکیل دهنده مورد مطالعه قرار گرفته است.

در این مطالعه، رسوبات میوسن به سببرای ۳۳۸ متر در ناحیه پوروا در جنوب نکا (۳۶° ۳۰' N و ۵۰° ۵۰' E) مورد بررسی قرار گرفته است (شکل های ۱ و ۲). اندازه‌گیری سببرای واقعی توالی مورد مطالعه با استفاده از ژاکوب و تنظیم درجه شیب سنج معادل با میزان شیب لایه‌های رسوبی صورت گرفته است. برداشت‌های صحرایی جامع شامل سنگ‌شناسی، سببرای طبقات و مجموعه‌های رسوبی، شکل هندسی، ساختارهای رسوبی به دقت ثبت گردیده است. ویژگی‌های فیزیکی رسوب‌شناسی



شکل ۲- ستون چینه‌شناسی توالی میوسن در برش پوروا که در آن مجموعه‌های رخساره‌ای و زیر محیط‌ها مشخص شده است.

مجموعه‌هایی با سبزی متغیر از نیم تا ۲۵ متر را تشکیل داده و ساختارهای رسوبی از جمله لامیناسیون موازی-موجی و لامیناسیون مورب یک تا بعضاً دو جهتی (Shl, Swt, Sp) در آنها دیده می‌شود (شکل‌های ۳-B, G). ماسه‌سنگ‌ها در اندازه خیلی ریز تا ریز دانه و دارای جورشدگی متوسط-ضعیف با ترکیب سابلایت آرنایت تا ساب آرکوز و لیت آرنایت است. پوسته‌های دو کفه‌ای، گاستروپود و استراکود و پیریت (تا ۸ درصد) در این رسوبات مشاهده شده است (شکل‌های ۳-E, H, J-L). پوسته‌های فسیلی معمولاً درجه بالایی از خرد شدگی و سایش را نشان می‌دهند و در مواردی با الگوی موازی با لایه بندی و ریز شونده به طرف بالا مشاهده شده‌اند (شکل ۳-K). مادستون-و کستون بایو کلاست دار ماسه‌ای، و کستون-پکستون حاوی میلیولید و دو کفه‌ای، و کستون میلیولید دار، و کستون استراکود دار رخساره‌های کربناته اصلی در این مجموعه هستند (شکل ۳-J-L). استراکود، دو کفه‌ای، میلیولید، گاستروپود، پلوئید، انید با هسته کوارتز آلو کم‌های اصلی تشکیل دهنده رخساره‌های کربناته هستند (شکل ۳). لامیناسیون افقی و فابریک فنسترال در این رخساره‌های کربناته متداول هستند (شکل ۳-H). درجات متفاوتی از حفاری در پوسته‌های فسیلی (دو کفه‌ای) قابل مشاهده است (شکل ۳-L). مجموعه رخساره‌ای دشت دلتایی ارتباط نزدیکی با مجموعه کانال شاخه‌ای (FB) دارد (شکل ۲).

– **تفسیر:** این نهشته‌های ناجورسنگی در محیط دشت دلتایی و در یک بستر رسوبی نسبتاً مسطح تشکیل شده‌اند که معمولاً به عنوان بخش مهمی از یک سیستم رسوبی دلتایی توسعه می‌یابند (Dalrymple and Choi, 2007; Tessier, 2012). رسوبات دانه ریز گلی از ته‌نشینی از حالت تعلیق و رسوبات ماسه‌ای در نتیجه نفوذ دوره‌ای جریان‌ات کششی در رژیم جریانی پایین تشکیل شده‌اند (Sharafi et al., 2016).

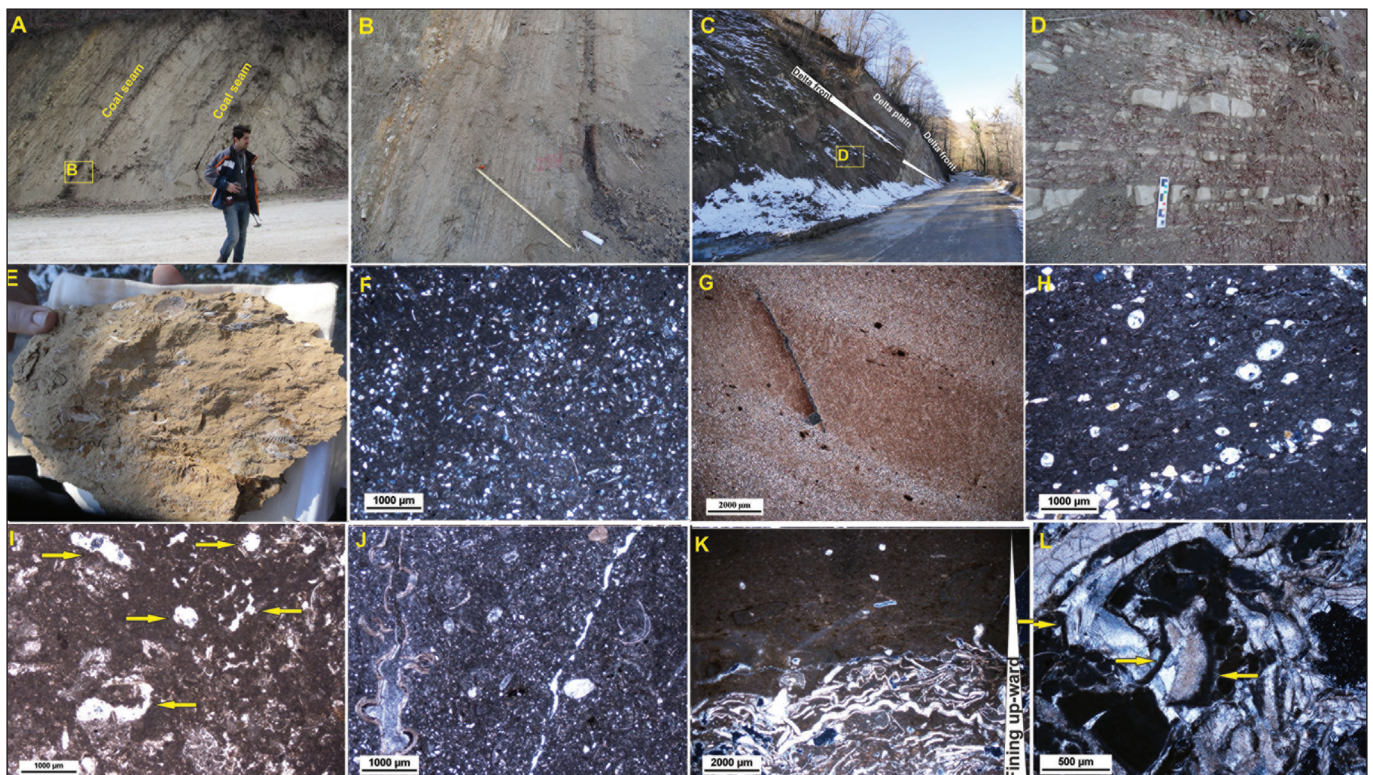
تخمین میزان اجزای تشکیل دهنده رسوبات (به عنوان مثال برای تعیین پتروفاسیس ماسه‌سنگ‌ها) با استفاده از جدول‌های مقایسه‌ای موجود صورت گرفته است (Terry and Chilingar, 1955). در نهایت، با تلفیق اطلاعات به دست آمده از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی رخساره/مجموعه‌های رخساره‌ای شناسایی و تفکیک شده است. تعداد ۲۰ نمونه توسط میکروسکوپ الکترونی نوع Vega-Tescan در موسسه رازی تهران جهت شناسایی مواد آلی مورد تصویر برداری و آنالیز SEM-EDX قرار گرفته است.

۴- بحث

۴-۱. مجموعه‌های رخساره ای (Lithofacies associations)

بر مبنای مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی (شامل فراوانی نوع رسوب در هر بخش، اندازه دانه، بافت، ساختارهای درونی و طبقه‌بندی، ستبرا) و شناسایی رخساره‌های رسوبی و بررسی ارتباط عمودی و الگوی انباشتگی آنها چهار مجموعه رخساره‌ای شامل دشت دلتایی (delta plain)، کانال‌های شاخه‌ای (distributary channel)، پیشانی دلتا (delta front) و انتهای دلتا/ دور از ساحل (pro-delta/ offshore) شناسایی گردیده است.

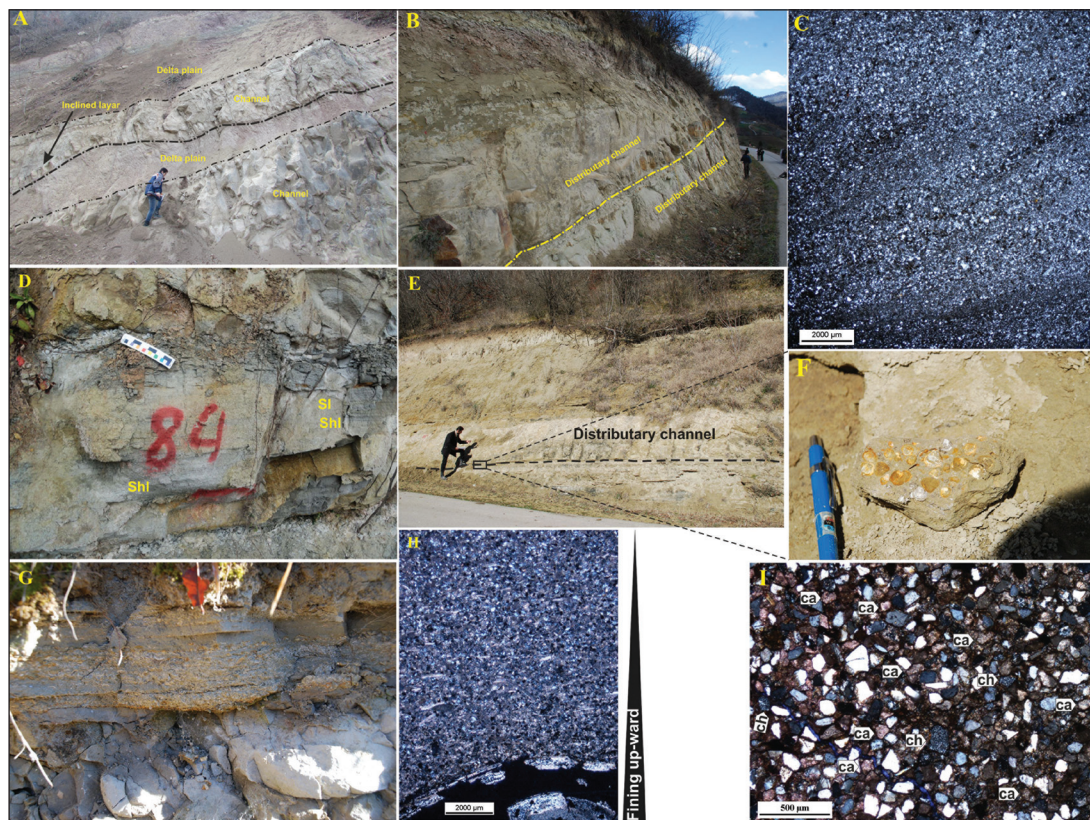
– **مجموعه رخساره‌ای دشت دلتایی (FA):** این مجموعه رخساره‌ای از توسعه زیادی در برش مورد مطالعه برخوردار بوده و متشکل از تناوب رسوبات نازک لایه شیل سیلتی قهوه‌ای تا خاکستری رنگ- سیلتستون- ماسه‌سنگ است. در مواردی سنگ آهک‌های نازک لایه فسیل دار (تا ۱۰ تا ۳۰ سانتی متر) و رگه‌های نازک زغال (۳-۱۰ سانتی متر) نیز در این مجموعه دیده شده است (شکل‌های ۲ و ۳). این رسوبات



شکل ۳- مجموعه رخساره‌ای دشت دلتایی. (A) تناوب مادستون- سیلتستون- ماسه‌سنگ نازک لایه همراه با رگه‌های زغال، (B) نمای نزدیک از تناوب مادستون- سیلتستون- ماسه‌سنگ نازک لایه، (C) مجموعه‌های سبتر شونده متشکل از مجموعه رخساره‌ای دشت دلتایی و ماسه‌سنگ‌های سبتر لایه پیشانی دلتا، (D) تناوب مادستون ارغوانی و ماسه‌سنگ نازک لایه در دشت دلتایی، (E) دو کفه‌ای‌های به شدت خرد شده در بخش دشت دلتایی، (F) رخساره مادستون ماسه‌ای با پوسته‌های فسیلی پراکنده، (G) مادستون ارغوانی با لامیناسیون مورب، (H) مادستون استراکود دار ماسه‌ای، (I) مادستون با فابریک فنسترال (فلش)، (J) و کستون بایو کلاستیک ماسه‌ای با پوسته‌های فسیلی دو کفه‌ای، (K) تجمع فسیلی با الگوی ریزشونده به طرف بالا و پوسته‌های فسیلی محذب و مقعر به طرف بالا نشان‌دهنده تأثیر جریان‌های دریایی در تجمع پوسته‌های فسیلی، (L) پوشش میکربیتی سبتر بر روی پوسته‌های فسیلی دو کفه‌ای (فلش) که نشان‌دهنده دوره‌های کاهش انرژی و افزایش فعالیت موجودات حفار در محیط رسوبی است.

تأثیر مستقیم امواج (طوفانی) و جریان‌های دریایی در تشکیل آنها در فازهای پرانرژی است (Sharafi et al., 2014, 2016). رگه‌های زغال در فرورفتگی‌های محلی و در شرایط بالاآمدگی کوتاه مدت سطح آب شیرین در این دشت دلتایی تشکیل شده‌اند. - **مجموعه رخساره‌های کانال‌های شاخه‌ای (FB)**: این مجموعه رخساره‌ای متشکل از طبقات ماسه‌سنگ و ماسه‌سنگ گراولی متوسط تا سبتر لایه کانالی شکل با الگوی ریز شونده به طرف بالا و سطح زیرین فرسایشی و مقعر رو به بالا با سبترای بین ۱/۵ تا ۵ است که اغلب به صورت انباشته شده بر روی یکدیگر (amalgamated) مشاهده می‌شوند (شکل ۴). در برخی موارد لایه‌های کج شده ماسه‌سنگی نیز در این مجموعه مشاهده شده است (شکل ۴-۱). رخساره‌های رسوبی شامل ماسه‌سنگ با طبقه‌بندی مورب عدسی شکل (St)، طبقه‌بندی/لامیناسیون افقی و مورب با زاویه اندک (Shl, Sl)، ماسه‌سنگ توده‌ای (Sm) و ساختارهای تغییر شکل یافته است (شکل ۴-۲). ماسه‌سنگ‌ها دانه‌ریز تا درشت با جورشدگی متوسط-ضعیف و دارای ترکیب غالباً لیت‌آرنایت و بعضاً ساب‌آرکوز تا ساب‌لیت‌آرنایت است (شکل ۴-۱). خرده‌های اسکلتی از نوع گاستروپود و دوکفه‌ای به صورت نهشته‌های باقیمانده (lag deposit) با آرایش موازی با یکدیگر و خرده‌های گلی معمولاً در بخش زیرین طبقات ماسه‌سنگ کانالی شکل وجود دارند (شکل ۴-۲). گلاکونیت (تا ۵ درصد) و اثر فسیل *Ophiomorpha nodosa* در این مجموعه شناسایی شده است. رخساره مادستون ماسه‌ای و سیلتستون ماسه‌ای لامینه‌ای تا توده‌ای (Fm) در بین طبقات ماسه‌سنگی وجود دارند. (شکل ۴-۱) این مجموعه رخساره‌ای معمولاً ارتباط نزدیکی با مجموعه‌های دشت دلتایی و پیشانی دلتا داشته به گونه‌ای که سیکل‌های درشت‌شونده و سبتر شونده به طرف بالا را تشکیل می‌دهند (شکل ۲).

رسوبات دانه‌ریز گلی آشکارا در دوره‌های رکود و ایستایی جریان‌ات آبی ایجاد می‌شوند. ساختارهای رسوبی لامیناسیون موازی/موجی بیانگر جریان‌ات نوسانی حاصل از امواج و احتمالاً در اثر نیرو محرکه باد هستند. بخش‌های میانی پهنه جزر و مدی به واسطه حالت متعادل از فراوانی حجم نهشته‌های ماسه و گل مشخص می‌شود که نشان‌دهنده دوره‌های نسبتاً برابر ته‌نشینی رسوبات از حالت تعلیق و رسوبات بار بستر است. این زون موجب تشکیل لامینه‌های انباشته شده (stacked) یا tidal rhythmites می‌شود که احتمالاً بیانگر دوره‌های متناوب سیلاب-رکود (neap-spring/slack-flood) منطبق با شرایط کم تا پرانرژی و ته‌نشینی رسوبات گل غالب تا ماسه غالب است (Tessier, 2012; Legler et al., 2013; Sharafi et al., 2014, 2016; Ponte et al., 2019; Shebl et al., 2019; Dalrymple and Choi, 2007). تنوع پایین اجزای اسکلتی در این مجموعه و حالت خرد شده آنها بیانگر دوره‌های افزایش انرژی و یک شرایط کلی پراسترس و نامساعد بوم‌شناختی مانند تغییرات شدید درجه شوری و وجود مواد معلق فراوان است (شرفی و همکاران، ۱۳۹۳؛ شیرزاده اصفهانی و همکاران، ۱۳۹۸؛ خدائی و همکاران، ۱۳۹۹؛ Noudar and Chellai, 2001; Mangano and Buatois, 2004; Gingras et al., 2012; Sharafi et al., 2012, 2013, 2014, 2016). همچنین وجود پوسته‌های فسیلی شاخص شرایط گردش آب محدود (restricted circulation) و لب شور مانند استراکود، گاستروپود و میلیوید همراه با فابریک‌های فنسترال و بافت چیره مادستون-وکستون بیانگر توسعه یک پهنه جزر و مدی در محیط دشت دلتایی است. پوشش‌های میکریتی بر روی پوسته‌های فسیلی نشان‌دهنده دوره‌های کاهش سطح انرژی و افزایش تکثیر و فعالیت موجودات حفار در پهنه جزر و مدی است. تجمعات فسیلی با الگوی موازی با لایه‌بندی و ریز شونده به طرف بالا بیانگر



شکل ۴- مجموعه کانال شاخه‌ای. (A) تناوب مادستون‌های ارغوانی دشت دلتایی و ماسه‌سنگ‌های کانال‌های شاخه‌ای. لایه مایل نشان‌دهنده شیب در بستر رسوبی است، (B) طبقات ماسه‌سنگ انباشته شده، (C) لامیناسیون مورب مسطح، (D) رخساره‌های Shl و Sl، (E) و (F) طبقه ماسه‌سنگ کانالی شکل با مرز زیرین فرسایشی و تجمع فسیلی در قاعده کانال، (G) و (H) تجمعات فسیلی با پوسته‌های فسیلی به شدت خرد شده و با الگوی ریز شونده به طرف بالا نشان‌دهنده تأثیر امواج طوفانی در تشکیل این تجمعات، (I) پتروفاسیس لیت‌آرنایت (کالک‌آرنایت) با جورشدگی متوسط متشکل از خرده‌های کربناته (ca) و به میزان کمتر خرده‌های چرت (ch).

و نهشته‌های بخش انتهایی دلتا، این مجموعه را به عنوان سدهای دهانه دلتا (mouth bar) که در یک سیستم دلتایی تحت کنترل امواج مهاجرت می‌کنند، پیشنهاد می‌کند (Dalrymple and Choi, 2007; Folkestand and Satur, 2008). حالت توده‌ای ماسه‌سنگ‌ها (رخساره Sm) و درجه بالای خرد شدگی پوسته‌های فسیلی و تنوع پایین اثر فسیل‌ها ته‌نشینی این مجموعه در یک موقعیت کم ژرفای پراثری و متحرک را نشان می‌دهد (Sharafi et al., 2012, 2014, 2016). دانه‌های گلاکونی و اثر فسیل‌ها ته‌نشینی این رسوبات را در بخش خارجی دلتا که تا حدی تحت تأثیر جریان‌های دریای باز بوده‌اند را نشان می‌دهد که در این موقعیت رسوبات تحت تأثیرات امواج و جریان‌های جزر و مدی قرار داشته‌اند (Schwartz et al., 2011; Plink-Bjorklund and Schwartz et al., 2011; Steel, 2006; Dalrymple and Choi, 2007). بلوغ بافتی و ترکیبی پایین (ترکیب لیت آرنایت و جورشدگی ضعیف) ماسه‌سنگ‌ها نشان‌دهنده فاصله حمل و نقل اندک رسوبات از ناحیه منشأ و نرخ بالای تأمین رسوب و تدفین سریع رسوبات است به گونه‌ای که خرده‌های ناپایدار پس از ته‌نشینی در محیط رسوبی کمتر تحت تأثیر فرایندهای درون حوضه‌ای قرار گرفته و در رسوبات حفظ شده‌اند.

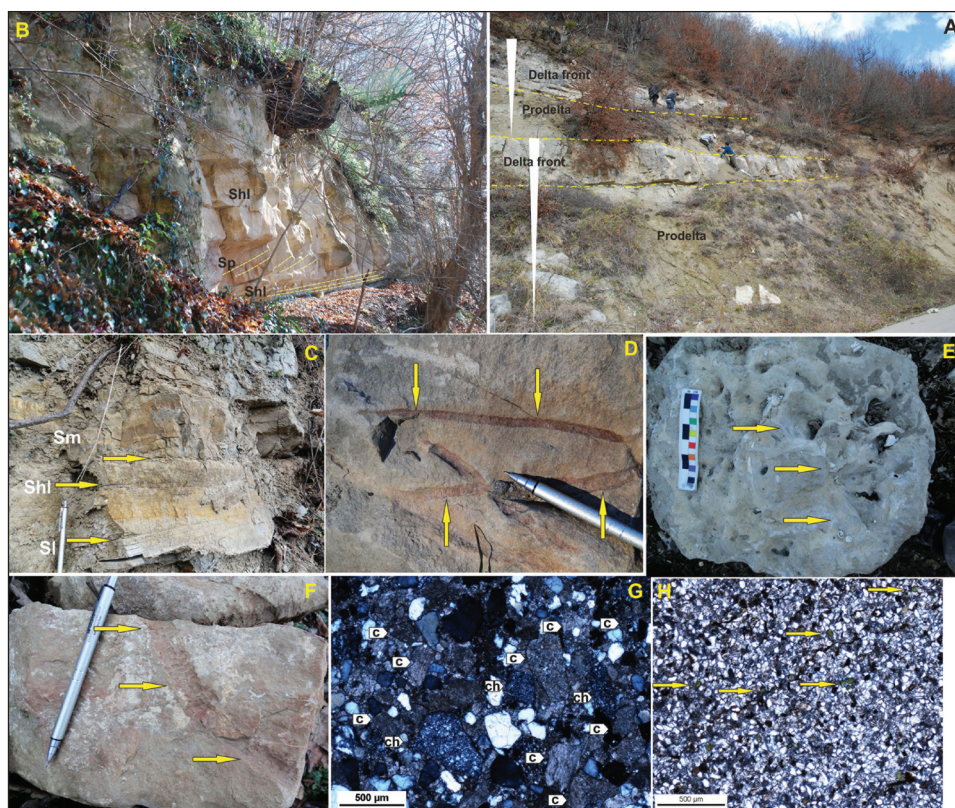
- مجموعه رخساره‌ای بخش انتهایی دلتا/دور از ساحل (FD): این مجموعه رخساره‌ای غالباً از مادستون/مارن‌های سبز-خاکستری، مادستون سیلتی-ماسه‌ای با میان‌لایه‌های پراکنده سیلتستون و ماسه‌سنگ نازک‌لایه تشکیل شده است. سترای این مجموعه بین چند متر (۱/۵-۲ متر) تا ۴۰ متر تغییر می‌کند (شکل ۶). در بعضی موارد این مجموعه به صورت تناوب ناجورسنگی از ماسه‌سنگ خیلی دانه‌ریز تا دانه‌ریز، سیلتستون و مادستون مشخص می‌شود. لامیناسیون موازی و مورب و HCS ساختارهای رسوبی اصلی در این رسوبات است (شکل ۶). نهشته‌های این مجموعه فاقد آشفستگی زیستی و دارای خرده‌های اسکلتی مانند دوکفه‌ای، گاستروپود، روزن‌بران پلانکتونیک و بتتیک، اکینودرم و کوکولیت و همچنین گلاکونیت (تا ۴ درصد)، پیریت‌های خوشه‌ای و پرکننده حجرات (تا ۱۰ درصد) و مواد آلی است (شکل ۶-C-E). خرده‌های اسکلتی (دوکفه‌ای و گاستروپود) معمولاً درجه خردشدگی بالا و الگوی جهت‌یافته موازی و ریز شونده به طرف بالا را نشان می‌دهند (شکل ۶-B). ریزخفاری‌ها در پوسته‌های فسیلی معمول است. این مجموعه رخساره‌ای معمول‌ترین رسوبات در برش مورد مطالعه بوده و با مجموعه پیشانی دلتا ارتباط دارند (شکل ۵-A).

- تفسیر: عدم وجود آشفستگی‌های زیستی و ساختارهای بایوژنیک و فراوانی و تنوع پایین پوسته‌های فسیلی ته‌نشینی این مجموعه رسوبی در یک سیستم دلتایی را نشان می‌دهد جایی که این رسوبات به شدت در معرض استرس‌های فیزیکی-شیمیایی پیوسته حاصل از جریان‌های متناوب جزر و مد و امواج و همچنین رودخانه، قرار دارد (Buatois et al., 2008; Bhattacharya et al., 2011; Sharafi et al., 2016). اندازه غالب دانه‌ریز این مجموعه و ارتباط نزدیک با مجموعه پیشانی دلتا بیانگر ته‌نشینی این رسوبات در بخش انتهایی دلتا است. این موقعیت ته‌نشینی به طور دوره‌ای تحت تأثیر امواج طوفانی قرار داشته است که با وجود ساختارهای HCS، لامیناسیون موازی و سیکل‌های متناوب تجمعات فسیلی با الگوی جهت‌بافته موازی و ریزشونده به طرف بالا (به عنوان Tempestite) مشخص می‌شود (Sharafi et al., 2013, 2014). با توجه به حضور دانه‌های گلاکونی، روزن‌بران پلانکتونیک و کوکولیت که نشان‌دهنده ارتباط نسبی این مجموعه با محیط دریای باز است (شیرزاده اصفهانی و همکاران، ۱۳۹۸؛ خدائی و همکاران، ۱۳۹۹؛ Sharafi et al., 2012)، می‌توان رسوبات این مجموعه را به بخش انتهایی سیستم دلتایی تا بخش دور از ساحل مرتبط دانست. وجود دانه‌های گلاکونی و پیریت‌های خوشه‌ای و پرکننده حجرات و مواد آلی در این رسوبات بیانگر نرخ رسوب‌گذاری نسبتاً پایین و شرایط نیمه‌احیایی تا احیایی در سطح بین آب-رسوب در بستر رسوبی در زیر حد اثر امواج طوفانی است.

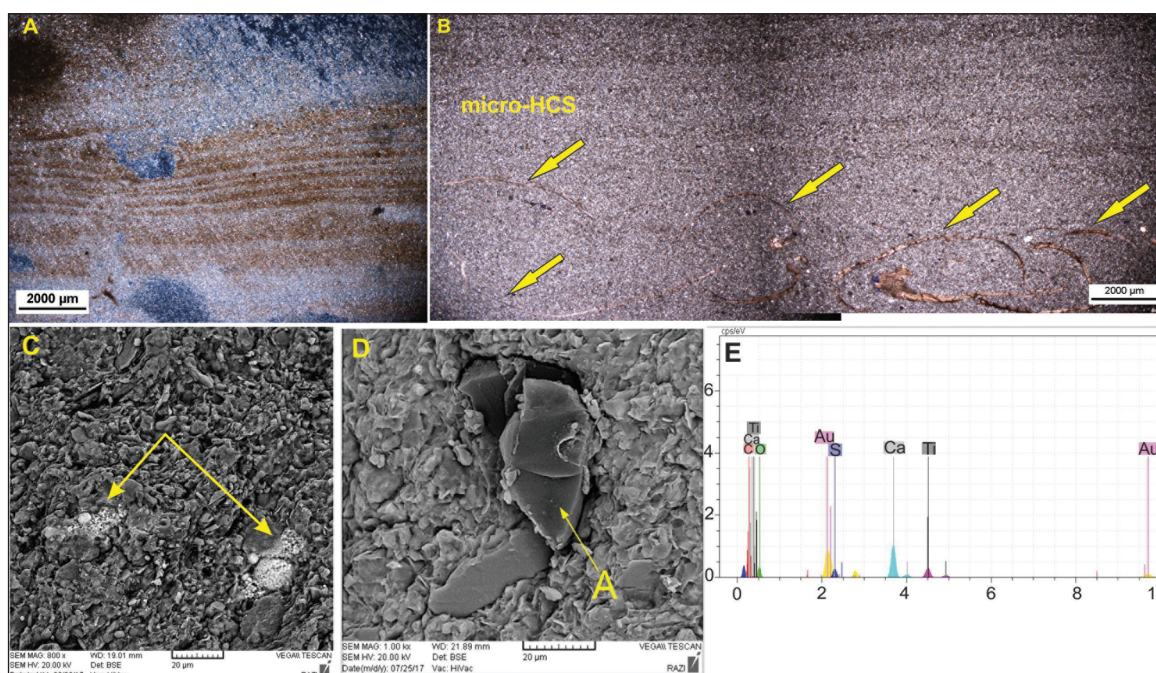
- تفسیر: سطح قاعده‌ای فرسایشی و مقعر به طرف بالا، الگوی ریز شونده به طرف بالا در طبقات ماسه‌سنگ کانالی شکل همراه با حضور خرده‌های اسکلتی و گلی به عنوان نهشته‌های باقیمانده با آرایش موازی با یکدیگر و بعضی ساختارهای رسوبی حاصل جریان‌های کششی (St, Sl) بیانگر ته‌نشینی این مجموعه در کانال‌های دلتایی شاخه‌ای تحت کنترل امواج در بخش رأس سیستم دلتایی است (Ponte et al., 2019; Bayet-Goll and Carvalho, 2015; Sharafi et al., 2016; Shebl et al., 2019). تفسیر به واسطه وجود ارتباط نزدیک بین این مجموعه با رسوبات دشت دلتایی و پیشانی دلتا تأیید می‌شود. حالت انباشته شده طبقات ماسه‌سنگی و سطوح فرسایشی داخلی در این مجموعه نشان می‌دهد که پرشدگی کانال‌ها به صورت تقریباً پیوسته و با فازهای متناوب ته‌نشینی سریع و فرسایش بوده است. دانه‌های گلاکونیتی و اثر فسیل‌های پراکنده *Ophiomorpha nodosa* تأثیر و نفوذ نسبی جریان‌های دریایی در جهت مناطق خشکی بالادست در طی دوره‌های فعالیت جریان‌های سیلابی یا جریان‌های حاصل از فعالیت امواج در این بخش سیستم دلتایی را نشان می‌دهد (شرفی و همکاران، ۱۳۹۱؛ Dalrymple and Choi, 2007; Gingras et al., 2012; Sharafi et al., 2016; Bayet-Goll and Carvalho, 2015). اگرچه فراوانی و تنوع پایین پوسته‌های فسیلی و اثر فسیل‌ها نشان‌دهنده شرایط فیزیکی-شیمیایی نامناسب مانند نرخ رسوب‌گذاری بالا، جریان‌های آشفته، ناپایداری بستر رسوبی و تغییر درجه شوری است که شرایط معمول در سیستم‌های دلتایی است (شرفی و همکاران، ۱۳۹۷؛ Gingras et al., 2012; Dalrymple and Choi, 2007; Bayet-Goll and Carvalho, 2015). ساختارهای تغییر شکل یافته می‌توانند در اثر فرار آب‌های به‌دام‌افتاده در بین رسوبات در اثر ته‌نشینی سریع، به وجود آمده باشد. ایجاد حالت کج شده (inclined) در لایه‌های این بخش می‌تواند شیب نسبی بستر رسوبی در بخش جلویی دلتا را نشان دهد. رسوبات دانه ریز گلی دوره‌های کوتاه مدت شرایط کم انرژی بین فعالیت متناوب کانال‌های شاخه‌ای را نشان می‌دهد.

- مجموعه رخساره‌ای پیشانی دلتا (FC): در این مجموعه رخساره‌ای طبقات ماسه‌سنگ ورقه‌ای شکل تشکیل مجموعه‌های با سترای متغیر از ۱ تا ۸ متر را می‌دهند که ممکن است فرم هندسی مسطح تا اندکی مقعر به طرف بالا را نشان دهند (شکل ۵-A, B). این مجموعه‌ها توسط سطوح اصلی فرسایشی/شارپ تفکیک می‌شوند (شکل ۵-A). این مجموعه رخساره‌ای شامل رخساره‌های Sm, Sp, St, Shl و HCS است (شکل ۵-C, B). طبقه‌بندی مورب مسطح معمولاً یک جهتی و بعضاً الگوی دو جهتی جریان‌های قدیمه را نشان می‌دهند. رسوبات شامل ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز تا درشت با جورشدگی متوسط تا ضعیف با ترکیب عمدتاً لیت آرنایت (کالک آرنایت) و بعضاً سابلیت آرنایت و دارای دانه‌های گلاکونیتی و خرده‌های اسکلتی دوکفه‌ای و گاستروپود است (شکل ۵-G-H). خرده‌های اسکلتی معمولاً الگوی ریز شونده به طرف بالا و آرایش موازی با یکدیگر را نشان می‌دهند. اثر فسیل‌های *Ophiomorpha nodosa* و *Thalassinoides* فراوانی اندک (B.I.=0-1) در این ماسه‌سنگ‌ها شناسایی شده‌اند (شکل ۵-D-F). این مجموعه رخساره‌ای ارتباط نزدیکی با مجموعه‌های کانال‌های شاخه‌ای و رخساره‌های گلی بخش انتهایی دلتا را نشان می‌دهند (شکل ۵-A).

- تفسیر: فرم هندسی طبقات و ساختارهای رسوبی در این مجموعه ته‌نشینی رسوبات تحت کنترل جریان‌های متناوب از امواج را نشان می‌دهد (Yoshida, 2000). ساختارهای رسوبی و درجه آشفستگی زیستی پایین در مجموعه‌های ماسه‌سنگی نشان‌دهنده نرخ رسوب‌گذاری بالا، شرایط پراثری و پراسترس در محیط سدی تحت کنترل امواج (wave-dominated) (به دلیل وجود HCS، لامیناسیون موازی و تجمعات فسیلی ریز شونده به طرف بالا که به عنوان نهشته‌های طوفانی در نظر گرفته می‌شوند) و تا حدی تحت تأثیر جزر و مد (tidal-influenced) (طبقه‌بندی مورب دو جهتی) است (شرفی و همکاران، ۱۳۹۷؛ Folkestand and Satur, 2008; Sharafi et al., 2014, 2016; Tessier, 2012). ساختار و ارتباط عمودی این مجموعه با کانال‌های شاخه‌ای



شکل ۵- (A) سیکل‌های ستر شونده- کم ژرفا شونده از تناوب ماسه‌سنگ‌های بخش انتهایی دلتا/ دور از ساحل و ماسه‌سنگ‌های بخش پیشانی دلتا، (B-H) مجموعه رخساره‌ای پیشانی دلتا. (B) ماسه‌سنگ ستر ورقه‌ای شکل متشکل از رخساره‌های Shl و Sp، (C) رخساره‌های Shl، Sl، Sm در ماسه‌سنگ‌های ورقه‌ای شکل پیشانی دلتا. فلش‌ها نشان‌دهنده مرز مشخص بین رخساره‌ها است که نشان‌دهنده شرایط پراورزی در محیط رسوبی است، (D) اثر فسیل *Palaeophycus tubularis*، (E) اثر فسیل *Thalassinoides* در ماسه سنگ متوسط لایه، (F) اثر فسیل *Ophiomorpha nodosa*، (G) ماسه‌سنگ با جورشدگی ضعیف و پتروفاسیس لیت‌آرنایت متشکل از خرده‌های کربناته (c) و چرت (ch)، (H) ماسه‌سنگ با جورشدگی نسبتاً خوب و حاوی گلاکونی (فلش).



شکل ۶- مجموعه بخش انتهایی دلتا/دور از ساحل. (A) رخساره HCS با مقیاس کوچک، (B) تجمع فسیلی متشکل از پوسته‌های فسیلی خرد شده تا سالم و آرایش محدب به طرف بالا و موازی طبقه‌بندی که نشان‌دهنده تأثیر امواج طوفانی در تشکیل این تجمع فسیلی است (تمپستایت)، (C) پیریت‌های خوشه‌ای نشان‌دهنده حاکمیت شرایط احیایی در بستر رسوبی، (D و E) تصویر SEM-BSE و آنالیز EDX از ماده آلی در شیل‌های بخش انتهایی دلتا/دور از ساحل.

۴-۲. مدل رسوبی توالی میوسن: سیستم دلتایی تحت کنترل امواج

(Wave-dominated delta)

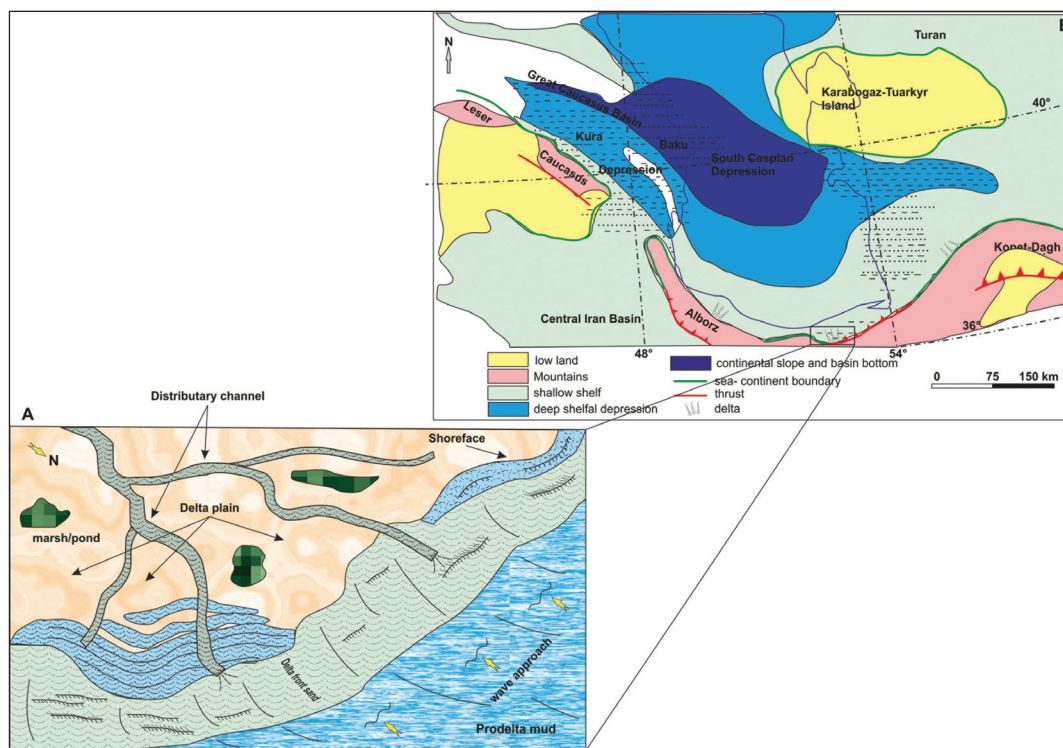
رخداد زمین‌ساختی برخورد صفحات آسیا و هند با یکدیگر در ابتدای الیگوسن منجر به تشکیل کمربند کوهزایی آلپ در امتداد مرز جنوبی قاره اوراسیا شده است. این رخداد زمین‌ساختی باعث ایجاد دریای مدیترانه جنوبی در انتهای باختری اقیانوس تتیس و دریای بین قاره‌ای پاراتتیس در بخش شمالی این کمربند کوهزایی گردید (Allen et al., 2003; Brunet et al., 2003). تحت کنترل این رژیم زمین‌ساختی فشارشی، رشته‌کوه‌های کپه‌داغ، البرز، تالش و قفقاز به طور پیوسته بالا آمده که منجر به محصور شدن و جدایش حوضه خزر جنوبی از بخش‌های مرکزی پاراتتیس گردید (Vincent et al., 2005; Popov et al., 2006; Hudson et al., 2008). از طرفی، ایجاد بالا آمدگی در رشته‌کوه‌های البرز موجب ایجاد فرونشینی خمشی در حوضه رسوبی خزر جنوبی شده که همراه با وزن رسوبات ته‌نشین شده عامل اصلی ایجاد فضای رسوب‌گذاری در این حوضه بوده است، به گونه‌ای که موجب ته‌نشینی بیش از ۲۵ کیلومتر رسوب شده است. نرخ بالا آمدگی و فرونشینی خمشی که توسط فرورانش لیتوسفر خزر جنوبی به زیر خزر شمالی ایجاد شده است، وزن رسوبات ته‌نشین شده و بالا آمدگی البرز عوامل اصلی کنترل کننده نرخ تأمین رسوب، نوع رسوبات، فرایندهای رسوب‌گذاری و نوع سیستم‌های رسوبی در این بخش از حوضه پاراتتیس بوده است (Vincent et al., 2005; Popov et al., 2006; Hudson et al., 2008).

شواهد کنترل امواج بر روی رسوبات توالی مورد مطالعه در ناحیه پوراوا کاملاً آشکار بوده که با وجود ساختارهای رسوبی منتج از امواج طوفانی مانند طبقه‌بندی مورب پشته‌ای (HCS)، تجمعات فسیلی حاصل عملکرد توفان یا tempestite (با الگوی جهت‌یابی ترجیحی و ریزش‌نده به طرف بالا و ارتباط نزدیک با HCS) و لامیناسیون موازی، مشخص می‌شود (Ponten and Plink-Bjorklund, 2009; Tessler, 2012; Dalrymple and Choi, 2007; Bayet-Goll and Carvalho, 2015; Sharafi et al., 2012, 2013, 2014, 2016). بنابراین سیستم رسوبی توالی میوسن در ناحیه مورد مطالعه از نوع دلتای تحت کنترل امواج (wave-dominated delta) معرفی می‌گردد (شکل ۷). الگوی انباشتگی این رسوبات به صورت سیکل‌های کلاسیک درشت‌شونده و ستبرشونده از تناوب مجموعه‌های شیل بخش انتهایی دلتا و ماسه‌سنگ‌های متوسط-ستبرلایه پیشانی دلتا و مجموعه‌های دشت دلتایی و کانال‌های شاخه‌ای بیانگر الگوی پیشرونده (prograding) یک سیستم دلتایی است (Ponten and Plink-Bjorklund, 2009; Desjardins et al., 2010, 2012; Olariu et al., 2012; Desjardins et al., 2010, 2012; Sharafi et al., 2012, 2014, 2016). فقدان یک سطح قطع‌شدگی (incision) قاعده‌ای مشخص در این رسوبات پیشنهاد می‌کند که سدهای دهانه دلتا در توالی مورد مطالعه در یک دره قطع شده (incised vally) تشکیل نشده‌اند (McIlroy, 2007; Carmona et al., 2009). درجه پایین رسیدگی بافتی و ترکیبی (جورشدگی ضعیف، ترکیب غالب لیت‌آرنایت ماسه‌سنگ‌ها) (شکل‌های ۴-I و ۵-G) ماسه‌سنگ‌ها نشان‌دهنده فاصله نزدیک ناحیه منشأ (رشته‌کوه‌های البرز و کپه‌داغ) و حمل و نقل اندک رسوبات به موقعیت ته‌نشینی نهایی آنها است. نرخ رسوب‌گذاری/تأمین رسوب بالا و تدفین سریع رسوبات نیز مانع از بین رفتن خرده‌های ناپایدار پس از ته‌نشینی در محیط رسوبی در اثر فعالیت امواج و جریان‌های دریایی (به ویژه بخش‌های پرنرژ مانند کانال‌های شاخه‌ای و پیشانی دلتا) شده است.

در ابتدای الیگوسن جدایش و محصور شدن پاراتتیس که بخش خاوری آن دربردارنده حوضه خزر است، همراه با شرایط کلی آب و هوایی گرم و مرطوب و افزایش میزان آب‌های جاری از ناحیه بالا دست به درون این حوضه منجر به ایجاد یک شرایط گردش آب ویژه گردید، به نحوی که این شرایط موجب ایجاد دوره‌های متناوب رکود و ایجاد چینه‌بندی در ستون آب و در نتیجه تجمع رسوبات احیایی شده است (Brunet et al., 2003; Vincent et al., 2005; Popov et al., 2006; Hudson et al., 2008). جدایش بخش‌های خاوری حوضه پاراتتیس از نواحی مرکزی و حوضه مدیترانه با ته‌نشینی شیل‌های تیره منشأ هیدروکربن همراه بوده است (Vincent et al., 2005; Popov et al., 2006). ته‌نشینی رس‌های احیایی در محیط‌های ژرف نواحی کریمه-قفقاز-و کپه‌داغ چیره بوده است که تحت عنوان رخساره‌های Maykopian (الیگوسن-میوسن پایینی) شناخته می‌شوند. به استثنای یک بازه زمانی کوتاه در شروع میوسن، روند کلی ته‌نشینی رسوبات در حوضه‌های خاور پاراتتیس به صورت پسروده بوده که این موضوع در نتیجه بالا آمدگی پیوسته رشته‌کوه‌های کپه‌داغ، البرز، تالش و قفقاز در اطراف این حوضه بوده است (Popov et al., 2006; Hudson et al., 2008). بلوغ ترکیبی و بافتی پایین و پتروفاسیس غالب لیت‌آرنایت ماسه سنگ‌ها نشان دهنده بالا آمدگی و فرسایش پیوسته مجموعه‌های رسوبی در ناحیه منشأ رسوبات (Jafarzadeh and Hosseini-Barzi, 2008) در جنوب و جنوب خاور حوضه خزر جنوبی و در یک اقلیم گرم و مرطوب با میزان بالای آب‌های جاری است (Popov et al., 2006). افزون بر این، قرارگیری طبقات ماسه‌سنگ متوسط-ستبرلایه به صورت ایزوله شده در بین شیل‌های بخش انتهایی دلتا تا دور از ساحل نشان‌دهنده دوره‌های افزایش ناگهانی نرخ تأمین رسوب/رسوب‌گذاری در یک رژیم زمین‌ساختی فشارشی است (Sharafi et al., 2012, 2013). به‌رغم ته‌نشینی رسوبات دانه‌درشت در بخش‌های کم‌ژرفای دریایی نزدیک به ارتفاعات، ته‌نشینی رسوبات دانه‌ریز غنی از مواد آلی و پیریت در بخش‌های بیرونی فلات در میوسن پایینی ادامه یافته است. رسوبات میوسن زیرین در بخش‌های خاور-شمال خاور و باختر-شمال باختر حوضه خزر جنوبی (برای مثال ترکمنستان و حوضه آمودریا) عمدتاً از نوع رسوبات شیل غنی از مواد آلی، ماسه‌سنگ و مادستون است و در بخش بالا بر میزان رسوبات دانه‌درشت افزوده می‌شود، به‌طوری که توالی‌ها شامل ماسه‌سنگ‌های پیشانی دلتا و به طور کلی بخش‌های بالایی دلتا است که یک روند کم‌عمق‌شوندگی را برای توالی‌های مناطق یاد شده نشان می‌دهد (Smith-Rouch, 2006). ستبرای رسوبات در این نواحی بین ۱۰۰۰ تا ۱۷۰۰ متر تغییر می‌کند (تا ۱۱۹۰ متر تنها برای بخش میوسن پایینی، Maykopian interval) (Maykopian interval, 2011; Guliyev et al., 2011; Vincent et al., 2005). در بخش خاوری حوضه خزر جنوبی (در باختر تراف Turkmen مجموعه رسوبی شامل توالی ستبری از تناوب ماسه‌سنگ و شیل تا ۱۰۰۰ متر است West Aladag, Kelkor wells) که در یک سیستم دلتایی تا دور از ساحل ته‌نشین شده است. سری میکوپ (الیگو-میوسن) در بخش خاوری آذربایجان که به عنوان سنگ منشأ شناسایی و معرفی شده است، شامل رسوبات تخریبی عمدتاً دانه‌ریز و به میزان کمتر دانه درشت و ستبرای متغیر ۲۰۰ تا ۱۲۰۰ متر و حتی ۳۰۰۰ متر (در بخش‌های دور از ساحل) است (Feyzullayev et al., 2001; Hudson et al., 2008). کاهش ستبرای همراه با افزایش کلی در اندازه دانه رسوبات توالی میوسن زیرین در ناحیه مورد مطالعه نسبت به نواحی یاد شده در حوضه خزر جنوبی نشان دهنده افزایش نرخ ایجاد فضای رسوب‌گذاری و الگوی عمیق‌شوندگی در یک روند کلی جنوب به شمال است. افزون بر این رسوبات، نهشته‌هایی تحت عنوان Spirialitic و Diatomaceous در میوسن میانی و بالایی نیز از جمله رسوبات مستعد منشأ هیدروکربن در کشورهای همجوار از جمله ترکمنستان و آذربایجان شناخته شده‌اند (Vincent et al., 2005). با توجه به شواهد رسوب‌شناسی ارائه شده از نهشته‌های میوسن (رسوبات دانه‌ریز بخش‌های انتهایی دلتا تا دور از ساحل) در ناحیه مورد

به عنوان ژرف‌ترین بخش‌های حوضه پاراتیس شناخته شده است، این رسوبات برای اولین بار به عنوان نهشته‌های دارای پتانسیل بالای منشأ هیدروکربن در ناحیه مورد مطالعه معرفی می‌شوند.

مطالعه از جمله وجود مقادیر قابل توجه پیریت‌های خوشه‌ای و پرکننده حجرات و مواد آلی (شکل ۶- C-D) که بیانگر شرایط غالب احیایی در کف بستر رسوبی است و از آنجایی که حوضه خزر جنوبی در تمام زمان میوسن (و تا زمان حاضر)



شکل ۷- (A) مدل رسوبی توالی میوسن در ناحیه جنوب نکا (پوروا) که از نوع سیستم دلتایی تحت نفوذ امواج است، (B) نقشه جغرافیای دیرینه بخش خاوری پاراتیس شامل حوضه خزر جنوبی که نشان‌دهنده توسعه فلات کم ژرفا در بخش شمالی البرز تا ژرف حوضه‌ای در بخش فرورفتگی خزر است (اقتباس از Popov et al., 2006).

۵- نتیجه گیری

رسوبات سیلیسی آواری توالی میوسن با ستبرای ۳۳۸ متر در ناحیه جنوب نکا در پهلوی شمالی زون البرز شناسایی و مطالعه شده است. تلفیق شواهد رسوب‌شناسی و اثر فسیل‌شناسی نشان می‌دهد که این رسوبات در یک سیستم دلتایی در حوضه خزر جنوبی تشکیل شده است. به طور کلی توالی مورد مطالعه در یک فاز پسرونده تشکیل شده که به وسیله الگوی ستبرشوندگی و درشت‌شوندگی رسوبات مشخص می‌شود. چهار مجموعه رخساره‌ای شامل دشت دلتایی، کانال‌های شاخه‌ای، پیشانی دلتا و انتهای دلتا تا دور از ساحل در توالی مورد مطالعه شناسایی گردیده است. تنوع و فراوانی پایین اثر فسیل‌ها (*Ophiomorpha nodosa* و *Thalassinoides*) و پوسته‌های فسیلی، خردشدگی بالای اجزای اسکلتی، تجمعات فسیلی با الگوی جهت‌گیری موازی با لایه‌بندی و ریزشونده به طرف بالا به عنوان tempestite و وجود ساختارهای HCS و لامیناسیون موازی بیانگر یک شرایط کلی پراسترس و بوم‌شناختی نامساعد از جمله تغییرات متعدد درجه شوری، بستر رسوبی متحرک و آشفتنگی در یک

سیستم دلتایی تحت کنترل امواج است. رسوبات دانه‌ریز بخش انتهایی دلتا تا دور از ساحل که دارای مقادیر فراوان مواد آلی، پیریت‌های خوشه‌ای و حجره پرکن هستند، نشان‌دهنده نرخ پایین رسوب‌گذاری در موقعیت زیر حد موجسار توفانی و در یک شرایط کم اکسیژن تا احیایی در بستر رسوبی است. این رسوبات در زمان محصور شدن و جدایش حوضه خزر جنوبی در اثر بالاآمدگی پیوسته رشته‌کوه‌های کپه‌داغ، البرز، تالش و قفقاز و در نتیجه کاهش شدید گردش آب‌های آزاد در این حوضه تشکیل شده‌اند. وجود مواد آلی و پیریت‌های فراوان، این رسوبات را به عنوان نهشته‌های مستعد مطالعات اکتشاف هیدروکربن مطرح می‌نماید.

سپاسگزاری

نگارندگان بدینوسیله از داوران محترم برای ارائه نکات ارزشمند در جهت بهبود کیفیت این مقاله تشکر و قدردانی می‌نمایند.

کتابنگاری

- خدایی، ن.، رضائی، پ.، هنرمند، ج.، عبدالمی، ا.، ۱۳۹۹- تحلیل رخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند ایلام (کنیاسین- سانتونین) در شمال باختری دشت آبادان. پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی، ۸۱، ۱۰۹-۱۳۴. JSSR.2020.120331.1131/10.22108.
- دانشمند، ف.و.، سعیدی، ع.، ۱۳۶۹- نقشه زمین شناسی ایران. سری ۱: ۲۵۰۰۰۰، شماره ج ۴ در گز. سازمان زمین شناسی ایران، تهران.
- شرقی، م.، اکبری، س.، محمودی قرایی، م.ج.، ۱۳۹۳- بررسی مکانیسم تشکیل گلاکونی‌های قاعده سازند گورپی در شمال شرق گچساران (تاق‌دیس آنه). پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی، ۵۵، ۸۹-۱۰۳. <https://www.magiran.com/paper/1313973>.

شرقی، م. محبوبی، ا. موسوی حرمی، ر.، ۱۳۹۱- ارتباط گلاکونیت زایی و کلسیتی شدن با تغییرات نسبی سطح آب دریا در رسوبات سیلیسی آواری- کربناته سازند آیتامیر (کرتاسه میانی)، حوضه کپه داغ. پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، ۴۸، ۱۹-۳۶. <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?ID=187435>.

شرقی، م.، یانوچکو، ی.، پریکوپووا، م.، میرزایی عطاآبادی، م.، ۱۳۹۷- رخساره ها و محیط رسوبی یک دلتای جزر و مدی (سازند بیدو، شمال کرمان) در ایران مرکزی. چهارمین همایش انجمن رسوب شناسی ایران، دوم و سوم آبان، زنجان.

شیرزاده اصفهانی، ف.، بایت گل، ا.، کهنسال قدیم وند، ن.، کنگازیان، ع.، اکبری محمدی، ا.، صدری، م.، ۱۳۹۸- بررسی رخساره ای، محیط رسوبی و شرایط پالئواکولوژیکی رمپ کرتاسه کربونیفر پیشین در حوضه سندج- سیرجان، ایران. فصلنامه علوم زمین، ۱۱۱، ۲۸۹-۳۰۰. GSJ.2019.88505/10.22071.

References

- Abreu, V., and D., Nummedal, 2007- Miocene to Quaternary sequence stratigraphy of the South and Central Caspian basins, in P. O. Yilmaz and G. H. Isaksen, editors, Oil and gas of the Greater Caspian area. AAPG Studies in Geology, 55, 65-86. <https://doi.org/10.1306/1205845St553000>.
- Allen, M. B., Vincent, S. J., Alsop, G. I., Ismalail-zadeh, A., and Flecker, R., 2003- Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone. Tectonophysics, 366, 223-239. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00098-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00098-2).
- Ballato, P., Cifelli, F., Heidarzadeh, Gh., Ghassemi, M.R., Wickert, A.D., Hassanzadeh, J., Dupont-Nivet, G., Ph., Balling, Sudo, M., Zeilinger, G., Schmitt, A.K., Mattei, M., and Strecker, M.R., 2011- Tectono-sedimentary evolution of the northern Iranian Plateau: insights from middle-late Miocene foreland-basin deposits. Basin Research, 29(4), 1-30. <https://doi.org/10.1111/bre.12180>.
- Bayet-Goll, A., and Neto de Carvalho, 2015- Ichnology and sedimentology of a tide-influenced delta in the Ordovician from the northeastern Alborz range of Iran (Kopet Dag region). Lethaia Foundation. Published by John Wiley & Sons Ltd. DOI 10.1111/let.12150.
- Bhattacharya, J.P., Garza, Y.Z.D., and Blankenship, E., 2011- Evaluating delta asymmetry using three dimensional facies architecture and ichnological analysis, Ferron 'Notom Delta', Capital Reef, Utah, USA. Sedimentology, 58, 478-507. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2010.01172.x>.
- Brunet, M.-F., Korotaev, M.V., Ershov, A.V., and 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. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00285-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00285-3).
- Buatois, L.A., Santiago, N., Parra, K., and Steel, R., 2008- Animal-substrate interactions in an Early Miocene wave-dominated tropical delta: delineating environmental stresses and depositional dynamics (Tacata Field, Eastern Venezuela). Journal of Sedimentary Research 78, 458-479. DOI: 10.2110/jsr.2008.053.
- Carmona, N.B., Buatois, L.A., Ponce, J.J., and M_angano, M.G., 2009- Ichnology and sedimentology of a tide-influenced delta, Lower Miocene Chenque Formation, Patagonia, Argentina: trace fossil distribution and response to environmental stresses. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 273, 75-86. DOI: 10.1016/j.palaeo.2008.12.003.
- Desjardins, P.R., Pratt, B.R., Buatois, L.A., and M_angano, M.G., 2010- Stratigraphy and sedimentary environments of the Lower Cambrian Gog Group in the southern Rocky Mountains of western Canada: evolution of transgressive sandstones on a broad continental margin. Bulletin of Canadian Petroleum Geology 58, 1-37. DOI: 10.2113/gscpgbull.58.4.403.
- Desjardins, P.R., Buatois, L.A., Pratt, B.R., and M_angano, M.G. 2012- Sedimentological-ichnological model for tide-dominated shelf sand bodies: lower Cambrian Gog Group of western Canada. Sedimentology 59, 1452-1477. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01312.x>.
- Dalrymple, R.W., and Choi, K., 2007- Morphology and facies trends through the fluvial marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence stratigraphic interpretation. Earth Science Reviews 81, 135-174. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.10.002>.
- Feyzullayev, A.A., Guliyev, I.S., and Tagiyev, M.F., 2001- Source potential of the Mesozoic-Cenozoic rocks in the South Caspian Basin and their role in forming the oil accumulations in the Lower Pliocene reservoirs. Petroleum Geoscience, 7, 409-417. <https://doi.org/10.1144/petgeo.7.4.409>.
- Folkestad, A., and Satur, N., 2008- Regressive and transgressive cycles in a rift-basin: Depositional model and sedimentary partitioning of the Middle Jurassic Hugin Formation, Southern Viking Graben, North Sea. Sed. Geol., 207, 1-21. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.03.006>.
- Gingras, M.K., MacEachern, J.A., and Dashtgard, S.E., 2012- The potential of trace fossils as tidal indicators in bays and estuaries. In: Modern and ancient depositional systems: perspectives, models and signatures (Eds S.G. Longhitano, D. Mellere and R.B. Ainsworth). Sed. Geol., Special Issue, 279, 97-106. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.05.007>.
- Guliyev, Aliyeva, E., Huseynov, D., Feyzullayev, A., and Mamedov, P., 2011- Hydrocarbon Potential of Ultra Deep Deposits in the South Caspian Basin. Adapted from oral presentation at American Association of Petroleum Geologists - European Region Annual Conference, Kiev, Ukraine, October 17-19, 2010.
- Hudson, S.M., Johnson, C.L., Efendiyeva, M.A., Rowe, H.D., Feyzullayev, A.A., and Aliyev, C.S., 2008- Stratigraphy and geochemical characterization of the Oligocene-Miocene Maikop series: Implications for the paleogeography of Eastern Azerbaijan. Tectonophysics, 451, 40-55. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.045>.
- Jafarzadeh, M., and Hosseini-Barzi, M., 2008- Petrography and geochemistry of Ahwaz Sandstone Member of Asmari Formation, Zagros, Iran: implications on provenance and tectonic setting. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25(2), 247-260. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.12247>.
- Legler, B., Johnso, H.D., Hampson, G.J., Massart, B.G., Jackson, C.L., Jackson, M.D., El-Barkooky, A., and Ravnas, R. 2013- Facies model of a fine-grained, tide-dominated delta: lower Dir Abu Lifa Member (Eocene), Western Desert, Egypt. Sedimentology 60, 1313-1356. DOI: 10.1111/sed.12037.
- Mangano, M.C., and Buatois, L.A., 2004- Ichnology of carboniferous tide-influenced environments and tidal flat variability in the North American midcontinent. In: The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis (Ed. D. McIlroy). Geol. Soc. London Spec. Publ., 228, 157-178. DOI: 10.1144/GSL.SP.2004.228.01.09.

- McIlroy, D., 2007- Ichnology of a macrotidal tide-dominated deltaic depositional system: Lajas Formation, Neuquen Province, Argentina. In Bromley, R.G., Buatois, L.A., Mangano, G., Genise, J.F. & Melchor, R.N. (eds): *Sediment-Organism Interactions: A Multifaceted Ichnology*. SEPM Special Publications 88, 195–211. DOI: <https://doi.org/10.2110/pec.07.88.0195>.
- Nouidar, M., and Chellai, E.H., 2001- Facies and sequence stratigraphy of an estuarine incised-valley fill: Lower Aptian Bouzergoun Formation, Agadir Basin, Morocco. *Cretaceous Research* 22, 93-104. <https://doi.org/10.1006/cres.2000.0239>.
- Olariu C., Steel, R.J., Dalrymple, R.W., and Gingras, M., 2012- The sedimentological, ichnological and architectural characteristics of compound dunes in a tidal seaway, the Lower Baronia sandstones (Lower Eocene), Ager Basin, Spain. In: *Modern and ancient depositional systems: perspectives, models and signatures* (Eds S.G. Longhitano, D. Mellere and R.B. Ainsworth). *Sed. Geol., Special Issue*, 279, 134–155. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2012.07.018.
- Plink-Björklund, P., and Steel, R., 2006- Incised valleys on an Eocene coastal plain and shelf, Spitsbergen e part of a linked shelf-slope system. In: Dalrymple, R.W., Leckie, D.A., Tillmann, R.W. (Eds.), *Incised Valleys in Time and Space*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication 85, Tulsa, 281-308. DOI: <https://doi.org/10.2110/pec.06.85.0281>.
- Ponte, J.P., Robin, C., Guillocheau, F., Popescu, S., and Gaillot, J., 2019- The Zambezi delta (Mozambique channel, East Africa): High resolution dating combining bio- orbital and seismic stratigraphies to determine climate (palaeoprecipitation) and tectonic controls on a passive margin. *Marine and Petroleum Geology*, 105, 293-312. Ponten, A. & Plink-Björklund, P. 2009. Regressive to transgressive transits reflected in tidal bars, Middle Devonian Baltic Basin. *Sedimentary Geology* 218, 48–60. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.07.017>.
- Popov, S.V., Shcherba, I.G., Ilyina, L.B., Nevesskaya, L.A., Paramonova, N.P., Khondkarian, S.O., and Magyar, I., 2006- Late Miocene to Pliocene palaeogeography of the Paratethys and its relation to the Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238, 91–106. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.03.020>.
- Ponten, A. and Plink-Björklund, P., 2009- Regressive to transgressive transits reflected in tidal bars, Middle Devonian Baltic Basin. *Sedimentary Geology* 218, 48–60. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.07.017>.
- Schwartz, R.K., O'Brien, T.J., Barber, D.E., Ness, J.B., and Weislogel, A.L., 2011- Braided channel system in the Paleogene Beaverhead intermontane basin: A longitudinal segment in the paleo-Missouri headwater system of southwest Montana. [abs]: 2011 Annual GSA, Minneapolis. GSA Abstracts with Programs, 43, 431. DOI: 10.13140/RG.2.2.28800.79363.
- Şengör, 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. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.049.01.49>.
- Şengör, 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., and 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. DOI: 10.1002/9781119218395.ch15.
- 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. *Journal of Asian Earth Science*, 67–68, 171–186. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00233-5](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00233-5).
- Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Mosaddegh, H., and 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. <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2013.10.004>.
- Sharafi, M., Ashuri, M., Mahboubi, A., and 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. DOI: 10.1016/j.palwor.2012.06.001.
- Shebl, S., Ghorab, M., Mahmoud, A., Shazly, T., and Shibl, A., 2019- Linking between sequence stratigraphy and reservoir quality of Abu Madi Formation utilizing well logging and seismic analysis at Abu Madi and El Qar'a fields, Nile Delta, Egypt. *Egyptian Journal of Petroleum*, 28, 213-223. <https://doi.org/10.1016/j.ejpe.2019.03.005>.
- Smith-Rouch, L.S., 2006- Oligocene–Miocene Maykop/Diatom Total Petroleum System of the South Caspian Basin Province, Azerbaijan, Iran, and Turkmenistan. U.S. Geological Survey Bulletin 2201-I, 27 p. <http://pubs.usgs.gov/bul/2201/I/index.html>.
- Stampfli, G.M., Marcoux, J., and Baud, A., 1991- Tethyan margins in space and time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87, 373–409. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(91\)90142-E](https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90142-E).
- Terry, R.D., and Chilingar, G.V., 1955- Summary of “Concerning some additional aids in studying sedimentary formations,” by M. S. Shvetsov: *Journal of Sedimentary Research*, 25, 229-234.
- Tessier, B., 2012- Stratigraphy of Tide-Dominated Estuaries. In: *Principles of Tidal Sedimentology* (Eds R.A. Davis, Jr. and R.W. Dalrymple). Springer, New York, 621 p. DOI: 10.1007/978-94-007-0123-6_6.
- Willis, B.J., 2005- Deposits of tide-influenced river deltas. In Giosan, L. & Bhattacharya, J.P. (eds): *River Deltas: Concepts, Models, and Examples*. SEPM, Special Publication 83, 87–129. DOI: 10.2110/pec.05.83.0087.
- 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. <https://doi.org/10.1130/B25690.1>.
- Yoshida, S., 2000- Sequence and facies architecture of the upper Blackhawk Formation and the Lower Castlegate Sandstone (Upper Cretaceous), Book Cliffs, Utah, USA. *Sed. Geol.*, 136, 239–276. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00104-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00104-4).

Original Research Paper

The Development of deltaic depositional system (Miocene) in South Caspian basin

M. Sharafi^{1*}, A. Zeinal zadeh², A. Bayet-Goll³, B. Beiranvand², M. Moradpour⁴, and F. Taati⁵

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Hormozgan, Hormozgan, Iran

² Assistant Professor, Department of Geology, Research Institute of Petroleum Industry (RIPI), Tehran, Iran

³ Assistant Professor, Faculty of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

⁴ Ph.D., Department of Geology, Research Institute of Petroleum Industry (RIPI), Tehran, Iran

⁵ Ph.D., Khazar Oil Company, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2020 September 19

Accepted: 2021 January 10

Available online: 2021 November 01

Keywords:

Paratethys

South Caspian

Miocene

delta

tectonic

ABSTRACT

Miocene siliciclastic sediments with 338 m thick are studied in the southern Neka of Northern Alborz flank. Detailed sedimentology study allows recognition four facies associations consist of delta plain, distributary channel, delta front and pro-delta. Delta plain and tidal flat include heterolithic shale-silt-sand and limestone with fenestral fabric. Distributary channel and delta front associations consist of thin to thick channel shape sandstone, which display coarsening-thickening upward cycles with pro-delta/offshore association. *Ophiomorpha nodosa* and *Thalassinoides* in these sandstones indicate a stressful condition such as sandy mobile substrate, turbidity and highly salinity fluctuation in the sedimentary environment. Shale-silty sediments of the pro-delta association with abundant framboidal and chamber filling pyrite and organic material display anoxic condition of the sedimentary substrate. Introducing Miocene hydrocarbon sediments in the neighboring region like Turkmenistan and Russia and sedimentary characteristics of the pro-delta/offshore shale of the studied succession allow us to introduce those as high potential candidate for hydrocarbon source.

* Corresponding author: M. Sharafi; E-mail: sharafi2262@gmail.com

G.S. Journal. All rights reserved.

doi: 10.22071/GSJ.2021.246219.1837

doi: 20.1001.1.10237429.1400.31.3.10.7



This is an open access article Under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)