

محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های ژوراسیک میانی: مطالعه موردی از برش ناویا در غرب بجنورد، غرب کپه داغ

ندا سرباز، دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

اسداله محبوبی، استاد، گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، ایران*

رضا موسوی حرمی، استاد، گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

محمد خانه باد، استادیار، گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

چکیده

با تکیه بر خصوصیات رخساره‌ای و شکل هندسی لایه‌ها در توالی سیلیسی آواری سازند کشف رود (ژوراسیک میانی) در برش ناویا دو مجموعه رخساره‌ای رودخانه‌ای و دلتایی شناسایی شده است. در توالی رودخانه‌ای ۱۰ رخساره سنگی (Gmm, Gt, Sm, Sp, St, Sr, Sh, Fm, Fl) و چهار عنصر ساختاری (Gcm, FF و CS, SB, SG) شناسایی شد. توالی دلتایی نیز شامل بخش بالایی پیشانی دلتا، بخش انتهایی پیشانی دلتا و پاشنه دلتا است که تحت نفوذ امواج و طوفان بوده است. تعداد ۱۴ گونه متفاوت از ۱۲ جنس فرامینیفر بنتیک در قسمت پیشانی دلتا و پاشنه دلتا شناسایی شد که عمق تقریباً ۵۰ متری را تأیید می‌کند. مطالعات چینه‌نگاری سکانسی به شناسایی ۲ سکانس رسوبی رده سوم منجر شده است. سکانس رسوبی اول با مرز SB₁ بر روی سنگ آهک‌های تریاس در قاعده سازند کشف رود قرار گرفته و مرز SB₂ سکانس دوم در قسمت بالای رخساره پیشانی دلتا قرار دارد. سکانس رسوبی اول در بر دارند دسته رخساره‌ای LST، TST و HST است. سکانس رسوبی دوم تنها از دسته رخساره TST تشکیل شده و ادامه آن در سازند چمن بید است. منحنی تغییرات سطح آب دریا در برش مورد مطالعه تقریباً قابل انطباق با منحنی جهانی تغییرات سطح آب دریا در زمان ژوراسیک میانی است.

کلیدواژه‌ها: ژوراسیک میانی، سازند کشف رود، رخساره‌های سنگی، دلتا و چینه‌نگاری سکانسی.

مقدمه

کمربند کپه داغ با روند شمال‌غرب جنوب شرق میان صفحه‌های توران از شمال و ایران مرکزی در جنوب قرار گرفته است (شکل ۱a) (Jackson et al. 2002). بررسی جغرافیای دیرینه مزوزویک ایران نشان می‌دهد که شرایط سکویی پالئوزویک بدون هیچ گونه رویداد زمین‌ساختی مهمی تا تریاس میانی ادامه یافته است. اما با رخداد کوهزایی سیمیرین پیشین (Early Cimmerian)، چهره حوضه‌های رسوبی ایران تغییر کرده و حوضه رسوبی کپه داغ با بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس شکل گرفته است (Wilmsen et al. 2015; Bayet Goll et al. 2014; Robert et al. 2009a). رسوبات سیلیسی آواری سازند کشف رود (باژوسین باتونین) نماینده اولین نگاشت‌های رسوبی در ناحیه کپه داغ است (Madani 1979; Afshar-Harb 1977) که از کنگلومرا، ماسه‌سنگ و شیل تشکیل شده و در یک محیط عمدتاً عمیق ته‌نشین شده است (Poursoltani et al. 2007; Taheri et al. 2009; Poursoltani and Gibling 2011). بر اساس مطالعه ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های این سازند در غرب کپه داغ خاستگاه زمین‌ساختی منطقه مرتبط با چرخه کوهزایی مجدد بوده و ترکیب ماسه سنگ‌ها عمدتاً ساب لیتارنایت و لیتارنایت است (سرباز و همکاران ۱۳۹۴ و زیرچاپ). به طور کلی سازند کشف رود بیشتر در بخش‌های جنوب شرقی حوضه رخنمون داشته و در قسمت غرب محدود می‌شود. اهمیت این سازند به دلیل وجود مواد آلی فراوان در رسوبات دانه‌ریز است که می‌تواند پتانسیل زیادی در تولید هیدروکربن داشته باشد (Poursoltani and Gibling 2011; Sardar Abadi et al. 2014) از آنجایی که مطالعات محیط رسوبی این سازند قسمت جنوب شرق کپه داغ محدود شده و در قسمت غرب کپه داغ مطالعه‌ای انجام نشده است. بدین منظور این پژوهش برای اولین بار از نظر رخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی مورد بررسی قرار گرفته، امید است که این مطالعه بتواند در بازسازی جغرافیای دیرینه منطقه کمک نماید.

روش مطالعه

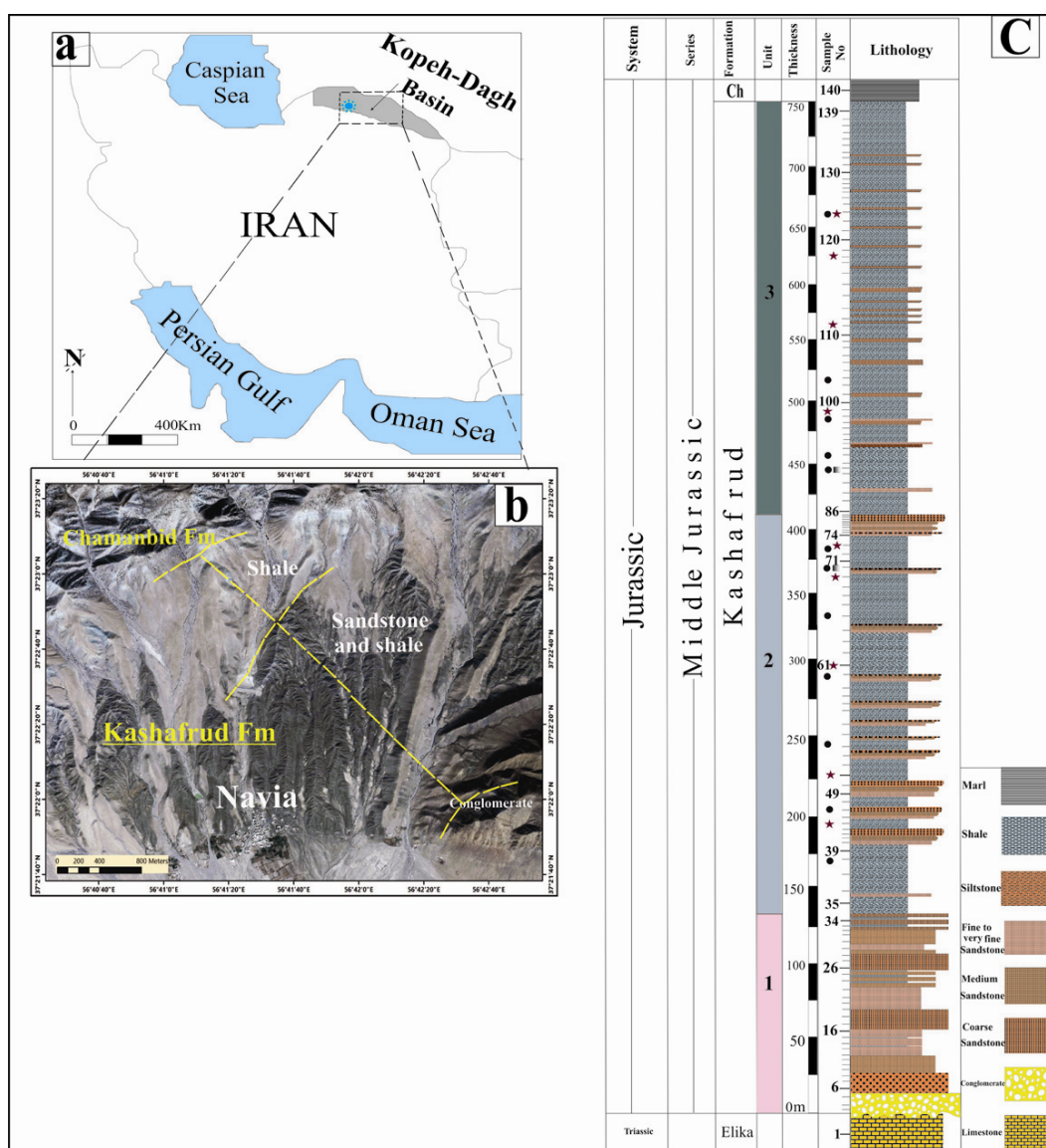
مطالعه سازند کشف‌رود در برش ناویا، از طریق شناسایی رخساره‌های سنگی در صحرا بر پایه شکل هندسی، سنگ‌شناسی و ساختمان‌های رسوبی، بررسی تغییرات جانبی و عمودی رخساره‌ها و نام‌گذاری آن‌ها بر اساس کدهای رخساره‌های میال (Miall 2000, 2006) صورت گرفته است. بررسی‌های تکمیلی آزمایشگاهی نیز با مطالعه ۶۹ مقطع نازک و تعیین شاخص‌های ترکیبی و بافتی در این رخساره‌ها انجام گرفته است. در نام‌گذاری سنگ‌های دانه درشت (کنگلومرا) از طبقه‌بندی‌های پتی‌جان (Pettijohn 1975) و فولک (Folk 1980) و سنگ‌های دانه متوسط (ماسه سنگ) از طبقه‌بندی فولک (Folk 1980) استفاده شده است. ۱۰ نمونه شیل نیز پس از خیس کردن با آب و اضافه کردن آب اکسیژنه، توسط الک ۲/۵ و ۴/۵ فی شسته و پس از خشک شدن توسط میکروسکوپ دو چشمی مطالعه شده است. ۲ نمونه شیل به نمایندگی از واحد فوقانی و ۱ نمونه ماسه‌سنگ از واحد یک توسط میکروسکوپ الکترونی (SEM) مدل LEO1450V مجهز به آنالیزور EDX در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد مطالعه شده است. علاوه بر این آزمایشات ۴۴ ساخت جهت‌دار طبقه‌بندی مورب مسطح، تراف و ریپل مارک نامتقارن نیز برای آنالیز جریان دیرینه برداشت شد و پس از اصلاح به صورت دیگرام‌های گل سرخی نشان داده شده است.

زمین‌شناسی

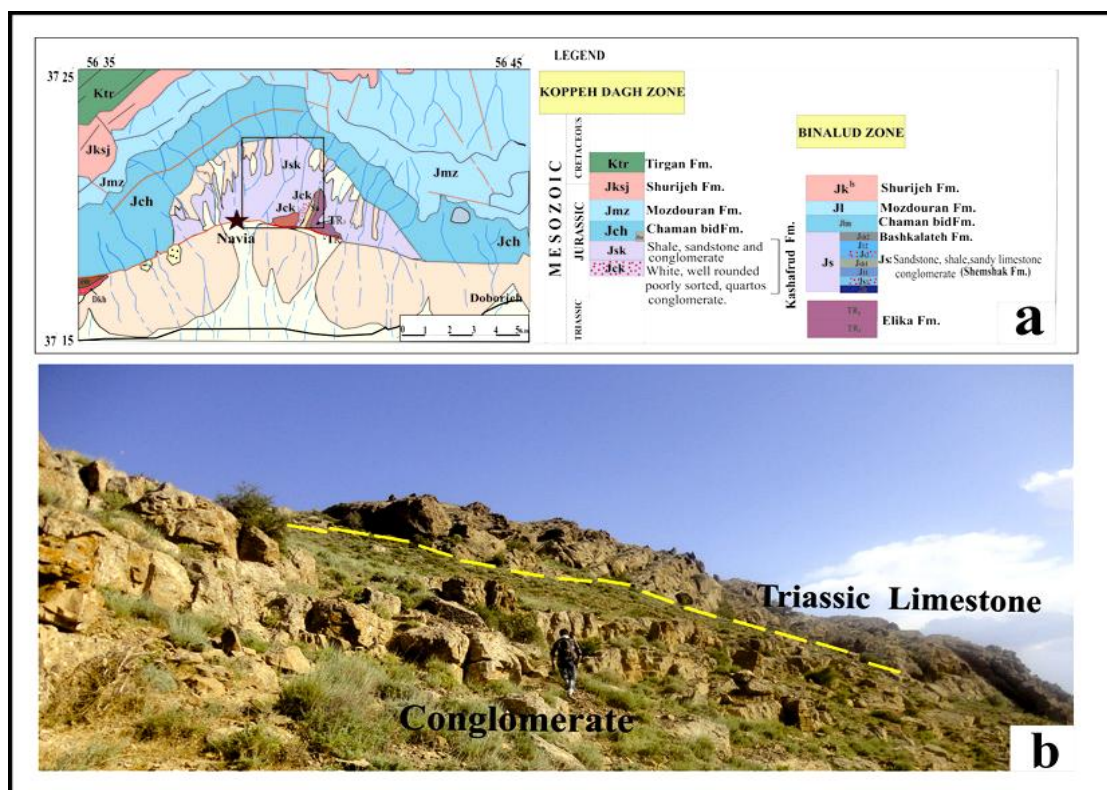
ناحیه مورد مطالعه در شمال شرق روستای ناویا، ۵۹ کیلومتری غرب بجنورد و در محدوده جغرافیایی $37^{\circ}21'$ عرض شمالی و $56^{\circ}42'$ طول شرقی قرار دارد (شکل ۱b). این واحد سنگی ۷۴۹ متر ضخامت داشته و عمدتاً شامل سنگ‌های سیلیسی آواری (کنگلومرا، ماسه سنگ و شیل) است (شکل ۱c). در مورد نام‌گذاری این سازند اختلاف نظر وجود دارد اما بر پایه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰

ماسه‌سنگ و شیل ادامه و به صورت تدریجی به مارن‌های خاکستری رنگ سازند چمن بید تبدیل می‌شود. از نظر سنگ چینه‌ای به سه واحد زیرین (کنگلوмера و ماسه‌سنگ)، میانی (تناوب شیل‌های خاکستری رنگ و ماسه‌سنگ) و بالایی (شیل‌های سیاه رنگ و سیلتستون) تقسیم می‌شود

سنخواست (سهیلی و سهندی ۱۳۷۵) (شکل ۲a) نهشته‌های مورد مطالعه (ژوراسیک میانی) موسوم به سازند کشف‌رود با یک ناپیوستگی دگرشیب بر روی سنگ آهک‌های تریاس سازند الیکا (زون بینالود) قرار گرفته و به صورت تدریجی توسط سازند چمن بید پوشیده شده است (شکل ۲b). در این برش سازند کشف‌رود با کنگلومرای شیری رنگ آغاز و با تناوب



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و ستون چینه سنگی سازند کشف رود در برش ناویا. (a) موقعیت ناحیه مورد مطالعه (ستاره) و حوضه رسوبی کپه داغ در شمال شرق (اقتباس با رسم مجدد از Wilmsen et al. 2009a). (b) تصویر ماهواره‌ای برش ناویا که قاعده و راس سازند مشخص شده است (برگرفته از Google Earth). (c) ستون چینه سنگی.

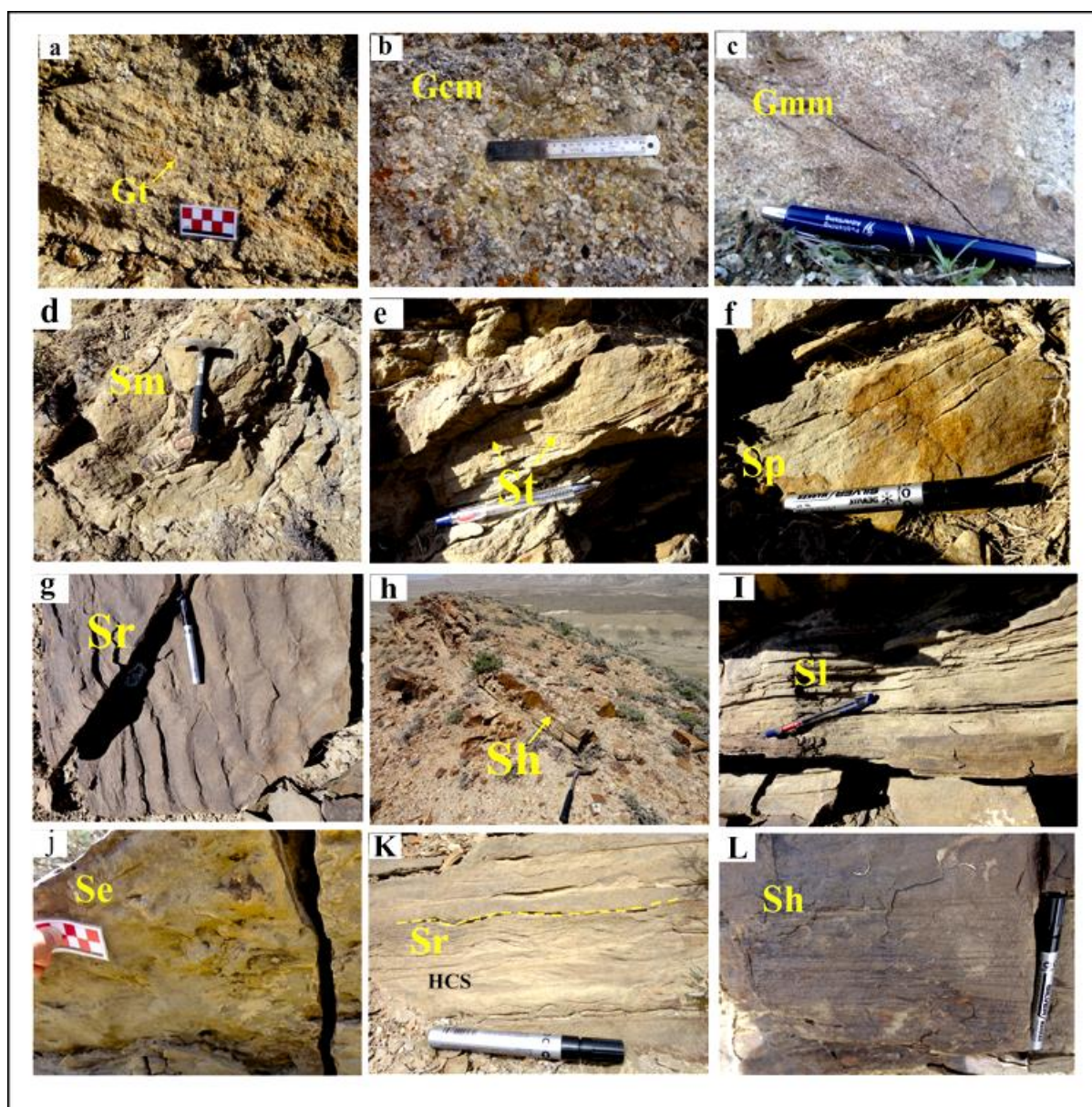


از ۱۰ درجه) (شکل ۳۱) فراوان‌ترین رخساره در واحد دو است. عموماً در اندازه ریز و اغلب همراه با رخساره‌های Sh و Sr مشاهده می‌شود. در بالای این رخساره ماسه سنگ‌های دانه متوسط نیمه زاویه‌دار قرار دارد. رخساره Se (شکل ۳۲) آخرین رخساره ماسه سنگی در ارتباط با کنده شدگی‌های قاعده طبقات ماسه‌سنگی است. این حفرات گاهی با ماسه‌سنگ دانه ریز پر شده‌اند. اندازه دانه‌ها از ۱ تا ۱/۵ میلی‌متر در تغییر است. رخساره‌های ماسه‌سنگی ویژگی‌های میکروسکوپی بسیار مشابهی دارند. حاوی کوارتز مونو کریستالین و پلی کریستالین بوده و بیشتر ساب لیتارنایت و مقدار کم‌تری لیتارنایت با بلوغ کانی‌شناسی بالا، بلوغ بافتی ساب مچور و عمدتاً دانه متوسط و ریز هستند (شکل‌های ۳b,c). لایه‌های مخلوط ایلیت / اسمکتیت کانی رسی سازنده این ماسه‌سنگ‌هاست (شکل ۳d).

رخساره‌های گل‌سنگی

این مجموعه رسوبات در قسمت فوقانی توالی به فراوانی مشاهده می‌شود. اندازه دانه‌ها به سمت انتهای سازند ریزتر شده و شامل دو رخساره سیلستون‌های با لامیناسیون (Fl) و توده‌ای (Fm) است (شکل‌های ۳e,f). ساختار رسوبی لامیناسیون مسطح در اندازه‌های سانتی‌متر تا حدود ۳۰ سانتی‌متر است. سیلستون‌های دارای لامیناسیون به سمت بالا به سیلستون توده‌ای تبدیل می‌شود. در واحد سوم همراه با این رخساره اثر فسیل‌های *Palaeophycus*, *Planolites* و *Rhizocorallium* مشاهده می‌شود (شکل‌های ۳e,f). به طور کلی این رخساره در واحد یک به رنگ قرمز و در واحد سوم رنگ تیره (خاکستری تیره) است. گل‌سنگ‌ها حاوی کوارتز، کانی سنگین زیرکن و کانی‌های رسی (ایلیت) است (شکل‌های ۳g,h,i).

سانتی‌متر با فراوانی کم بر روی رخساره‌های Gmm/Gcm قرار گرفته است. این رخساره به صورت توده‌ای دارای ماسه‌های درشت، نیمه زاویه‌دار و جورشدگی متوسط است (شکل ۳d). رخساره St (ماسه‌سنگ با طبقه‌بندی مورب عدسی) دارای فراوانی بیشتری در واحد یک نسبت به سایر رخساره‌ها است (شکل ۳e). در قاعده ماسه‌سنگ‌ها دارای دانه‌هایی با قطر ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متر با جورشدگی متوسط و نیمه گرد شده تا نیمه زاویه هستند. در این رخساره اندازه دانه به سمت بالا کاهش یافته و به ماسه‌سنگ‌های نازک لایه و دانه ریز رخساره Sp تبدیل می‌شود. در واحد دوم همراه با این رخساره اثر فسیل افیومورفا (*Ophiomorpha*) مشاهده می‌شود (شکل ۳b). با توجه به ضخامت هرسری لایه مورب آن که از چند میلی‌متر تا حداکثر ۵ سانتی‌متر در تغییر است به طور کلی کوچک مقیاس و نیز دارای اثرات گیاهی هستند. رخساره Sp (ماسه‌سنگ با طبقه‌بندی مورب مسطح) (شکل ۳f) در اندازه ریز تا متوسط (میانگین اندازه ۰/۲mm) دیده می‌شود. لایه‌های مورب با زاویه کم بوده و در جهت عمودی به رخساره Sr تبدیل می‌شود. رخساره Sr (شکل ۳g) با لایه و لامیناسیون ریپلی در ماسه‌سنگ‌های ریز تا متوسط (میانگین ۰/۴mm) و با جورشدگی خوب و نیمه گرد شده تشکیل شده است. در واحد یک ریپل‌ها به صورت نامتقارن و دارای خط‌الراس مستقیم هستند. لایه و لامیناسیون مورب ریپلی در واحد دو به صورت متقارن همراه با ایکنوفسیل (*Palaeophycus*) و (*Thalassinoides*) مشاهده می‌شود (شکل‌های ۳c,d). مهم‌ترین ساختار رسوبی در رخساره Sh لایه‌بندی و لامیناسیون‌های موازی یا افقی است (شکل ۳h). اندازه ذرات متوسط تا ریز با جورشدگی متوسط و ضخامت کم‌تر از ۵۰ سانتی‌متر است. در قسمت‌هایی از توالی که رخساره Sh دانه‌ریز است با رخساره‌های گلی در تناوب بوده و در واحد دوم به فراوانی همراه با رخساره Sl دیده می‌شود (شکل ۳L). رخساره Sl (لایه و لامیناسیون مورب با زاویه کم‌تر



۳- تصاویر صحرایی رخساره‌های سنگی کنگلومرای و ماسه‌سنگی توالی مورد مطالعه (a). کنگلومرا با لایه‌بندی مورب عدسی شکل (Gt). (b) کنگلومرای غنی از قطعه و دانه پشتیبان (Gcm). (c) کنگلومرای غنی از ماتریکس (Gmm). (d) ماسه‌سنگ با لایه‌بندی توده‌ای در واحد یک (Sm). (e) ماسه‌سنگ با طبقه‌بندی مورب تراف در واحد یک (St). (f) رخساره ماسه‌سنگی با طبقه‌بندی مورب مسطح در واحد یک (Sp). (g) رخساره ماسه‌سنگی با لایه ریپلی نامتقارن در واحد یک (Sr). (h) رخساره ماسه‌سنگی با لایه‌بندی موازی در واحد یک (Sh). (i) ماسه‌سنگ با طبقه‌بندی مورب با زاویه کم (Sl) در واحد دوم. (j) ماسه‌سنگ با قاعده فرسایشی (Se). (k) طبقه‌بندی مورب پشته‌ای (HSC) و لامیناسیون مورب ریپلی متقارن (Sr) در واحد دوم. (l) لامیناسیون موازی در واحد دوم.

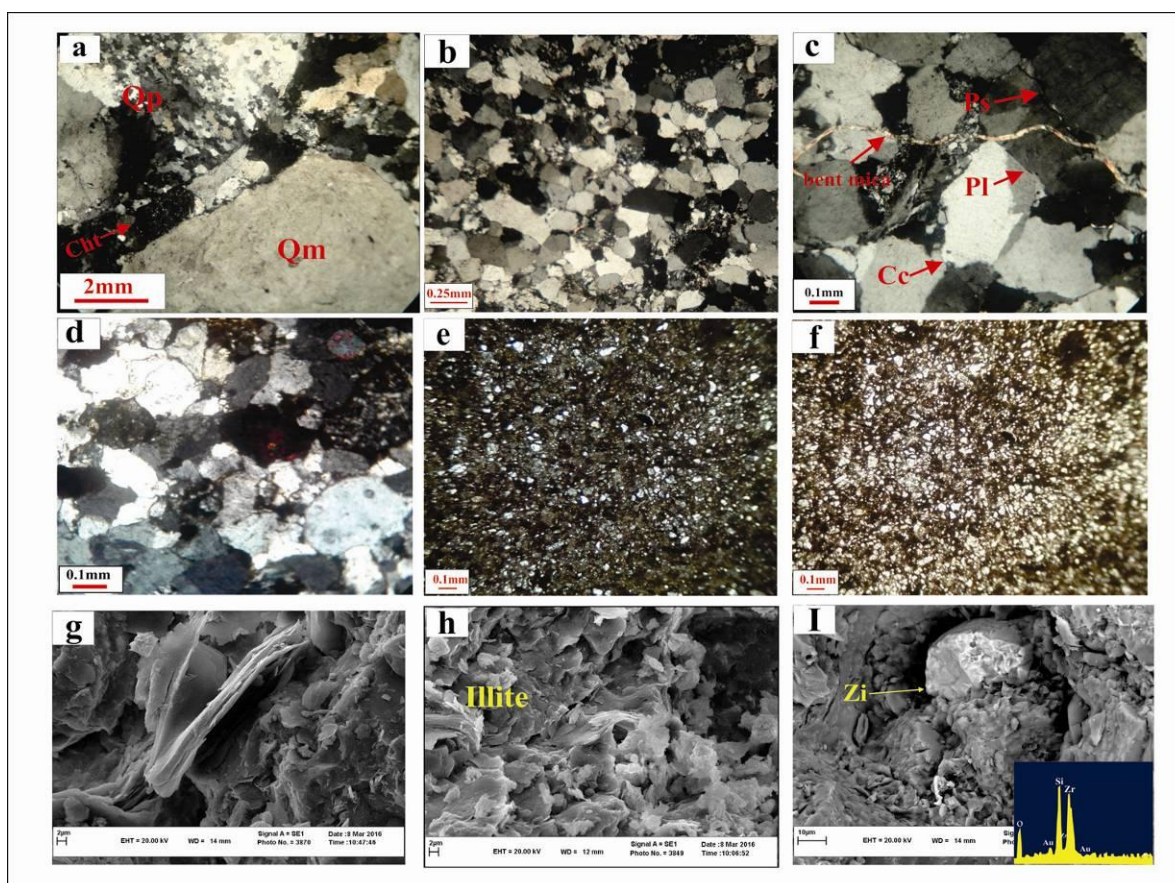
عناصر ساختاری

بر پایه مجموعه رخساره‌های سنگی، شکل هندسی، اندازه دانه‌ها و بررسی تغییرات آن‌ها به صورت جانبی و عمودی

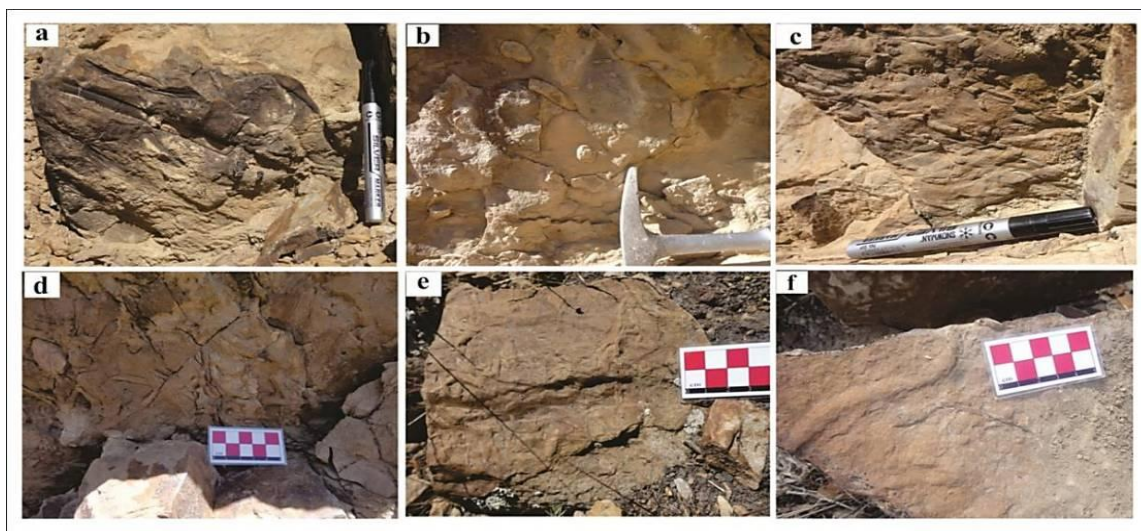
چهار عنصر ساختاری (SB, FF, SG, و CS) در واحد یک توالی مطالعه شده شناسایی شده است. عنصر SG از رخساره‌های سنگی Gt, Gcm و Gmm تشکیل و به شکل

مربوط به رسوبات خارج از کانال و شامل رخساره‌های سنگی دانه‌ریز Fl و Fm است. در توالی مورد مطالعه رسوب‌گذاری بار معلق در بخش فوقانی اشکال لایه‌ای ماسه‌ای مشاهده شده است (شکل‌های ۶b,c). عنصر ساختاری کروس پهن (CS) با لایه‌های افقی در اندازه ماسه‌ریز تا متوسط در میان شیل‌های قرمز قرار گرفته و به عنوان رسوبات خارج از کانال رودخانه در نظر گرفته می‌شود. ضخامت این رسوبات نیم‌متر است که به صورت جانبی به فرم عدسی کم می‌شود (شکل ۶d). مرز زیرین و بالای آن مشخص و از رخساره‌های سنگی Sh و Sp تشکیل شده است.

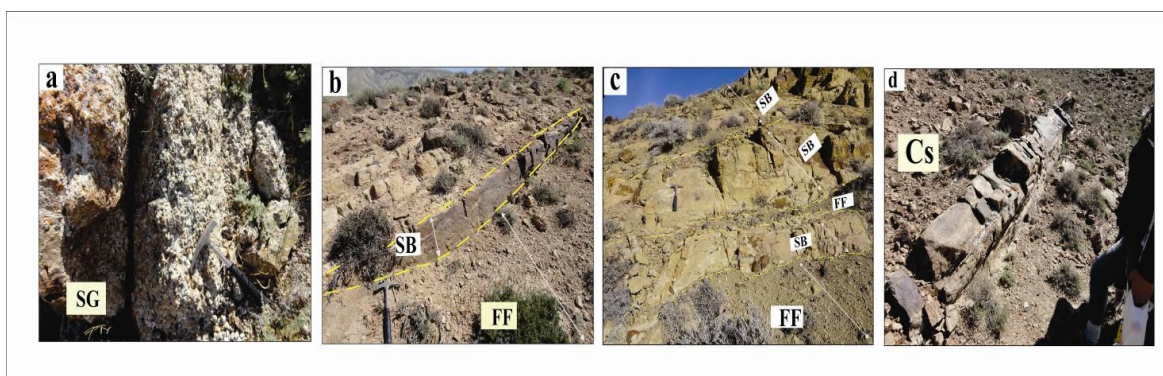
کشیده در پایین‌ترین قسمت واحد قرار دارد (شکل ۶a). این عنصر ساختاری عمدتاً تحت تأثیر فرایندهای گرانشی و به فرم جریان‌های خرده‌دار بر جای گذاشته شده‌اند (Wakafeld et al. 2015). عنصر SB به صورت اشکال هندسی ورقه‌ای و نیز گسترده در اندازه ماسه بسیار ریز تا درشت از فراوان‌ترین عناصر ساختاری است که به رسوبات پرکننده کانال در واحد یک توالی و به طور گسترده مشاهده می‌شود (شکل‌های ۶b,c). این عنصر ساختاری عمدتاً از ماسه‌سنگ‌های با لایه‌بندی توده‌ای، تراف، مورب مسطح و افقی و رخساره‌های FF تشکیل شده است. عنصر ساختاری St, Sp, Sh, Sm



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی و صحرایی از رخساره‌های سازند کشف‌رود در برش مورد مطالعه (a) کنگلومرای دانه پستیان، (Qp) کوارتز پلی کریستالین، چرت، (Ch)، (Qm) کوارتز مونوکریستالین، (b,c) ماسه‌سنگ ساب لیتارنایت با بلوغ ترکیبی بالا (d) تصویر SEM مخلوط ایلیت / اسمکتیت. (e) گل‌سنگ با لامیناسیون موازی و مورب (f, Fl) گل‌سنگ توده‌ای (Fm). (g) تصویر میکروسکوپی از نمونه گل‌سنگ (XPL). (h) کانی رسی ایلیت. (i) تصویر SEM به همراه آنالیز EDX از کانی سنگین زیرکن.



شکل ۵- انواع اثر فسیل در رسوبات دلتایی. (a) فسیل گیاهی در قسمت پیشانی دلتا. *Ophiomorpha* (b) در قسمت بالای پیشانی دلتا. *Palaeophycus* (c) در قسمت بالای پیشانی دلتا. *Thalassinoides* (d) در قسمت بالای پیشانی دلتا. *Planolites* (e) در قسمت انتهایی پیشانی دلتا. *Rhizocorallium* (f) در قسمت انتهایی پیشانی دلتا.



شکل ۶- عناصر ساختاری سازند کشف رود. (a) عنصر ساختاری جریان گراویده‌ای (SG). (b,c) تناوب عناصر ساختاری اشکال لایه‌ای ماسه‌ای (SB) و دشت سیلابی (FF) به فرم سیکل‌های ریزشونده به سمت بالا، جهت دید به سمت شمال. (d) کروس پهن (Cs) که از رخساره ماسه سنگی با لایه‌بندی مسطح و موازی و در میان رخساره‌های شیلی تشکیل شده است، جهت دید به سمت شمال شرق.

بحث

کنگلومرایی و عنصر ساختاری SG شامل Gt، Gmm و Gcm شروع می‌شود. به طور کلی رخساره‌های دانه درشت در اثر جریان‌های خطی و آشفته که دارای گرانروی بالایی هستند درون بخش عمیق کانال تشکیل شده (Armas et al. 2014) و به سمت بالا به عنصر ساختاری SB با رخساره‌های Sp، St، Sm و Sr تبدیل می‌شود. در بخش‌های فوقانی اشکال لایه‌ای ورقه‌ای عناصر ساختاری CS و FF با ضخامت کمی بر روی ماسه‌سنگ‌های ریز قرار گرفته‌اند و آثار گیاهی به خوبی در

با توجه به بررسی رخساره‌های سنگی، عناصر ساختاری و با استناد به شواهد زیر، نهشته‌های سازند کشف رود در برش مورد مطالعه در دو محیط رودخانه‌ای و دلتایی بر جای گذاشته شده است.

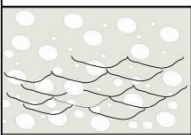
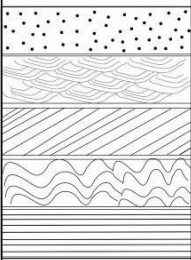
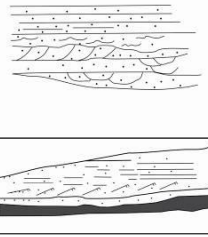
محیط رودخانه‌ای

همان‌طور که عنوان شد قاعده سازند کشف رود با رسوبات

مانند چرخه‌های ریزشونده به سمت بالا و فراوان بودن رخساره‌های ماسه سنگی با ترکیب عمدتاً ساب لیتارنایت و گردش‌گی خوب دانه‌ها نسبت به رخساره‌های کنگلومرایی، همراه با ساخت‌های رسوبی طبقه‌بندی مورب تراف و آثار گیاهی در شیل‌های قرمز دشت سیلابی همگی نشان‌دهنده شرایط رودخانه مئاندری است. اندیس هوازدگی شیمیایی محاسبه شده برای نهشته‌های این قسمت حاکی از هوازدگی نسبتاً شدید در ناحیه منشأ و مرتبط با آب و هوای گرم و نیمه مرطوب است (سرباز و همکاران. زیر چاپ).

این قسمت مشاهده شد. در مجموعه CS نیز در رخساره ماسه ای دانه ریز Sh در هنگام وقوع طغیان رودخانه در رژیم جریان بالا در دشت سیلابی تشکیل شده و در اثر فروکش جریان‌های سیلابی رخساره Fl نیز تشکیل شده است (Ghazi and Mounteny 2009; Higgs et al. 2012; Javidan et al. 2015). با توجه به آنالیز داده‌های جریان دیرینه (Paleocurrent) که جهت‌گیری جنوب- جنوب شرق به شمال- شمال غرب را برای رسوبات آواری آن زمان نشان می‌دهد، منشأ این رسوبات احتمالاً از سمت جنوب کپه داغ بوده است. شواهدی

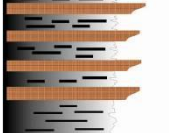
جدول ۱- رخساره‌های سنگی و عناصر ساختاری شناسایی شده در واحد یک (رودخانه) در برش ناویا

Lithology	Lithofacies	Code	Structures	Architectural element	Geometry
	Conglomerate	Gcm Gt Gmm	Clast supported with graded bedding Trough cross-bedded Matrix supported	Sediment Gravity	
	Sandstone	Sm St Sp Sr Sh	Massive Trough cross-bedded Planar crass-bedded Ripple Horizontally bedded	Sandy Bedform Crevasse splay	
	Mud rock	Fl Fm	Laminated Massive	Flood Plain	

نشان می‌دهد که رسوبات دلتایی در سه بخش بالایی و انتهایی پیشانی دلتا و نیز پاشنه دلتا بر جای گذاشته شده‌اند (جدول ۲).

ویژگی‌های رسوبی، رخساره‌های رسوبی و نوع اثر فسیل‌ها محیط دلتایی

جدول ۲- رسوبات دلتایی در برش ناویا در یک توالی عمیق شونده

Lithology	Lithofacies	Ichnofacies	Description	environments	Delta ↑ Deepening
	Mudstone	—	Black Shale, poorly influenced by traction and storm	Prodelta	
	Fm Fl	Palaeophycus Rhizocorallium Planolites,	Massive and Laminated siltstone fining upward.	Distal delta front	
	Sl Sh Sr HCS St Sm	Ophimorpha Palaeophycus Thalassinoides	Gray shales with interbedded sandstone (Coarseing up-ward)	Proximal delta front	

بخش بالایی پیشانی دلتا (proximal delta front)

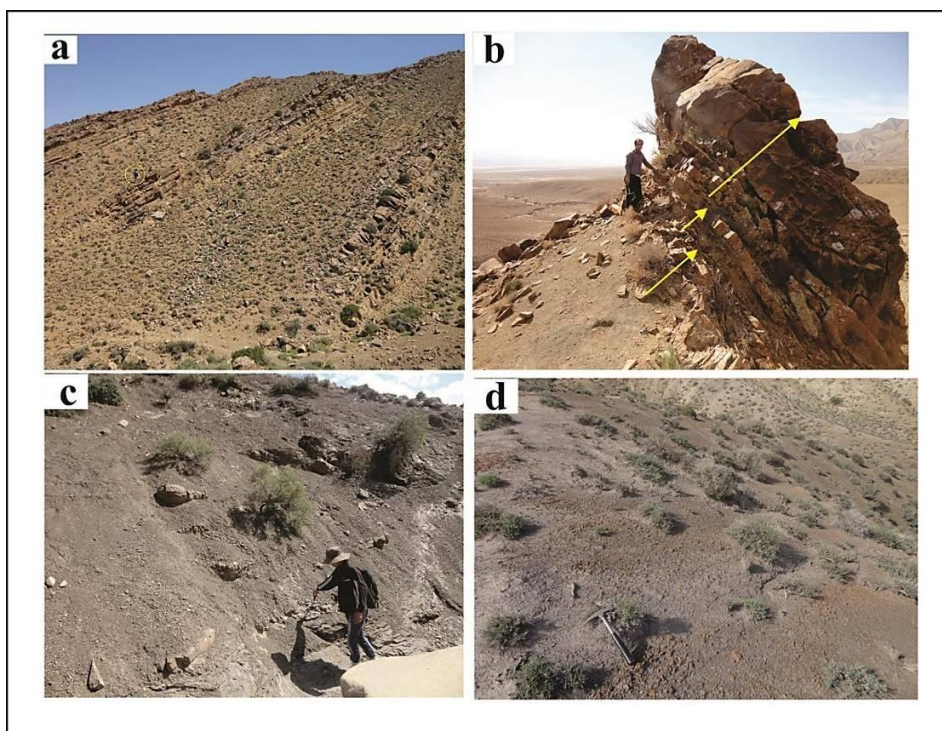
این بخش از چندین سیکل درشت‌شونده شامل شیل و ماسه‌سنگ‌های دانه ریز تا درشت به ضخامت ۵۰ سانتی‌متر تا حداکثر ۷ متر تشکیل شده است (شکل‌های Va,b) (Bhattacharya 2006; Flaig et al. 2016). لایه‌های این بخش از ضخیم‌ترین و دانه درشت‌ترین ماسه‌سنگ‌ها تشکیل شده و مرز آن‌ها به صورت مشخص و واضح است. ساختارهای رسوبی غالب لامیناسیون‌های مورب با زاویه کم، موازی، لامیناسیون‌های مورب ریپلی موجی و به میزان کم تر لایه‌های توده‌ای، هوموکی و طبقه‌بندی مورب تراف است. همچنین ساختارهای تغییر شکل یافته و نیز آثار بر جای مانده از قطعات گیاهی نیز دیده می‌شود (شکل ۵a). وجود اثر فسیل *Ophiomorpha* همراه با رخساره St در اندازه ریز تا متوسط موید امواج و جریان‌های با انرژی بالا در حاشیه ساحل است (Einsele 2000; Alvan and Eynatten. 2014). در قسمت بالای این بخش اثر فسیل *Palaeophycus* و *Thalassinoides* به میزان اندک همراه با طبقات مورب تراف و لامیناسیون‌های مورب ریپلی مشاهده می‌شود که نشانگر رسوب‌گذاری در محیط‌های کم عمق و پر انرژی است (Gingrus et al. 2012; Zaki and Fattah. 2016). ریپل‌های موجی نیز آشفتگی و شرایط با انرژی بالا در قسمت بالای قاعده موج‌ها را نشان می‌دهد (Zaki and Fattah 2016). اگرچه ساختارهای موجود نظیر لامیناسیون‌های مورب با زاویه کم و موازی تأثیر امواج به موازات ساحل (Long shore) را در محیط دلتایی نشان می‌دهد اما وجود طبقه‌بندی مورب تراف و چینه‌بندی مورب پشته‌ای اثرات جریان‌ات طوفانی را نیز تأیید می‌کند (Edwards et al. 2005; Hampson 2010). به طوری که تقابل جریان‌های طوفانی و امواج به تشکیل رسوبات دلتایی تحت نفوذ امواج و طوفان منجر شده است.

بخش انتهایی پیشانی دلتایی (distal delta front)

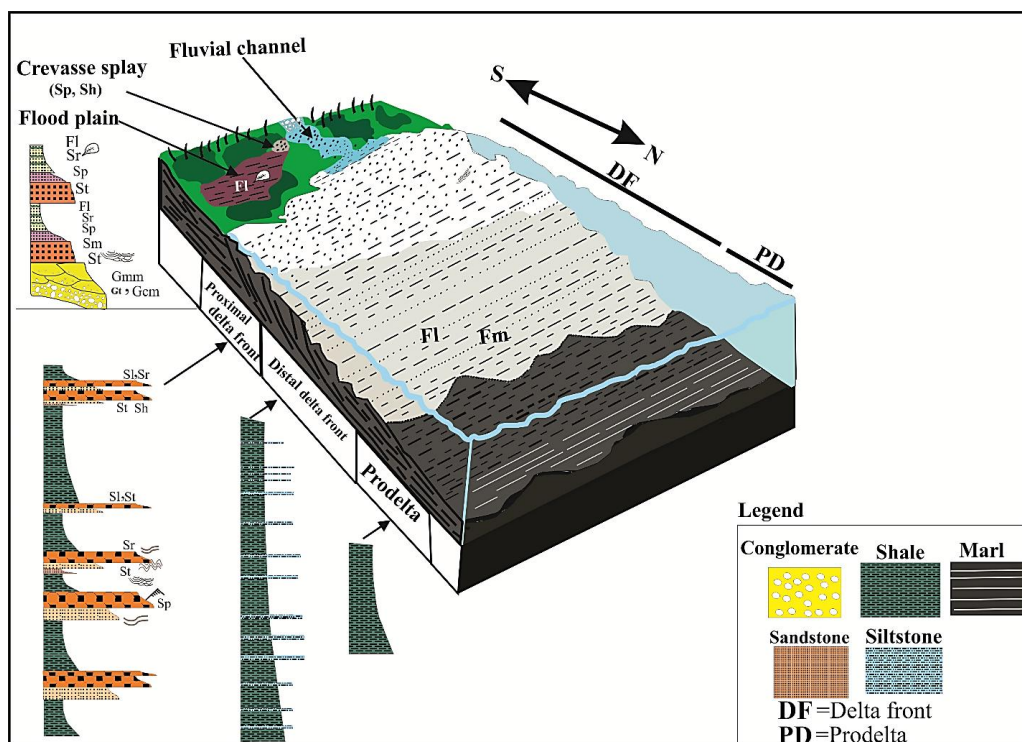
بدنه اصلی این بخش را نهشته‌های دانه‌ریز شیل و سیلتستون به رنگ سیاه و زیتونی همراه با لایه‌هایی با ضخامت در حد سانتی‌متر و حداکثر نیم‌متر ماسه‌سنگ‌های بسیار ریز تشکیل داده است (شکل VC). گاهی لایه‌های شیلی - سیلتستونی تناوب خیلی کوچک مقیاسی را به طور منظم نشان می‌دهند. این بخش از نهشته‌های بالایی پیشانی دلتا با توجه اندازه دانه، ضخامت لایه‌ها و ویژگی رخساره‌ای قابل تفکیک است. رخساره‌های این بخش Fl (و Fm) حاوی اثر فسیل‌های *Planolites*, *Palaeophycus* و *Rhizocorallium* است. که حاصل فعالیت موجودات از مواد معلق و مواد رسوبی است (Sharafi et al. 2012). رخساره‌های گل‌سنگی از تهنشینی ذرات دانه‌ریز در زیر قاعده امواج در بخش دور از ساحل، در شرایط مساعد و کاهش انرژی ایجاد شده است (Einsele 2000; Alvan and Eynatten 2014). انتهای این بخش در نهایت به صورت تدریجی به رخساره‌های قسمت انتهایی دلتا (Prodelta) تبدیل می‌شوند.

بخش پاشنه دلتا (prodelta)

این بخش به طور غالب از شیل سیلتی و رسی تشکیل شده است (شکل Vd). بر اساس ارتباط ژنتیکی، این رسوبات به رسوبات دانه‌ریز بخش انتهایی دلتا تبدیل می‌شوند که در شرایط کم انرژی و احیایی بر جای گذاشته شده‌اند (Hori et al. 2002). مطالعه فرامینفرهای بتتیک کوچک در شیل‌های دلتایی به شناسایی ۱۴ گونه متفاوت از ۱۲ جنس منجر شده است (پلیت ۱). اجتماع این میکروفسیل‌ها برای اولین بار از این سازند گزارش می‌شود. که یک محیط کم عمق نزدیک به ساحل (تقریباً ۵۰ متری) را تأیید می‌کند (Murray 1991). با توجه به رخساره‌ها و اختصاصات ساختی و بافتی شناسایی شده مدل شوماتیک محیط رسوب‌گذاری این سازند در برش مورد مطالعه در شکل ۸ نشان داده شده است.



شکل ۷- تصاویر صحرایی از مجموعه رسوبات دلتایی (a) بخش بالایی پیشانی دلتا (b) سیکل‌های درشت شو از ماسه سنگ‌های ضخیم لایه بخش بالایی پیشانی دلتا. (c) بخش انتهایی پیشانی دلتا. (d) شیل‌های بخش پاشنه دلتا.

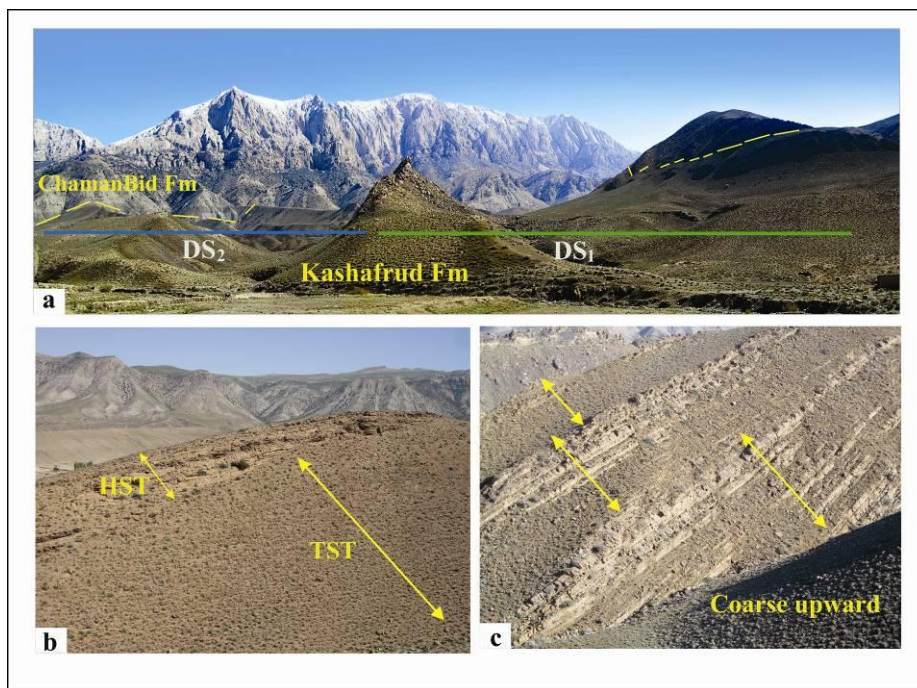


شکل ۸- مدل رسوبی پیشنهادی برای سازند کشف رود در برش ناویا (بدون مقیاس).

چینه‌نگاری سکانشی

تغییرات جانبی رخساره‌های رسوبی تحت کنترل محیط رسوبی و طرح انبارش عمودی تحت تأثیر تغییرات سطح آب دریا بوده و توسط چینه‌نگاری سکانشی تعریف می‌شود (Catuneanu et al. 2011). بررسی تغییرات عمودی توالی مورد مطالعه نشانگر پیشروی یک توالی دلتایی در طی دو سکانش رسوبی رده سوم است (شکل ۹a). با توجه به عدم وجود اطلاعات دقیق از سن سازند کشف‌رود در برش ناویا در مطالعات چینه‌نگاری سکانشی از سن قسمت جنوب شرق کپه داغ (باژوسین پسین تا باتونین زیرین Poursoltani and Gibling, 2007) استفاده شده است. سازند کشف‌رود در این برش با ضخامت ۷۴۹ متر از دو سکانش رسوبی (DS_2 و DS_1) تشکیل شده است (شکل ۱۰a). مرز زیرین سکانش اول با توجه به نهشته شدن کنگلومرای رودخانه‌ای از نوع SB_1 که به فرم دگرشیب بر روی سنگ آهک‌های تریاس سازند الیکا قرار دارد. مرز فوقانی نیز از نوع SB_2 در قسمت بالای رخساره پیشانی دلتا است. این سکانش ۴۰۰ متر ضخامت دارد و شامل دسته رخساره‌های LST ، TST و HST است. دسته رخساره LST به ضخامت ۱۳۵ متر شامل رسوبات قاره‌ای است که در شرایط بالا بودن نرخ تأمین رسوب نسبت به فضای رسوب‌گذاری تشکیل شده است (شکل ۱۰b). مرز فوقانی آن به وسیله سطح پیشروی (Transgressive surface) مشخص می‌گردد. بر روی آن دسته رخساره TST به ضخامت ۵۰ متر قرار دارد که شامل شیل‌های توده‌ای است که گاهی میان لایه‌های نازکی از ماسه‌سنگ در آن مشاهده می‌شود (معرف نرخ کم رسوب‌گذاری و افزایش فضای رسوب‌گذاری) است (شکل ۹b و ۱۰c). این مجموعه رسوبی

مربوط به قسمت بالای پیشانی دلتاست در زمانی که در اثر پیشروی دریا تشکیل شده است. حداکثر سطح غرقابی یا بالاترین حد پیشروی آب دریا (MFS) در قسمت بالای رخساره پیشانی دلتا قرار دارد. دسته رخساره HST با ضخامت ۲۱۵ متر از ۱۲ پاراسکانش کم عمق‌شونده و درشت‌شونده ساخته شده است (شکل ۹c و ۱۰c). پاراسکانش‌های کم عمق شونده با ضخامت حداقل ۵۰ سانتی‌متر و حداکثر ۷ متر قابل انطباق با چرخه‌های چهارم و پنجم هستند. در هنگام سکون نسبی و همچنین افت سطح دریا تشکیل شده‌اند. سکانش رسوبی دوم دارای ۳۴۹ متر ضخامت و توسط مرز سکانشی دوم SB_2 از سکانش رسوبی اول جدا می‌شود (شکل ۱۰d). این سکانش تنها از دسته رخساره TST با رخساره‌های Fm و Fl تشکیل شده که به صورت پیشرونده به شیل‌های عمیق تیره رنگ بخش پاشنه دلتا تبدیل می‌شود. ادامه این دسته رخساره و سطح حداکثر گسترش آب دریا (MFS) را باید در نهشته‌های بالایی سازند چمن بید جستجو کرد. منحنی‌های جهانی سطح آب دریا در مقیاس جهانی در طی ژوراسیک پیشین موید افت سطح آب دریا است که با بالا آمدن آن در زمان ژوراسیک میانی دنبال می‌شود (Haq et al. 1978). ویلمسن و همکاران (Wilmsen et al. 2009a) با بازنگری چینه‌شناسی در توالی‌های ژوراسیک البرز یک عمیق‌شدگی یکباره در ابتدای ژوراسیک میانی (آلنین - باژوسین) نشان داده‌اند که پس از کم عمق شدن در زمان باژوسین پسین مجدداً در زمان باتونین زیرین عمیق شده است. مقایسه منحنی تغییرات سطح آب دریاها در ناحیه مورد مطالعه با منحنی جهانی (Haq et al. 1987) و نیز تغییرات عمق رسوبی حوضه‌های البرز تقریباً انطباق دارد.



شکل ۹- تصاویر صحرایی آنالیز چینه‌نگاری سکانسی سازند کشف‌رود در برش ناویا (a) نگاه به سمت شرق دو سکانس رسوبی. (b) دسته رخساره‌های پیشروی (TST) و سکون آب دریا (HST) در هنگام رسوب‌گذاری بخش بالایی پیشانی دلتا (دید به سمت شمال). (c) پاراسکانس‌های درشت‌شونده و کم‌عمق‌شونده در بخش بالایی پیشانی دلتا (دید به سمت شمال شرق).

جغرافیای دیرینه

در زمان ژوراسیک میانی ایران در بخش شمالی اقیانوس نئوتتیس و قسمت جنوب صفحه توران و نیز در عرض جغرافیایی بین 25° تا 30° درجه شمالی قرار داشته (Thierry 2000) و احتمالاً درجه حرارت آن در حدود ۲۵ تا ۲۷ درجه بوده است (Habicht 1979). در این زمان غرب حوضه کپه داغ همراه با حوضه کاسپین جنوبی در حال فرونشینی بوده و در این مدت دو حوضه به هم مرتبط بوده‌اند. اما در ترشیاری در ناحیه کپه داغ و البرز در اثر بالا آمدگی و در زمانی که حوضه کاسپین جنوبی همچنان در حال فرونشینی بوده است، ارتباط این دو حوضه قطع می‌شود (پورتقوی و همکاران ۱۳۹۰). سازند کشف رود در یک چنین حوضه درون قاره‌ای بزرگ و در حال فرونشینی رسوب‌گذاری کرده است (Wilmsen et al. 2009a,b). با توجه به ضخامت‌های متفاوت این سازند در بخش‌های مختلف حوضه کپه داغ و مدت زمان رسوب‌گذاری

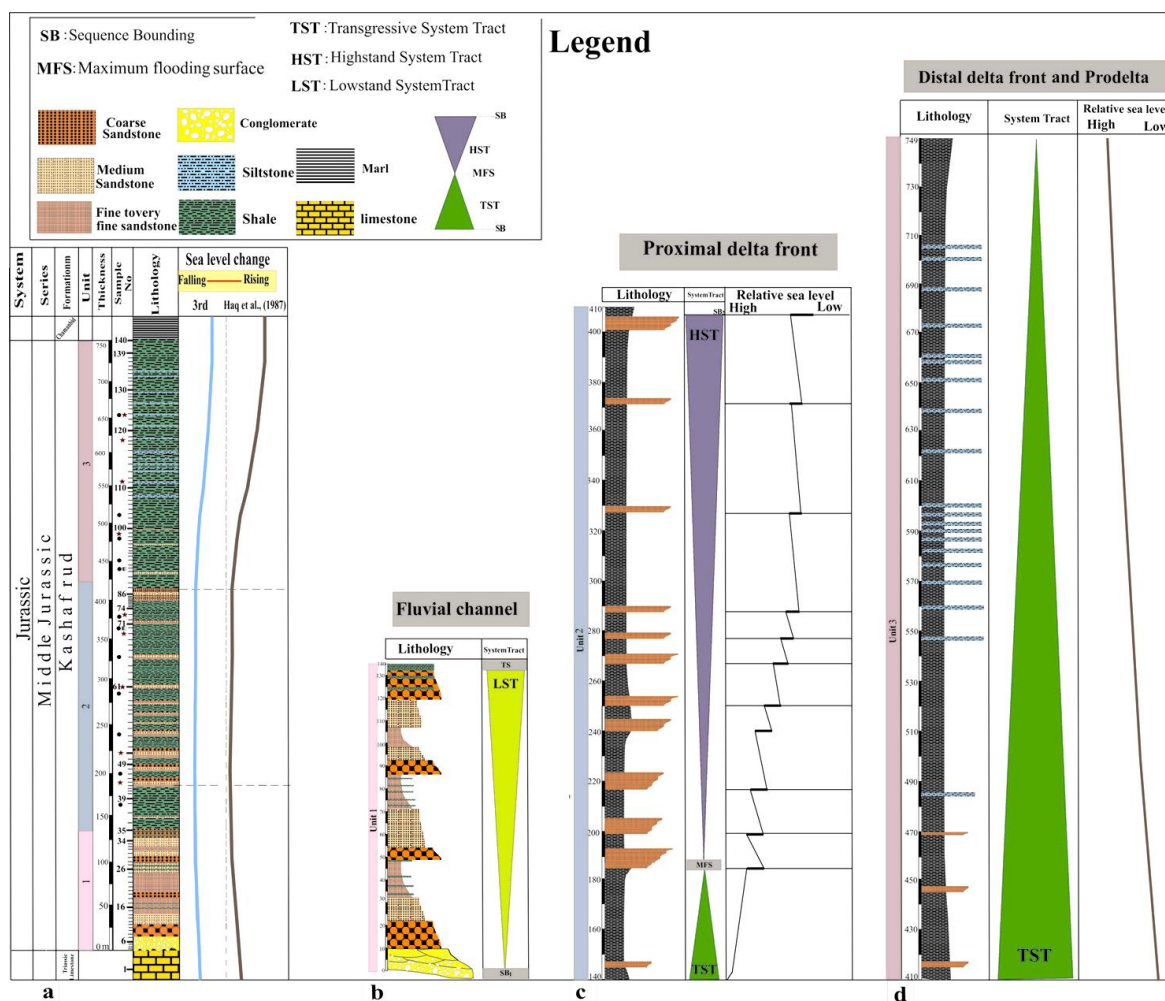
این سازند (۶/۹ میلیون سال) و همچنین با در نظر گرفتن نرخ رسوب‌گذاری جهانی که به‌طور متوسط ۵۰ متر در هر میلیون سال است (Poursoltani and Gibling 2007) نرخ رسوب‌گذاری در این سازند نسبتاً بالا بوده است. این رسوبات در طی دو سکانس رسوبی (عمدتاً پیشرونده) تشکیل شده است که می‌تواند ناشی از تغییرات جهانی و نیز محلی باشد.

نتیجه

سازند سیلیسی آواری کشف‌رود در برش مورد مطالعه دارای ضخامت ۷۴۹ متر (کنگلومر، ماسه‌سنگ و شیل) است که در محیط‌های رودخانه‌ای و دلتایی بر جای گذاشته شده است. رخساره‌های رودخانه‌ای (Gcm, Gt, Gmm, Sm, St, Sp, Sr, Sh, Fm, Fl) ۳ دسته دانه درشت، دانه متوسط و دانه ریز هستند که چهار عنصر ساختاری (SG, SB, CS, FF) را تشکیل داده‌اند. توالی دلتایی بر اساس خصوصیات رسوب‌شناسی

رسوبی رده سوم تشکیل شده است که تقریباً منطبق با تغییرات سطح آب دریا در مقیاس جهانی در زمان ژوراسیک میانی هستند.

شامل ۳ رخساره بخش بالایی پیشانی دلتا، بخش انتهایی پیشانی دلتا و پاشنه دلتا است. در قسمت دلتایی وجود فرامینفرهای بتیک کوچک عمق تقریباً ۵۰ متر را نشان می‌دهند. رسوبات سازند کشف‌رود در طی دو سکانس



شکل ۱۰- آنالیز چینه‌نگاری سکانش سازند کشف رود به تفکیک هر یک از واحدها. (a) ستون چینه‌سنگی همراه با مقایسه منحنی تغییرات سطح آب دریا در این برش با نمودار جهانی (Haq et al. 1987). (b) واحد یک رسوبات رودخانه‌ای در هنگام افت سطح آب دریا (LST). (c) واحد دوم از قسمت بالایی پیشانی دلتا شامل پاراسکانس‌های درشت شونده (HST). (d) واحد سوم از قسمت پیشانی دلتا و پاشنه دلتا (TST).

سپاسگزاری

زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد به سبب فراهم کردن امکانات مورد نیاز و داوران محترم این مقاله که با نظرات سازنده خویش به بالا بردن سطح علمی این مقاله کمک کرده‌اند، سپاسگزاری می‌شود.

از جناب آقای دکتر نارام بایت گل برای کمک‌های فراوان‌شان در معرفی سازند کشف‌رود و نیز از آقای دکتر Matthias Franz از اداره زمین‌شناسی آلمان برای نام‌گذاری نمونه‌های میکروفسیل صمیمانه سپاسگزاری می‌شود. همچنین از گروه

منابع

- Posamentier), SEPM Spec. Publication, v. 84, p. 237–292.
- Catunea, O., 2006, Principle of sequence Stratigraphy: Elsevier, New York, 386p.
- Catunea, O. W. E. Galloway Kendall, Ch. G. St. C. A.D. Miall, H. W. Posamentier, A. Strasser, and E. Tucker, 2011, Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature: Newsletters on Stratigraphy, v. 44/3, p. 173–245.
- Edwards, Ch., J. Howell, and T. Fint, 2005, Depositional and stratigraphic architecture of the santonian emery sandstone of the Mancos shale: Implicati. Jurnal of sedimentary Research, v. 75, p. 280–299.
- Einsele, G., 2000, Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget, second ed. Springer Verlag, Berlin, 781 p.
- Flaig, P.P., S.T. Hasiotis, and A.T. Jackson, 2016, An Early Permian, paleopolar, postglacial, river dominated deltaic succession in the Mackellar–Fairchild formations at Turnabout Ridge: Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, v. 441, p. 241–265.
- Folk, E., 1980, Petrography of Sedimentary Rocks: Hemphill Publishing Company, 182p.
- Ghazi, S., and N.P. Mountney, 2009, Facies and architectural element analysis of a meandering fluvial succession: The Permian Warchha Sandstone, Salt Range. Pakistan: Sedimentary Geology, v. 221, p. 99–126.
- Gingerich, P.D., I.S. Zalmout, M.S.M. Antar, E.M. Williams, A.E. Carlson, D.C. Kelly, and S.E. Peters, 2012, Large-scale glaciation and deglaciation of Antarctica during the Late Eocene: REPLY: Geology, v. 40, p. 255.
- Gradstein, F., J. Ogg, and A. Smith, 2004, A Geologic Time Scale 2004: Cambridge University Press, Cambridge.
- Hampson, G., 2010, Sediment dispersal and quantitative stratigraphic architecture across and ancient shelf: Sedimentology, v. 57, p. 96–141.
- Haq, B.U., J. Hardenbol and P.R. Vail, 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: Science, v. 235, p. 1156–1167.
- Higgs, K.E., P.R. King, J.I. Raince, R. Sykes, G.H. Browne, E.M. Grouch, and J.R. Baur, 2012, Sequence stratigraphy and controls on reservoir Sandstone distribution in an Eocene marginal marine-coastal plain fairway, Taranaki Basin, New Zealand.
- پورتقوی ا.ن.، م. پورکرمانی، غ. ر. قرابیکلی، و ش. شرکتی، ۱۳۹۰، الگوی چین‌خوردگی در بخش باختری کمر بند چین خورده کپه داغ (شمال خاور ایران): فصلنامه علوم زمین، ش ۹۱، ص ۱۵۳–۱۶۰.
- سرباز، ن.، ا. محبوبی، ر. موسوی حرمی و م. خانه‌باد، ۱۳۹۴، برخاستگاه ماسه‌سنگ‌های سازند کشف‌رود (ژوراسیک میانی) در برش ناویا (غرب بجنورد): سی و چهارمین گردهمایی و دومین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین.
- سرباز، ن.، ا. محبوبی، ر. موسوی حرمی، و م. خانه‌باد، زیر چاپ. برخاستگاه شیل‌های سازند کشف رود در برش ناویا (غرب بجنورد) بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی، فصلنامه علوم زمین.
- سهیلی، م. و م. سهندی، ۱۳۷۵، نقشه زمین‌شناسی سنخواست (مقیاس 100000/1): سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ورقه ۷۳۶۴.
- Iran, Ph.D. thesis. Imperial College of Science and Technology, University of London, London, England, 316p.
- Alván, A., and H. V. Eynatten, 2014, Sedimentary facies and stratigraphic architecture in coarse-grained deltas: Anatomy of the Cenozoic Camaná Formation, southern Peru (16 25 S to 17 15 S): Journal of South American Earth Sciences, v. 54, p. 82–108.
- Armas, P., C. Moreno, M. Lidia Sánchez and F. González, 2014, Sedimentary palaeoenvironment, petrography, provenance and diagenetic inference of the Anacleto Formation in the Neuquén Basin Late Cretaceous. Argentina: Journal of South American Earth Sciences, v. 53, p. 59–76.
- Bayet-Goll, A., C. Neto De Carvalho, M.H. MahmudyGharai, and R. Nadaf, 2015, Ichnology Cretaceous depositional system (Neyzar Formation, Kopet-Dagh, Iran): Palaeoceanographic influence on ichnodiversity: Cretaceous Research, v. 56, p. 628–646.
- Bhattacharya, J.P., 2006, Deltas. In: Facies Models Revisited (Eds R.G. Walker and H.

- Darya Basin: Marine and Petroleum Geology, v. 57, p. 68-87.
- Sardar- Abadi, M., A. Ch. Da Silva, A. Amini, A.A. Aliabadi, and F. Boulvain, 2014, Tectonically controlled sedimentation: impact on sediment supply and basin evolution of the Kashafrud Formation (Middle Jurassic, Kopeh-Dagh Basin, northeast Iran): *Int J Earth Sci (Geol Rundsch* v. 103, p. 2233-2254.
- Sharafi, M., M. Ashori, A. Mahboubi, and R. Moussavi-Harami, 2012, Stratigraphy application of Thalassinoides ichnofabric in delineating sequence stratigraphic surface (Mid- Cretaceous), Kopet- Dagh Basin, northeastern Iran: *Palaeoworld*, v. 21, p. 202-216.
- Taheri, J., F.T. Fürsich, and M. Wilmsen, 2009, Stratigraphy, depositional environments, and geodynamic significance of the Upper Bajocian Bathonian Kashafrud Formation (NE Iran). In: Brunet, M.-F., Wilmsen, M., Granath, J. (Eds.), *South Caspian to Central Iran Basins: Geological Society, London, Special Publications*, v. 312, p. 205- 218.
- Thierry, J., 2000, Middle Callovian (157-155 Ma). In: Dercourt J, Gaetani M, Vrielynck B, Barrier Biju- Duval B, Brunet MF, Cadet JP, Crasquin S, Sandulescu M (Eds) *Atlas Peri-Tethys, palaeogeographical Maps. CCGM/CGMW, Paris*, 1-97p.
- Wakefield, O. J. W., E. Hough, and A.W. Peatfield, 2015, Architectural analysis of a Triassic fluvial system: The Sherwood Sandstone of the East Midlands Shelf, UK: *Sedimentary Geology*, v. 327, P. 1-13.
- Wilmsen, M., F.T. Fürsich, K. Seyed-Emami, M.R. Majidifard, and J. Taheri, 2009a, The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland: *Terra Nova*, v. 21, p. 211-218.
- Wilmsen, M., F.T. Fürsich, and J. Taheri, 2009b, The Shemshak Group (Lower-Middle Jurassic) of the Binalud Mountains, NE Iran: stratigraphy, facies and geodynamic implications. In: Brunet, South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society London Special Publications. v. 312, p. 175-188.
- Zaki, A., and A. Fattah, 2016, Facies transition and depositional architecture of the Late Eocene tide dominated delta in northern coast of Birket Qarun, Fayum, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, v. 119, p. 185-203..
- Marine and Petroleum Geology, v. 32, p. 110- 137.
- Hori, K., Y. Saito, Q. Zhao, and P. Wang, 2002, Architecture and evolution of the tide-dominate Changjiang (Yangtze) River delta, China. *Sedimentary Geology*, v. 146, p. 249-264.
- Jackson, J., K. Priestley, M. Allen, and M. Jackson, 2002, Active tectonics of the south Caspian basin: *Geophysical Journal International*, v. 148, p. 214-245.
- Javidan, M., H.A. Mokhtarpour, M. Sahraeyan, and H. Kheyrandish, 2015, Lithofacies, architectural elements and tectonic provenance of the siliciclastic rocks of the Lower Permian Dorud Formation in the Alborz Mountain Range, Northern Iran: *Journal of African Earth Sciences*, v. 109, p. 211- 223.
- Madani, M. 1977, A study of the sedimentology, stratigraphy and regional geology of the Jurassic rocks of eastern KopetDagh (NE Iran): Ph.D. thesis, Royal School of Mines, Imperial College, London, England, 246p.
- Miall, A.D., 2000, *Principle of Sedimentary Basin Analysis: Springer- Verlag, New York*, 668p.
- Miall, A.D., 2006, *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, Petroleum Geology (4th printing)*, New York, Springer-Verlag, 582p.
- Murray, J.W., 1991, *Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera: Longman, London*, v. 67, 397 p.
- Pettijohn, F.J., 1975, *Sedimentary Rocks: 3rd edition. Harper and Row, New York*, 628p.
- Poursoltani, M.R., R. Moussavi-Harami, and M.R. Gibling, 2007, Jurassic deep-water fans in the Neo- Tethys Ocean: The Kashafrud Formation of the Kopet- Dagh Basin, Iran: *Sedimentary Geology*, v. 198, p. 53-74.
- Poursoltani, M.R., and G.M. Gibling, 2011, Composition, porosity, and reservoir potential of the Middle Jurassic Kashafrud Formation, northeast Iran. *Marine and Petroleum Geology*, v. 28, p. 1094-1110.
- Robert, A.M.M., J. Letouzey, M.A. Kavoosi, S. Sherkati, C. Müller, E.S.J. Verg, and A. Aghababae, 2014, Structural evolution of the Kopet Dagh fold-and- thrust belt (NE Iran) and interactions with the South Caspian Sea Basin and Amu

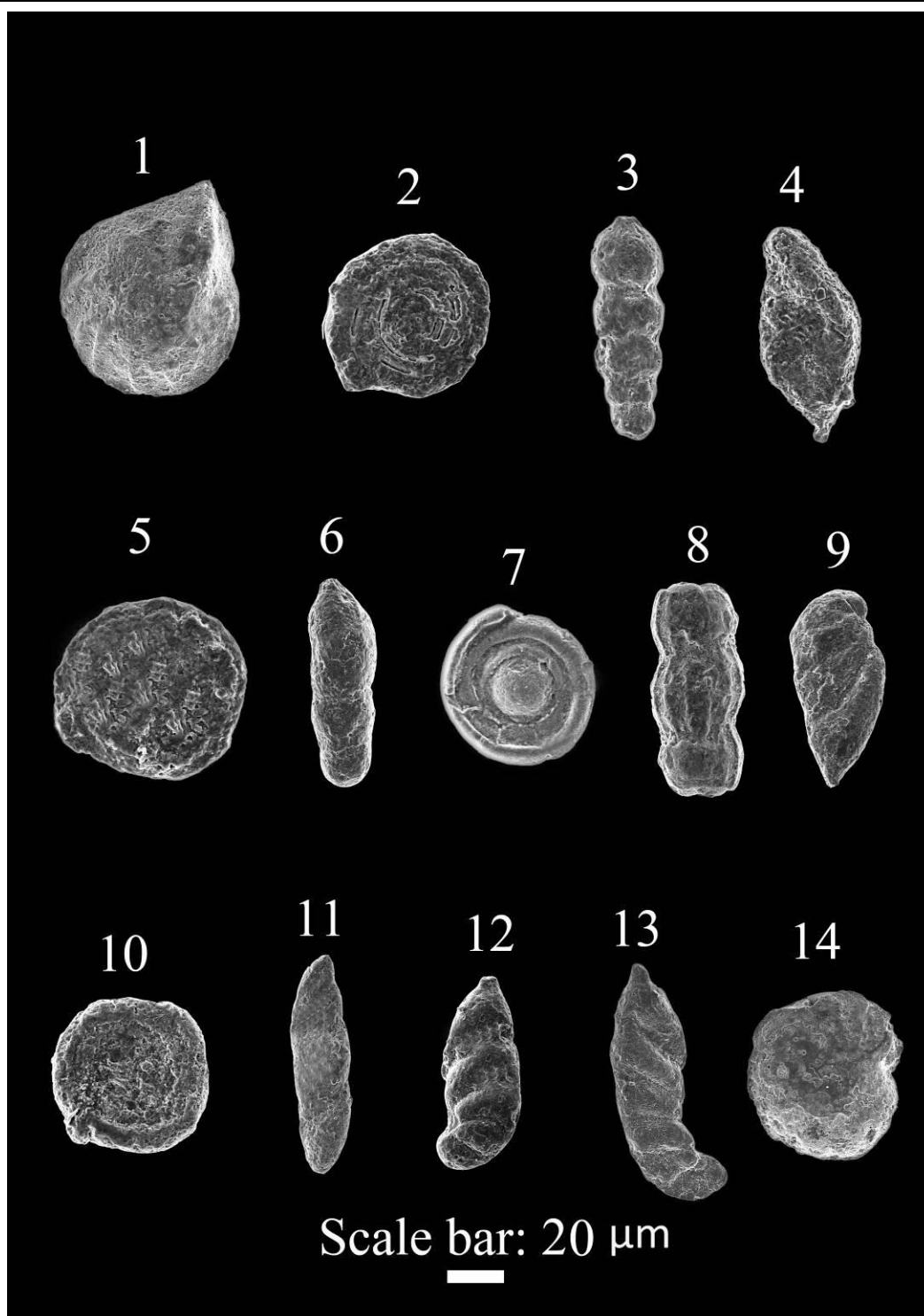


Plate 1- 1: *Lenticulina* sp. 2: *Spirillina* sp. 3: *Nodosaria* sp. 4: *Ophthalmidium* sp. 5: *Trocholina* sp. (umbilical side) 6: *Prodentalina* sp. 7: *Spirillina* sp. 8: *Pyramidulina* sp. 9: *Astacolus* sp. Or? *Planularia* sp. 10: *Ammodiscus* sp. 11: *Marginulina* sp. 12: *Astacolus* sp. 13: *Saracenaria* sp. *dubia* 14: *Epistomina* sp.

