

شواهد رسوبات توفانی و توریدایتی در سازند پابده، شمال و جنوب غرب حوضه زاگرس

رضا بهبهانی، کارشناس ارشد رسوب شناسی، سازمان زمین شناسی کشور*

حسن محسنی، استادیار، گروه زمین شناسی دانشگاه بوعلی سینا همدان

سعید خدابخش، دانشیار، گروه زمین شناسی دانشگاه بوعلی سینا همدان

زهرة آتش‌مرد، کارشناس ارشد، رسوب شناسی دانشگاه بوعلی سینا همدان

چکیده

سازند پابده در مناطق مورد مطالعه (در شمال غرب حوضه زاگرس و فروافتادگی دزفول شمالی) از تناوب سنگ آهک‌های نازک لایه تا ضخیم لایه (مادستون آهکی، وکستون، پکستون و گرینستون) و شیل‌های خاکستری روشن تا تیره که غنی از فرامینفرهای پلانکتونیک هستند، تشکیل شده است. با توجه به ویژگی رخساره‌های میکروسکوپی مطالعه شده و بررسی تغییرات عمودی رخساره‌های این سازند در برش تیپ، محیط رسوبی از یک رمپ بیرونی با رخساره‌های پلاژیک و شرایط احیایی تا کمی احیایی تدریجاً به یک رمپ میانی متأثر از توفان با رخساره‌های پر انرژی پشته‌های الیتی و نهایتاً به یک لاگون (رمپ درونی) تحول یافته است که در آن توفان نقش بسزایی در فرایندهای حمل و نقل رسوبات و ته نشینی آنها ایفاء نموده است. رخساره‌های توفانی با ساختمان‌های رسوبی ویژه خود از قبیل قاعده فرسایشی، چینه بندی متقاطع پشته‌ای، دانه بندی تدریجی، لامیناسیون متقاطع ریپلی، ریپل مارک و تناوب لامینه‌های نازک رسوبات خرده‌های بیوکلاستی بر جای مانده با گل آهکی در رمپ میانی تشکیل شده است. بر اساس مطالعات مشابه صورت گرفته در شمال غرب حوضه زاگرس، محیط رسوبی سازند پابده از رمپ بیرونی با رخساره‌های پلاژیک و توریدایتی (میکروفاسیس‌های ۴B و ۴C) و شرایط احیایی تا فقیر از اکسیژن (رخساره‌های حاوی $TOC > 2.5\%$) تدریجاً به یک رمپ میانی تحول یافته است که جریان‌ات دریایی نقش بسزایی در فرایندهای حمل و نقل رسوبات و ته نشینی مجدد آنها ایفا نمودند.

واژه‌های کلیدی: رخساره میکروسکوپی، توریدایت، رسوبات توفانی، محیط رسوبی، سازند پابده.

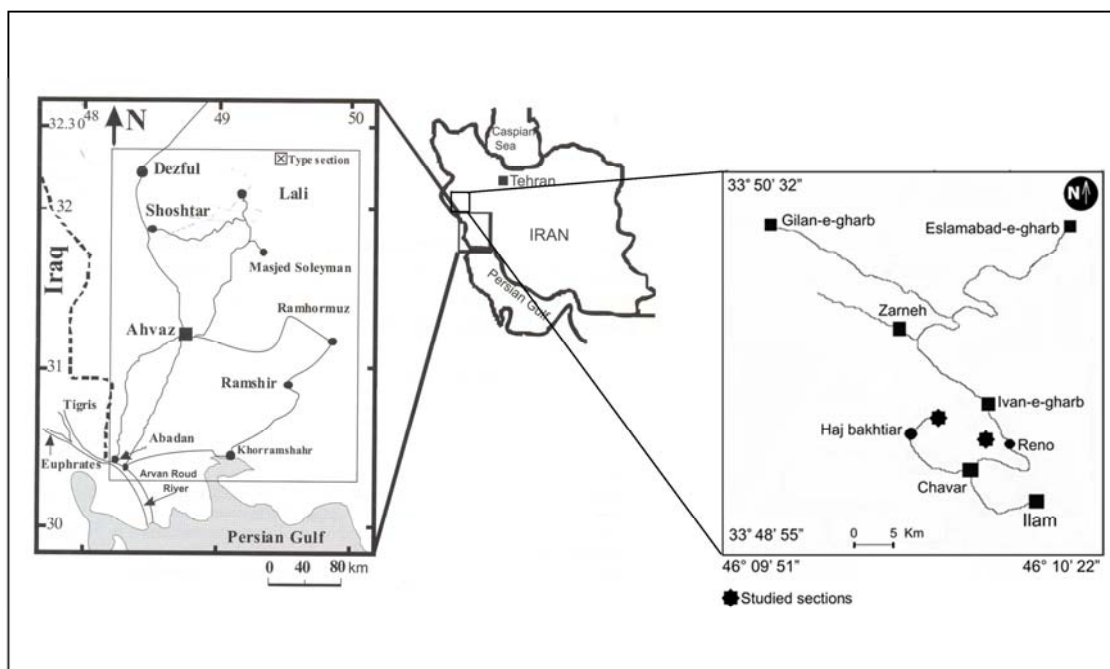
مقدمه

کمبرند چین خورده زاگرس با وسعتی حدود ۲۰۰۰ کیلومتر شامل مخازن هیدروکربنی متعدد و فعالیت‌های تکتونیکی بسیار جوان می‌باشد (Alavi 2004; Agard et al. 2005; Bordenave and Herge 2005; Hessami et al. 2006). زاگرس تحت سه فاز پلتفرم فارس (انتهای پرکامبرین تا ابتدای پرمین)، پلتفرم عربی (پرمین تا انتهای کرتاسه) و حوضه پیش خشکی زاگرس (کرتاسه پایانی تا عهد حاضر) انجام شده است (Heydari 2007). سازند پابده بخشی از حوضه رسوبی زاگرس است که در طی پالئوسن پسین - الیگوسن پیشین با ایجاد حوضه پیش خشکی بر جای گذاشته شده است (Heydari 2007). این سازند از تناوب سنگ آهک‌های نازک لایه تا ضخیم لایه و شیل‌های خاکستری روشن تا تیره که غنی از فرامینفرهای پلانکتونیک هستند، تشکیل شده است (Mohseni and Al-Aasm 2004 محسنی ۱۳۸۲). سازندهای کژدمی، پابده و گورپی متشکل از رسوبات دانه ریز کربناته و آواری می‌باشند که در برخی نقاط حوضه رسوبی زاگرس این سازندها را به عنوان سنگ منشأ توصیف نموده‌اند که مخازن آسماری و سروک را تامین می‌کنند (Bordenave and Huc 1995; Bordenave and Herge 2005). به دلیل تغییرات جانبی رخساره‌ای سازند پابده (Alsharhan and Nairn 1995) رخساره‌های معادل آن در حوضه زاگرس از قبیل سنگ آهک‌های دولومیتی سازندهای جهرم و شهبازان به عنوان سنگ مخزن هیدروکربن به شمار می‌روند. مناطق مورد مطالعه بخشی از حوضه رسوبی زاگرس است و فروافتادگی دزفول در این حوضه واقع شده است که از شمال توسط جبهه کوهستانی زاگرس مرتفع، خمش بالا رود با راستای شرقی - غربی و از شرق توسط گسل کازرون مشخص می‌گردد. عملکرد

پدیده‌های تکتونیکی برای به تله انداختن هیدروکربن مخصوصاً "در فرو افتادگی دزفول از اهمیت بسیار زیادی برخوردار است (Bordenave and Herge 2005). چین خوردگی زاگرس در فرو افتادگی دزفول در انتهای میوسن میانی شروع و در سراسر میوسن پایانی و پلیوسن ادامه پیدا می‌کند (Sherkati et al. 2004).

اهداف و روش‌ها

در این پژوهش دو برش سطحی از سازند پابده در شمال غرب شهر ایلام (برش‌های رنو با عرض ۳۳ درجه، ۴۹ دقیقه، ۱۰ ثانیه شمالی و طول ۴۶ درجه، ۱۰ دقیقه، ۸ ثانیه شرقی و حاج بختیار با عرض ۳۳ درجه، ۴۹ دقیقه شمالی و طول ۴۶ درجه، ۱۰ دقیقه، ۱۹ ثانیه شرقی) و یک برش سطحی در محل مقطع تیپ در شمال شرقی میدان نفتی لالی (بخش شمالی فروافتادگی دزفول) انتخاب، اندازه گیری و نمونه برداری (مجموعاً ۶۱۵ نمونه) شدند (شکل ۱). پس از تهیه برش نازک، مقاطع توسط محلول آلزارین قرمز و فری سیانید پتاسیم به روش Dickson (1965) رنگ آمیزی شدند. نامگذاری نمونه‌ها به روش Dunham (1962) انجام گرفته است. مطالعات ژئوشیمی آلی شامل محاسبه میزان کربن آلی کل (TOC%) و نوع کروژن ۱۴ نمونه شیلی و کربناته می‌باشد که با استفاده از راک - اول تیپ III موجود در پژوهشگاه صنعت نفت تهران بدست آمده است. برای تعیین محیط رسوبی از الگوی پدلی (Pedley 1998) استفاده شده است. مطالعات ژئوشیمیایی شامل تعیین درصد پس ماندهای نامحلول و کربنات کلسیم ۱۸۰ نمونه به روش وزنی می‌باشد. رخساره‌های دارای بیش از ۵۰ درصد وزنی مواد نامحلول و کمتر از ۵۰ درصد کربنات کلسیم به عنوان رخساره‌های آواری (مادستون و شیل) و رخساره‌های حاوی عکس مقادیر فوق به عنوان رخساره‌های کربناته در نظر گرفته شده‌اند.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه.

پس مانده‌های نامحلول رخساره‌های مطالعه شده در برش تیپ، نمی‌توان رخساره‌های کربناته و آواری ریز دانه (مادستون از مادستون آهکی) را از هم تفکیک کرد.

به طور کلی هدف از انجام این پژوهش، بررسی فرایند-های حاکم بر تشکیل رخساره‌های سازند پابده (فرایند-های توریدایتی و توفانی) در دو نقطه متفاوت از حوضه رسوبی زاگرس می‌باشد. همچنین به دلیل مشابه نبودن جنبه‌های مطالعات صورت گرفته در مناطق مورد مطالعه (انجام ندادن مطالعات آثار فسیلی و ایکنو رخساره‌ها با جزئیات، ژئوشیمی آلی و تعیین نکردن درصد کربنات کلسیم در برش تیپ) نمی‌توان میکروفاسیس‌های شناسایی شده در مناطق مورد مطالعه را با هم ادغام کرد. برای پرهیز از بیان مطالب تکراری و حجیم شدن پژوهش، توضیح مختصری در مورد میکرو فاسیس‌های

در مطالعات آثار فسیلی ابتدا فراوانی و پراکندگی آثار فسیلی، قطر باروها، جنس آثار فسیلی ثبت گردید و سپس ایکنوفاسیس‌ها به منظور پی بردن به محیط تشکیل آنان با استفاده از طبقه‌بندی Seilacher (1967; after Bromley) (1996) شناسایی شدند. برای تعیین سن و جدا کردن مرز بالایی سازند پابده از آسماری از بیوزون های Wynd (1965) استفاده شده است (بهپهانی ۱۳۸۵). البته لازم به ذکر است مطالعات آثار فسیلی با جزئیات، ژئوشیمی آلی، تعیین میزان پس مانده‌های نامحلول و کربنات کلسیم فقط در برش‌های رنو و حاج بختیار انجام شده است و به همین دلیل است که در توصیف و نامگذاری رخساره‌های سازند پابده در برش-های فوق الذکر از واژه مارن استفاده نشده است. در حالیکه به دلیل تعیین نکردن درصد کربنات کلسیم و

مطالعه شده در ناحیه ایلام ذکر شده است و تنها به توصیف میکرو فاسیس ۴ در این ناحیه به دلیل وجود شواهد رسوبات توریدایتی و مقایسه آن با میکرو فاسیس ها و رسوبات توفانی برش تیپ پرداخته شده است (برای دیدن جزئیات بیشتر در مورد میکرو فاسیس های شناسایی شده در برش های رنو و حاج بختیار به اشکال ۳ و ۱۲ و بهبهانی و همکاران (۱۳۸۷) مراجعه شود).

موقعیت زمین شناسی و چینه شناسی

حوضه رسوبی زاگرس (نوار چین خورده زاگرس) بخشی از حاشیه جنوبی تیس و یکی از مهمترین حوضه های نفتی جهان به شمار می رود (Murris 1980; Stoneley 1990; Alavi 1994 and 2004). بسیاری از پژوهشگران، نوار چین خورده زاگرس را به عنوان حوضه پیش خشکی معرفی کردند (Alavi 1994 and 2000). این حوضه شامل ۳ مگا سکانس در کرتاسه پایانی، انتهای مائیس تریشتین تا ائوسن پایانی و الیگوسن تا عهد حاضر می باشد (Alavi 2004). حوضه مزبور عمدتاً از رسوبات کربناته و سیلیسی آواری دانه ریز از قبیل شیل پر شده و رسوبگذاری در این حوضه از پرمین تا میوسن بدون وقفه مهم رسوبی، ادامه داشته است. در طی رژیم تکتونیکی کششی در کرتاسه مواد بالا آمده از جبهه به بستر باریکه اقیانوسی حوضه زاگرس راه یافتند و حوضه های درون فلات قاره ای در این زمان در زاگرس شکل گرفتند (Stoneley 1990). در اثر روراندگی افیولیت- های نئوتیس در حاشیه غیر فعال کراتون عربی و برخورد با صفحه ایران یک حوضه پیش خشکی اولیه

طویل و نامتقارن و دارای نوسانات سطح آب ایجاد می- شود و شامل رسوبات کربناته و سیلیسی کلاستیک پیشرونده تا پسرونده تورونین - مائیس تریشتین میانی می باشد (Alavi 2004; Agard et al 2005). این نوع جایگاه ها برای تشکیل حوضه های درون فلات قاره ای وسیع بسیار مناسب هستند و شرایط برای انباشت ماده آلی در آنها مهیا می باشد. دومین مگا سکانس که شامل واحدهای چینه ای سازندهای ساچون، کشکان، شهبازان، پابده و جهرم می باشد، تحت تاثیر کاهش فعالیت های تکتونیکی و فرسایش بار گذاری لیتوسفری در طی مائیس تریشتین پایانی تا ائوسن پایانی است (Alavi 2004). سازند پابده در این زمان در بخش های عمیق تر درون شلف در شرایط فقیر از اکسیژن رسوب نموده است. تشکیل حوضه های درون شلف در جایگاه زمین شناسی حوضه های پیش خشکی در مزوزوئیک و سنوزوئیک حوضه زاگرس توسط بسیاری از پژوهشگران گزارش گردیده است (Muris 1980; Ziegler 2001). وجود افق های فسفا ته، لایه های دارای پیریت و فراوانی فسیل های پلانکتونیک در این سازند نشان می دهد که اولاً شرایط تولید و حفظ ماده آلی در مقیاس انبوه در حوضه فراهم بوده و ثانیاً جریان های بالازدگی آب های عمیق نیز به تولید ماده آلی کمک کرده است (Mohseni and Al-Aasm 2004). ۱۳۸۲؛ بهبهانی (۱۳۸۵).

سازند پابده در طی پائوسن بالائی تا اولیگوسن در مناطق مورد مطالعه رسوب کرده و به طرف شمال شرق یعنی لرستان با رخساره های کربناته کم عمق سازند تله زنگ، کنگلومرای قرمز رنگ سازند کشکان و سنگ آهک های دولومیتی سازند شهبازان جایگزین می شود.

در طی الیگومیوسن، رسوبگذاری سنگ آهک‌های آسماری و در ادامه آن کربنات‌ها و تبخیری‌های سازند گچساران نشان دهنده تغییر محیط رسوبی دریای باز سازند آسماری به محیط لاگون می‌باشد. چنین تغییرات سریع در سنگ شناسی نشان دهنده محدود شدن حوضه پیش خشکی است (Heydari 2007).

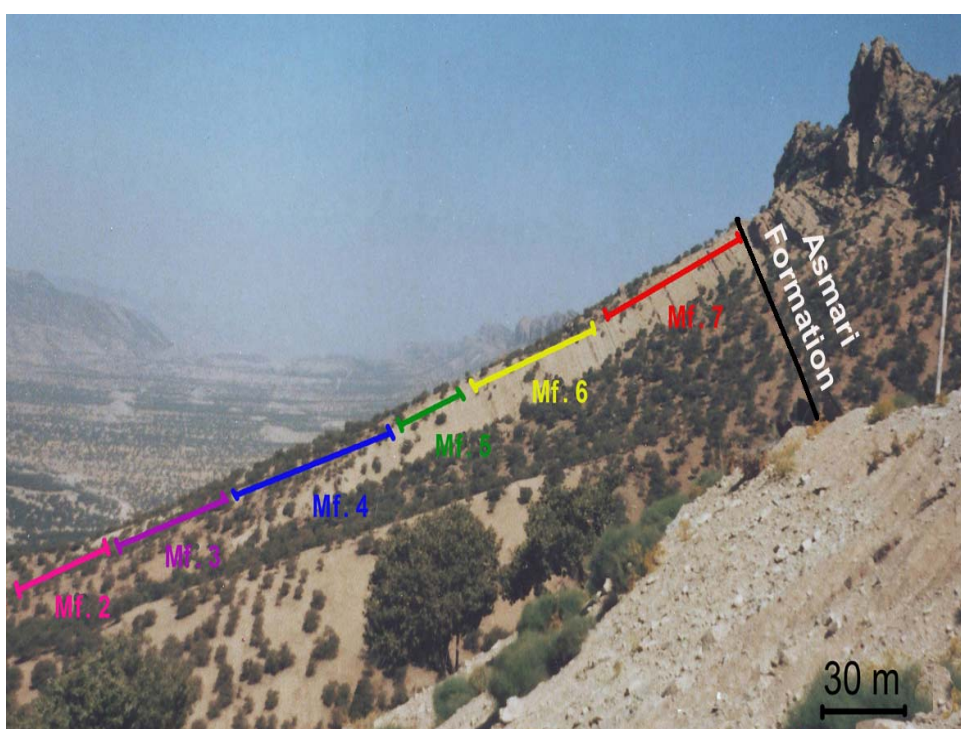
رخساره‌ها و محیط رسوبی

براساس آثار فسیلی، ایکنورخساره‌ها و شواهد پتروگرافی سازند پابده در برش‌های رنو و حاج بختیار به سه بخش تحتانی، میانی و فوقانی تقسیم شده است. بخش تحتانی از میکروفاسیس ۱ تا ۴B، بخش میانی از میکروفاسیس ۴C تا ۶C و بخش فوقانی از قسمت بالایی میکروفاسیس ۶C تا ۷C تشکیل شده است. بخش‌های تحتانی و میانی با ایکنوفاسیس زئوفیکوس و بخش بالایی با ایکنوفاسیس کروزیانا متمایز شده است. بر اساس این مطالعات ۷ گروه رخساره میکروسکوپی (ریز رخساره) شناسایی شده است (شکل ۲). این گروه‌های ریز رخساره‌ای شامل تناوب شیل ارغوانی و مادستون آهکی نازک لایه (گروه ۱ با TOC کمتر از ۰/۵ درصد وزنی)، و کستون بیو کلاستی پلوئید دار دولومیتی تا مادستون آهکی - و کستون بیو کلاستی (گروه ۲ با بلور - های پیریت، قطعات فسفات، وفور گل، عدم وجود شواهد جابجایی زیاد دانه و میانگین TOC ۳/۶ درصد وزنی)، مادستون بیو کلاستی دارای آشفستگی زیستی شدید (گروه ۳ با ایکنوجنس پلانولیتس کوچک و بلور - های پیریت)، شیل - مادستون آهکی بیو کلاستی (زیر گروه ۴A با ایکنوجنس‌های کندریتس و زئوفیکوس، بلورهای پیریت و میانگین TOC ۴ درصد)، و کستون -

پکستون تا مادستون آهکی بیو کلاستی (زیر گروه ۴B با سطوح تحتانی فرسایشی، دانه بندی تدریجی نرمال، چیپس‌های گلی، آثار فسیلی پراکنده کندریتس و زئوفیکوس و میانگین TOC ۲/۹ درصد)، شیل دارای آشفستگی زیستی (زیر گروه ۴C با بلورهای پیریت و قطعات پراکنده فسفات)، پکستون دارای قطعات فسفات و گلوکونیتی (گروه ۵ با قطعات بیو کلاستی فسفات، بلورهای پیریت، ایکنوجنس‌های کندریتس و زئوفیکوس و میانگین TOC ۲/۸ درصد)، مادستون آهکی (زیر گروه ۶A با خمیره تیره، وفور گل، فقدان شواهد جابجایی دانه و میانگین TOC ۳/۷ درصد)، و کستون دولومیتیزه (زیر گروه ۶B با ایکنوجنس کندریتس و میانگین TOC ۳/۱ درصد)، و کستون دارای آشفستگی زیستی (زیر گروه ۶C با ایکنوجنس‌های زئوفیکوس و کندریتس با قطر ۲ میلی‌متر، ایکنورخساره زئوفیکوس، بلورهای پیریت در بخش تحتانی و آرایش موازی فرامینفرهای پلانکتونیک و بتیک، ایکنوجنس آرنی کولیتس و کندریتس با قطر ۲/۵ تا ۳ میلی‌متر، ایکنورخساره کروزیانا و میانگین TOC ۲/۸ درصد در بخش فوقانی)، مادستون شدیداً آشفته شده (زیر گروه ۷A با آرایش موازی قطعات بایو کلاستی، ایکنوجنس - های آرنی کولیتس، نئونریتس و کندریتس با قطر ۲/۵-۳ میلی‌متر، لامینه‌های مواد آلی، ایکنورخساره کروزیانا و میانگین TOC ۲/۶ درصد)، و کستون - مادستون آهکی بیو کلاستی دارای آشفستگی زیستی (زیر گروه ۷B با فرامینفرهای پلانکتونیک و بتیک نظیر Gyrodina sp، قطعات بیو کلاستی سالم و شکسته مانند کرینوئید و دوکفه‌ای، وجود ذرات کوارتز آواری نیمه زاویه‌دار تا زاویه‌دار در حد سیلت، ایکنوجنس‌های آرنی کولیتس،

۷ میلی متر) می باشند (شکل ۳). همچنین بر اساس مطالعات پترو گرافی صورت گرفته در برش تیپ، ۴ گروه رخساره میکروسکوپی شناسایی شدند. در ادامه به توصیف میکروفاسیس ۴ از برش های رنو و حاج بختیار و سپس به توصیف میکروفاسیس های برش تیپ پرداخته می شود

نئونریتس، پلانولیتس و کندریتس بزرگ با قطر ۵ میلی - متر و میانگین TOC ۱ درصد) و وکستون - پکستون پلوئیدی بیو کلاستی (زیر گروه VC با همراهی فرامینفر - های پلانکتونیک و بنتیک نظیر میکروفاسیس VB، پلوئید، میانگین TOC ۰/۷ درصد و ایکنوجنس های پلانولیتس، آرنی کولیتس و کندریتس بزرگ با قطر ۵ -



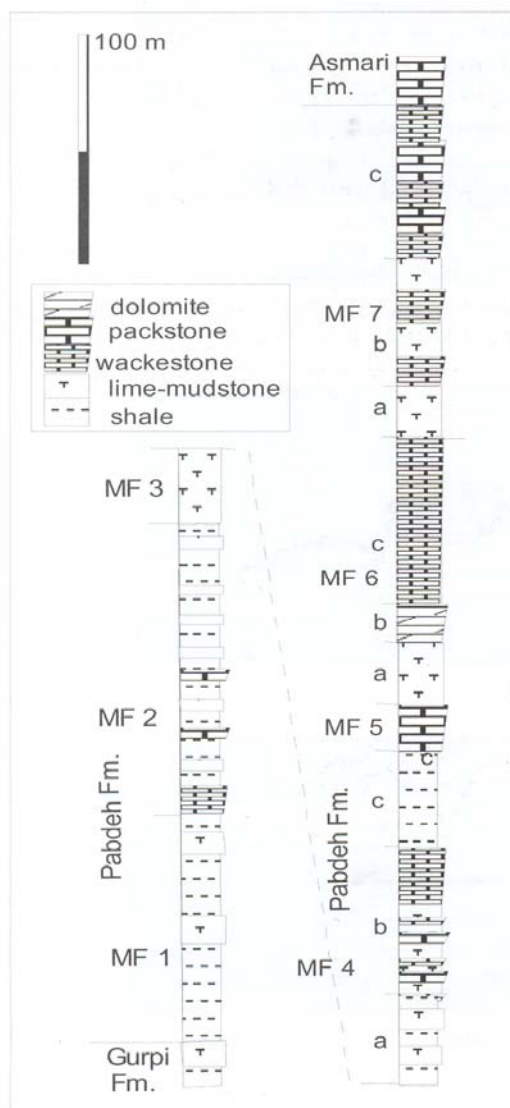
شکل ۲ - رخساره های میکروسکوپی مطالعه شده در برش رنو.

لایه های مادستون آهکی تشکیل شده است. رنگ دانه های پیریت، ایکنوجنس های کندریتس و زئوفیکوس (ایکنوفاسیس زئوفیکوس)، قطر کوچک آنها (۱ میلی متر) و میزان بالای TOC (میانگین ۴٪) همگی مؤید این موضوع است که این واحد در شرایط فقیر از اکسیژن تشکیل شده است (Bromley 1996; Flugel 2004 و بهبهانی ۱۳۸۵).

میکروفاسیس ۴

در مجموع میکروفاسیس های واحد ۴ شامل سه گروه شیل - مادستون آهکی (۴A)، پکستون - وکستون - مادستون آهکی (۴B) و شیل متوسط لایه با آشفستگی زیستی (۴C) می باشد.

میکروفاسیس ۴A (شیل - مادستون آهکی بیو کلاستی): این واحد از تناوب لایه های شیلی با



شکل ۳- ستون چینه شناسی سازند پابده در برش رنو.

۲- وجود آرایش موازی قطعات بیوکلاستی در رخساره مادستون آهکی (طبقات مسطح انرژی پایین) نشان‌دهنده بخش Td سکانس بوما است (شکل ۴d) (Eberli 1987).

۳- رپل مارک جریان‌ی که نشان‌دهنده بخش Tc سکانس بوما است (جدول ۱) (شکل ۴e) Altinaker and Graf (1996; Basu and Bouma 2000; Wach et al. 2000).

میکروفاسیس ۴B (پکستون - وکستون - مادستون آهکی): این واحد دارای خصوصیات زیر می‌باشد:

۱- وجود سطوح تحتانی فرسایشی، دانه‌بندی تدریجی نرمال، چپس‌های گلی و آرایش موازی قطعات بیوکلاستی در اندازه ماسه در رخساره وکستون - پکستون که نشان‌دهنده بخش‌های Ta و Tb سکانس بوما هستند (جدول ۱) (اشکال ۴a تا ۴c) (Eberli 1987; Walker 1992; Basu and Bouma 2000).

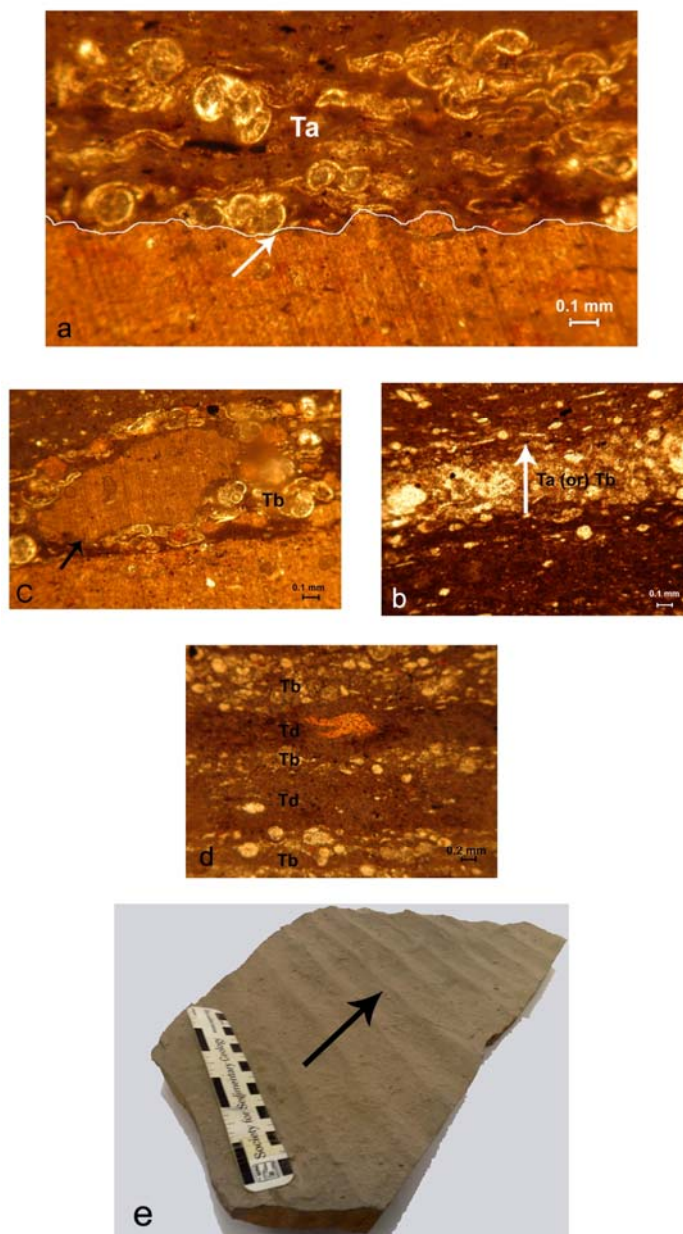
جدول ۱- مقایسه ساخت‌های مشاهده شده سازند پابده در برش‌های مطالعه شده.

Features	Turbidites in Illam region	Tempestites in Type section
Truncation (scoured erosional base) surfaces	*	*
Shlf setting	*	*
Escape burrow	-	*
Presence of intraclasts	-	*
Graded bedding	*	*
Ripple mark	*	*
Abundant carbonate skeletal	*	*
Couplets of fine and coarse laminae	*	*
Zoophycos ichnofacies	*	-
Bouma sequence	*	-
Hummocky cross stratification	-	*
Parallel alignment of skeletal grains in packstone facies	*	*

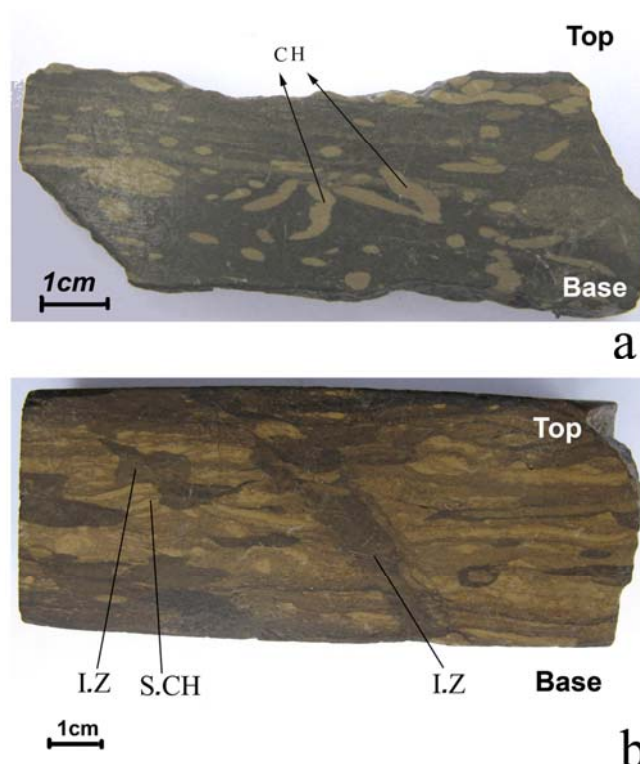
به طور کلی میکروفاسیس ۴ معادل رخساره‌های ۸ و ۹ به Pedley است که از بخش تحتانی (میکروفاسیس ۴A) به سمت بخش فوقانی (میکروفاسیس ۴C) یک روند نسبی کاهش عمق را نشان می‌دهد. بدین صورت که میکروفاسیس ۴A (بخش عمیق رمپ خارجی) به میکروفاسیس ۴B و ۴C (بخش میانی رمپ خارجی) تحول یافته است. میکروفاسیس‌های ۴B و ۴C با توجه به ویژگی‌های ذکر شده (وجود سطوح تحتانی فرسایشی، دانه بندی تدریجی نرمال، سکانس بوما و....) توسط جریان‌های توریدایتی تشکیل شده است. همچنین با توجه به میکروفاسیس‌های مشاهده شده در ناحیه ایلام و فقدان شواهد شرایط پر انرژی و تاثیر توفان بر آن‌ها نظیر چینه بندی متقاطع پشته‌ای، اینراکلسیت، ایکنورخساره‌های پر انرژی نظیر اسکولایتوس و رخساره‌های پر انرژی الیتی نمی‌توان این رخساره‌ها را به رسوبات توفانی و حتی توفانی دور از منشأ نسبت داد. در ادامه به توصیف میکروفاسیس‌های برش تیپ پرداخته می‌شود (شکل ۶).

اصولاً آثار فسیلی سکنايي (آرني کولیتس و تالاسینوئیدس) در توریدایت‌ها غالب هستند (Ekdale 1988)، اما در مناطق مورد مطالعه این گونه آثار مشاهده نشده است و فقط در برخی نمونه‌ها به صورت پراکنده آثار تغذیه‌ای (کندریتس و ژئوفیکوس) دیده می‌شود که در ایکنوفاسیس ژئوفیکوس قرار گرفته‌اند (اشکال ۵a و ۵b). علت این امر به شرایط فقیر از اکسیژن یا بی‌هوای آب‌های بین روزنه‌ای درون رسوبات برمی‌گردد که اجازه تشکیل آثار سکنايي را نمی‌دهد (Bromley 1996; Moghaddam and Paul 2000). ضمناً میزان نسبتاً زیاد TOC (میانگین ۲/۹٪) مؤید این مطلب است (بهبهانی ۱۳۸۵).

میکروفاسیس ۴C (شیل دارای آشفستگی زیستی): این واحد از شیل‌های خاکستری متوسط لایه با آشفستگی زیستی تشکیل شده است. این میکروفاسیس دارای آثار فسیلی مشابه با واحد ۴B (کندریتس و ژئوفیکوس) (شکل ۵a)، بلورهای پیریت و قطعات فسفات پراکنده می‌باشد. با توجه به ویژگی‌های فوق این واحد نشان‌دهنده بخش Te سکانس بوما است (Eberli 1987).



شکل ۴- رخساره‌های توریدایتی میکروفاسیس B. (a)- رخساره پکستون بیوکلاستی با قاعده فرسایشی (علامت پیکان) که نشانگر بخش Ta سکانس بوما است. (b)- رخساره پکستون بیوکلاستی دارای دانه‌بندی تدریجی نرمال (علامت پیکان) که نشان‌دهنده بخش Ta یا Tb سکانس بوما است. (c)- قطعات مادستون (چیپس گلی) در رخساره پکستون (علامت پیکان) که نشان‌دهنده بخش Tb سکانس بوما است. (d)- تناوب پکستون (وکستون) - مادستون‌های با آرایش موازی قطعات فسیلی که به ترتیب نشان‌دهنده بخش Tb و بخش Td سکانس بوما است. (e)- ریپل مارک جریان در سطوح فوقانی میکروفاسیس B، علامت پیکان جهت جریان دیرینه را نشان می‌دهد.



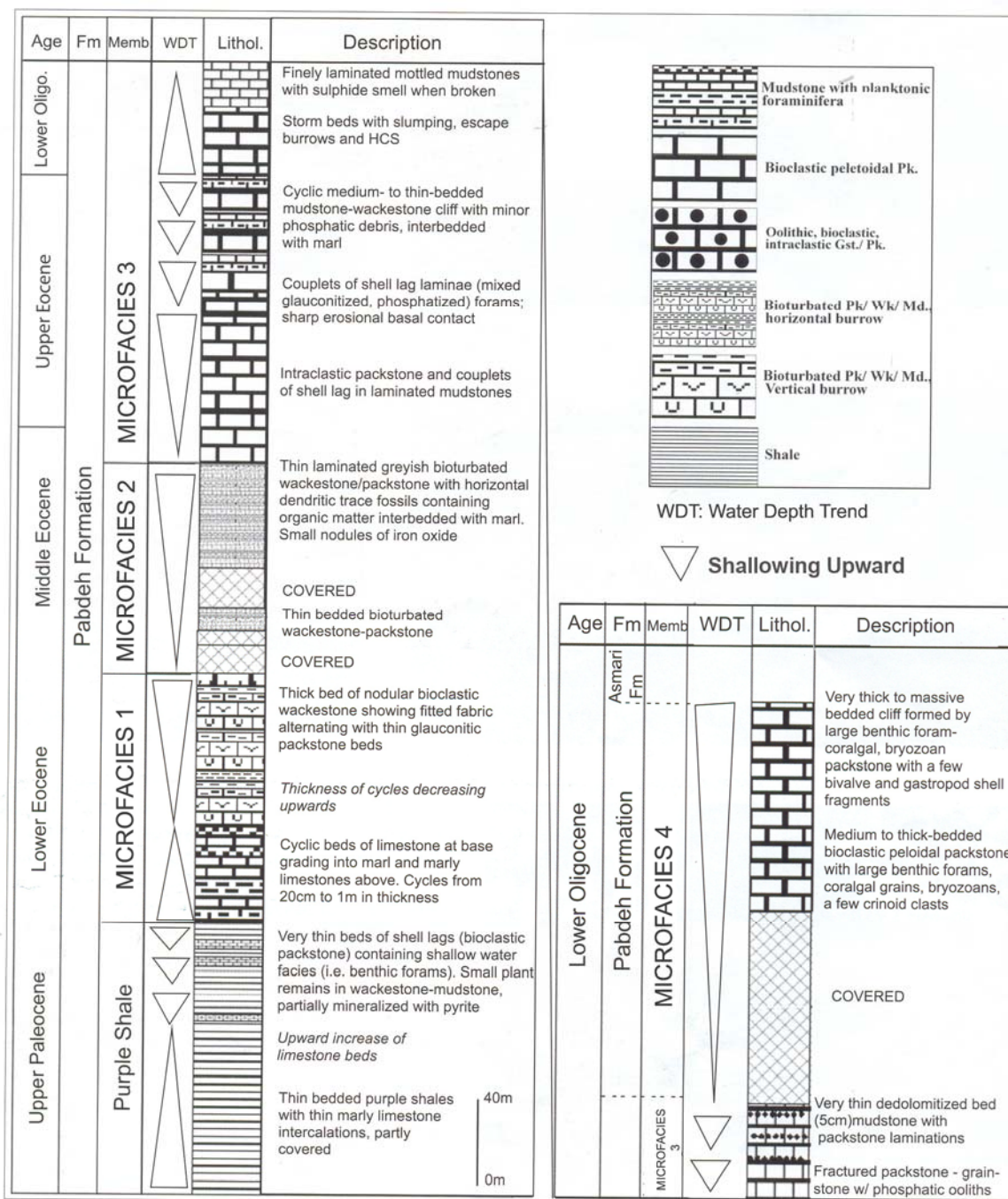
شکل ۵- (a) ایکنوفسیل کندریتس در ایکنو فاسیس زئوفیکوس در بخش میانی سازند پابده. قطر لوله ها ۲ mm تقریباً ثابت است. CH، کندریتس. (b) مجموعه زئوفیکوس - کندریتس مربوط به ایکنو فاسیس زئوفیکوس در بخش تحتانی سازند پابده. I.Z، زئوفیکوس نامنظم S. CH، کندریتس کوچک.

کلسیتی است. به نظر می رسد که میکروفاسیس یک معادل رخساره ۸ پدلی (1998) (Pedley) یعنی رخساره فرامینفر پلانکتونیک است که در بخش عمیق رمپ خارجی رسوب نموده است. وجود مواد آلی، پیریت و خمیره تیره بیانگر رسوبگذاری در قسمت های عمیق در زیر سطح اساس توفانی است. افق های نازک حاوی فرامینفرهای بنتیک که با قطعات گلی مخلوط هستند احتمالاً از رخساره ۷ پدلی که مربوط به محیط کم عمق تری است منشاء گرفته و پس از حمل کوتاه در درون رخساره ۸ رسوب کرده اند.

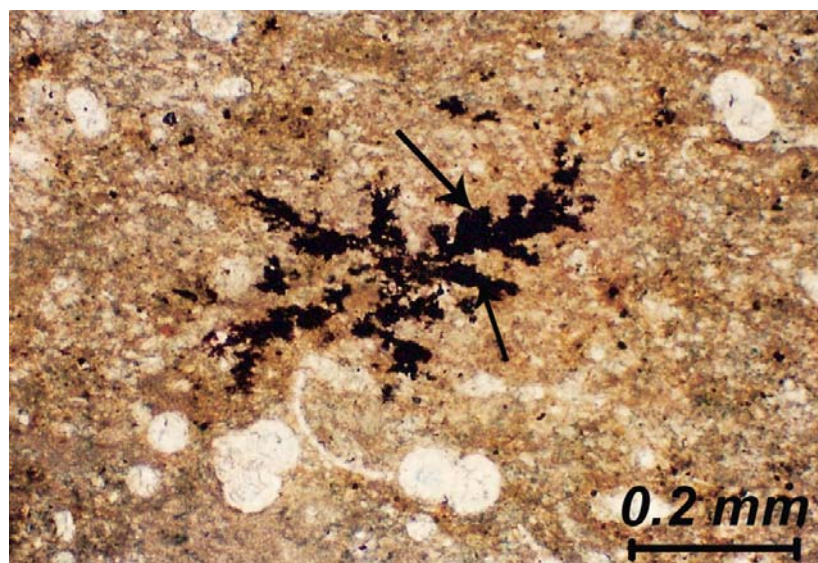
میکروفاسیس ۱ (شیل - مادستون - وکستون - پکستون بیوکلاستی)

این واحد از مادستون - وکستون تا پکستون بیوکلاستی دارای آشفته گی زیستی حاوی خمیره تیره نئومورف شده با فرامینفرهای پلانکتونیک، بلورهای پیریت و سیمان کلسیت آهنگار متناوب با مارن و شیل تشکیل شده است (شکل ۷).

وجود مواد آلی در خمیره به همراه پیریت مؤید شرایط احیائی لازم برای حضور آهن دو ظرفیتی در ترکیب سیالات دیاژنزی و ورود آن به ترکیب سیمان



شکل ۶- ستون چینه شناسی سازند پابده در برش تیپ (محسنی ۱۳۸۲).



شکل ۷- بلورهای پیریت (علامت پیکان) در میکروفاسیس ۱.

میکروفاسیس ۲ (مادستون - وکستون - پکستون

بیوکلاستی دارای آشفستگی زیستی)

بر روی میکروفاسیس قبلی ۹۳ متر سنگ آهک خاکستری نازک لایه با میان لایه های مارن خاکستری روشن مشاهده می شود. در سطح لایه بندی این طبقات شبکه ای از آثار فسیلی کندریتس دیده می شود (شکل ۸). از لحاظ پتروگرافی این واحد شامل مادستون-

وکستون تا پکستون (Md/Wk/Pk) با فرامینفرهای پلانکتونیک است. در برخی نمونه ها درون حجره فرامینفرهای پلاژیک را گل (خمیره) حاوی مواد آلی پر کرده است.

میکروفاسیس دو نیز معادل رخساره ۸ پدلی است که در محیط رمپ خارجی و زیر سطح تاثیر امواج توفانی رسوب کرده است.



شکل ۸- سطح فوقانی لایه های میکروفاسیس ۲، به انشعابات دندریتی ایکنوفسیل کندریتس (condrites) توجه شود

میکروفاسیس ۳

این میکروفاسیس خود متشکل از چند میکروفاسیس فرعی است که بطور متناوب روی هم قرار دارند و ضخامت کلی آنها مجموعاً ۲۱۳ متر می باشد.

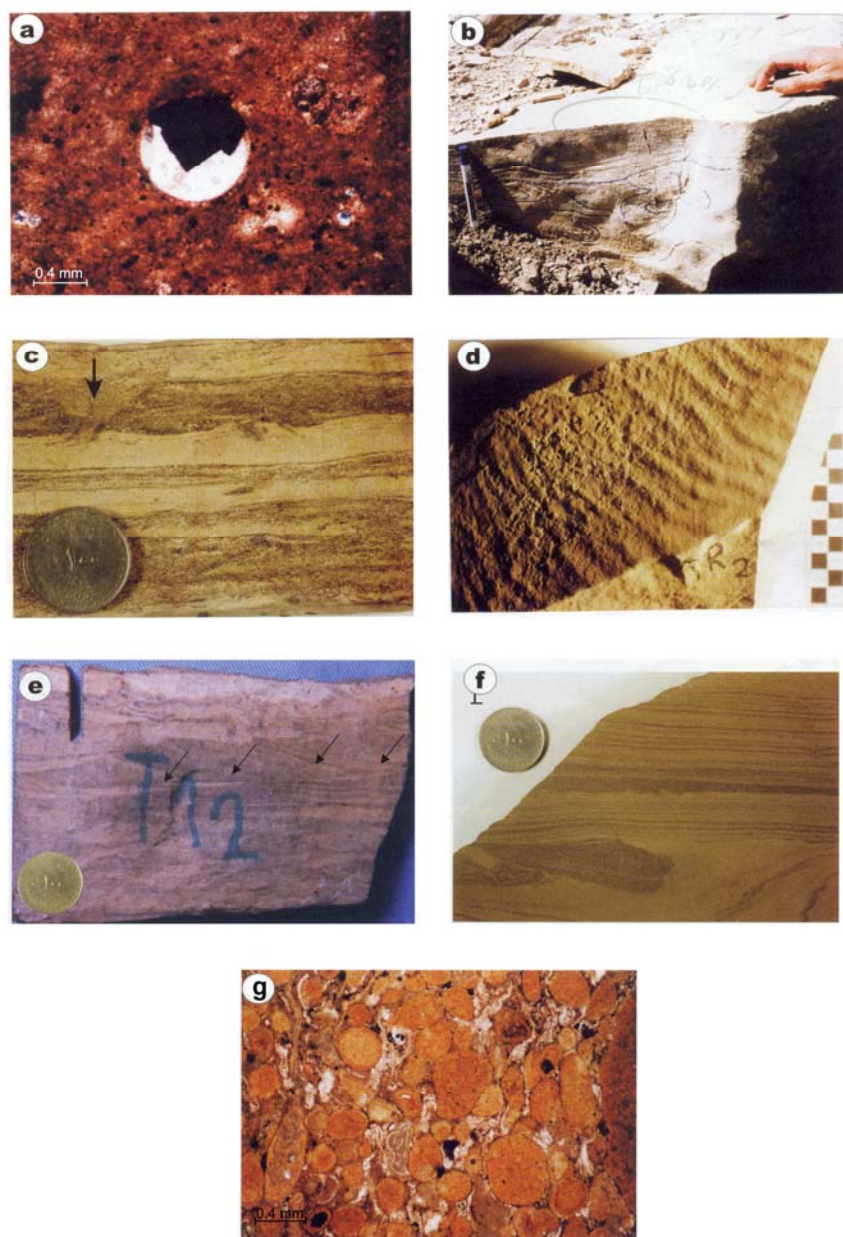
میکروفاسیس ۳A (مادستون بیوکلستی): لایه های مادستون تیره حاوی بلورهای پیریت بسیار کوچک (کمتر از ۱۰ میکرون) که در خمیره و گاهی نیز در میان سیمان درون حجرات فرامینفرهای پلانکتونیک مشاهده می شود. در قسمت های فوقانی میکروفاسیس ۳A، رنگ لایه های مادستون تیره تر است و بوی تند زنده ای هنگام ضربه چکش از آنها به مشام می رسد که به احتمال قوی مربوط شرایط احیایی تشکیل آنهاست. خرده های فسفات استخوان و فلس ماهی نیز به طور پراکنده در این مادستون ها مشاهده می شود. مجموعاً به طرف راس واحد سه از ضخامت لایه های مادستون کاسته می شود و لایه های پکستون فراوانی بیشتری دارند.

میکروفاسیس ۳B (مادستون- پکستون اینتراکلتی): لایه های میکروفاسیس ۳A به طرف بالا با لایه های پکستون خرده فیلی متشکل از دانه های فرامینفرهای پلانکتونیک در تناوب هستند. لایه های پکستون فوق الذکر همیشه با یک مرز ناگهانی و فرسایشی بر روی مادستون های میکروفاسیس ۳A قرار دارند. گاهی اوقات دانه های طویل در این میکروفاسیس به موازات هم آرایش یافته اند و در یک توالی به طرف بالا دانه بندی تدریجی عادی، چینه بندی متقاطع ریپلی و نهایتاً در راس آنها ریپل مارک جریان یافته می شود. این طبقات که بیشتر در اندازه ماسه ریز تا متوسط هستند دارای ساختمانهای رسوبی دیگری از قبیل حفره های فرار، لایه بندی متقاطع پشته ای و ساختهای لغزشی نیز هستند (جدول ۱). تناوب لایه های مزدوج نازک پکستون با مادستون در مقیاس میلیمتری از ویژگی های

بارز این میکروفاسیس است. اجزاء متشکله این لایه ها شامل مخلوطی از فرامینفرهای پلانکتونیک سالم و گاهی شکسته شده، دانه های اینتراکلت و ذرات فسفات از قبیل اینتراکلت فسفات، ائید فسفات، استخوان و فلس ماهی هستند. دانه های فسفات و غیر فسفات در این میکروفاسیس با هم مخلوط شده اند (اشکال ۹a تا ۹g). ضخامت این طبقات بین ۵ سانتیمتر تا حداکثر یک متر متغیر است.

میکروفاسیس ۳C (گرینستون الیتی): در قسمت های راس واحد قبلی گاهی طبقات نازکی از گرینستون الیتی وجود دارد که ضخامت آنها حد اکثر به ۱۰ سانتیمتر می رسد. دانه ها شامل ائیدهای فسفات و به مقدار کمتر اینتراکلت ها و فرامینفرهای فسفات می باشند. اندازه دانه ها در حد ماسه متوسط تا ماسه درشت بوده و جورشدگی ذرات بسیار خوب است. تخلخل بین دانه ای این رخساره را، سیمان سیلیسی از نوع کوارتز میکروکریستالین و چرت اشغال کرده است که جانشین سیمان کربناته شده است (اشکال ۱۰a و ۱۰b).

در مجموع میکروفاسیس های واحد ۳ را میتوان به سه گروه مادستون بیوکلستی (۳A)، مادستون - پکستون اینتراکلتی (۳B) و گرینستون ائیدی فسفاتی (۳C) تقسیم نمود. میکروفاسیس ۳C مشخصه یک محیط کم عمق پر انرژی (عمق حدود ۱۰ متر یا کمتر) یعنی پشته های الیتی است (Wilson 1975; Flugel 2004). این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس ۳ متعلق به محیط پشته های الیتی در رمپ داخلی می باشد (Pedley 1998). عدم وجود چینه بندی متقاطع، ضخامت کم لایه ها و ماهیت مسطح آنها نشانه این حقیقت است که لایه های مزبور به صورت مواد شسته شده در محیط های مجاور پشته های الیتی رسوب کرده است (Azeredo 1998).

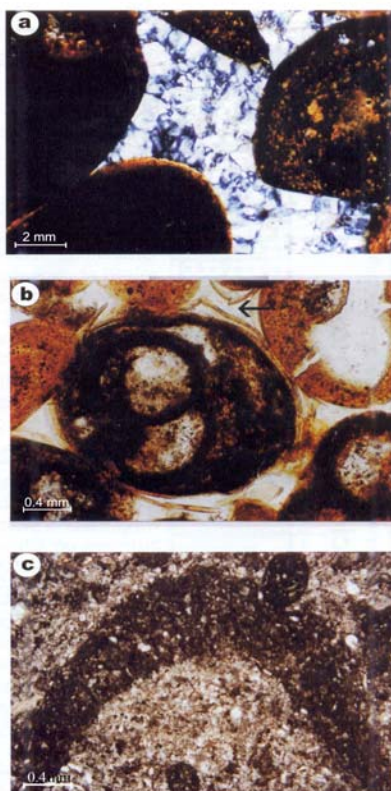


شکل ۹- ساخت های رسوبی و ویژگی های رسوب شناسی رسوبات توفانی کربناته سازند پابده (میکروفاسیس ۳) (محسنی ۱۳۸۲). (a) تصویر میکروسکوپی میکروفاسیس مادستون ۳A حاوی فرامینفر های پلانکتونیک، به بلور پیریت درون حجره فرامینفر دقت گردد. (b) چینه بندی پشته ای و ساخت لغزشی در لایه های رسوبات توفانی. (c) تناوب لامینه های درشت دانه (coarse lamina) متشکل از پکستون خرده فسیلی حاوی قطعات فسیلی برجای مانده (shell lag) (رنگ تیره) و لامینه های ریز (fine laminae) مادستون (روشن) در رخساره توفانی. به قاعده فرسایشی و مرز تند لامینه ها و همچنین لامیناسیون ریپلی متقاطع و یک حفره فرار (علامت پیکان) توجه گردد. (d) ریپل مارک جریانی در سطح فوقانی طبقات کربناته توفانی. (e) لامینه های متقاطع ریپل مارکی (علامت پیکان) در لایه های توفانی. (f) چینه بندی پشته ای و تناوب لامینه های مزدوج دانه ریز با لامینه های درشت دانه در لایه های توفانی. (g) لایه های پکستون حاوی ایتراکلاست، اید و فرامینفر های فسفات مخلوط شده با پوسته های شکسته شده ولی غیر فسفاتی.

میکروفاسیس ۴ (پکستون پلوئیدی بیوکلاستی)

این میکروفاسیس در راس سازند پابده قرار داشته و متشکل از ۲۱۰ متر پکستون بیوکلاستی حاوی قطعات جلبک، فرامینفرهای بنتیک، پلوئید و مقدار اندکی قطعات کرینئید، بریوزوآ، گاستروپدآ و دوکفه ای است (شکل ۱۰c). در قسمت های زیرین مقدار کمی فرامینفرهای پلانکتونیک از قبیل گلوبوژرینا نیز وجود دارد که البته به طرف بالا تدریجاً فراوانی آنها کاهش یافته و به صفر می رسد. از نظر لایه بندی این واحد دارای لایه بندی متوسط تا ضخیم لایه است. مرز فوقانی واحد ۴ با آهکهای سازند آسماری کاملاً تدریجی است و با ظهور طبقات بسیار ضخیم لایه تا توده ای سازند

آسماری می توان آنها را از هم تفکیک نمود. اولین لایه هائی که در آنها مجموعه *Ditrupe*, *Tubecellaria*, *Dyscocyclina* ظاهر شدند به عنوان مرز دو سازند در نظر گرفته شد (رخساره زیستی شماره ۵۶، Wynd 1965). وجود قطعات بیوکلاستی فوق الذکر بویژه جلبکهای آهکی بیانگر یک محیط کم عمق (منطقه نفوذ نور) است. رخساره هائی از قبیل جلبکهای آهکی، بیانگر وجود ریفهای کومه ای مرجانی - جلبکی بطور پراکنده در درون میکروفاسیس ۴ بویژه در بخشهای بالائی آن می باشد. سیمانهای میکروفاسیس ۴ بدون آهن است.



شکل ۱۰- a) جانشینی سیمان سیلیسی به جای سیمان کلسیتی تیغه ای دور دانه ها در گرینستون آلیتی میکروفاسیس ۳C. b) تغییر شکل آئید های فسفاته (علامت پیکان) در یک گرینستون آلیتی در اثر فشردگی در طی دیاژنز دفنی. c) تصویر میکروسکپی میکروفاسیس ۴ سازند پابده که حاوی قطعات جلبکی و خمیره کلسی سیلتایت خرده فسیلی پلوئیدی است (محسنی ۱۳۸۲).

بحث

جایگاه تکتونیک حوضه زاگرس در طی پالئوژن یک حوضه پیش خشکی بوده است (Alavi 1994 and 2004). چنین حوضه‌هایی مناسب‌ترین شرایط برای توسعه رمپ‌ها به جای یک پلتفرم با شیب تند است (Burchett and Wright 1992; Sinclair et al. 1988). به نظر Gilham and Bristow (1998) نیز در بسیاری از نواحی حوضه تتیس، پس از بسته شدن نتوتیس در سنوزوئیک، رمپ‌ها توسعه یافتند. مناسب ترین موقعیت جغرافیایی حوضه‌های رسوبی برای این که تحت تاثیر توفان‌های قوی قرار گیرند، عرض‌های جغرافیایی کم است (Marsaglia and Klein 1983). باز سازی وضعیت خشکی‌ها در زمان پالئوژن و نقشه‌های جغرافیای دیرینه آن زمان نشان می‌دهد که موقعیت جغرافیایی حوضه نتوتیس در عرض‌های جغرافیایی کمتر از ۳۰ درجه شمالی در موقعیت مناسبی از لحاظ تاثیر توفان‌های دریایی قرار داشته است (Ziegler 2001).

توالی قائم رخساره‌های سازند پابده و وجود رخساره‌های میکروسکوپی گوناگون از قبیل رخساره‌های مادتون با فسیل‌های پلانکتونیک، رخساره‌های توفانی، رسوب رخساره‌های کم عمق مانند گرینستون الیتی در برش تیپ و آثار فسیلی، میکروفاسیس‌های حاوی قطعات فسیلی بتیک و پلانکتونیک سالم و شکسته در قسمت‌های فوقانی و رخساره‌های توریدایتی (کلسی‌توریدایت‌های میکروفاسیس ۴B و ۴C) در برش-های رنو و حاج بختیار (بهبهانی و همکاران ۱۳۸۷) شواهدی هستند که به بازسازی محیط رسوبی و ارائه مدل رسوبی سازند پابده (رمپ) کمک زیادی نمودند. همچنین فقدان رخساره‌های ناشی از عملکرد فرایند‌های متداول در محیط پلتفرم حاشیه دار (برش و برش

های بسیار دانه درشت و نبود یک دریای کم عمق حفاظت شده با حاشیه ریف‌های سدی محصور کننده) از جمله این دلایل هستند. مقدار شیب این نوع پلتفرم کربناته در برش تیپ از نواحی کم عمق به سوی حوضه بسیار کم و در اکثر موارد کمتر از یک درجه (رمپ کم شیب) و در رمپ پرشیب (برش‌های رنو و حاج بختیار) بیش از ۲ درجه است (Burchett and Wright 1992). عدم وجود یک تغییر شیب محسوس در رمپ-های کم شیب سبب می‌شود که امواج توفانی براحتی نواحی شلف را متاثر نموده و باعث تشکیل رخساره‌های توفانی در این نوع محیط‌ها شوند. به عبارت دیگر وجود رخساره‌های توفانی از مشخصات متمایز کننده محیط رمپ از محیط شلف است. وجود رخساره‌های گرینستون الیتی (رخساره میکروسکوپی ۳C) و قطعات جلبک‌های آهکی (رخساره میکروسکوپی ۴) در برش تیپ نشانه گسترش بخش‌های کم عمق در این نواحی است، در حالی که وجود رخساره توریدایتی (رخساره-های میکروسکوپی ۴B و ۴C)، فقدان رخساره‌های توفانی و وجود ایکنورخساره زئوفیکوس در بخش‌های میانی و تحتانی سازند پابده (بهبهانی و همکاران ۱۳۸۷) در ناحیه ایلام نشان می‌دهد که بخش عمیق رمپ در این برش‌ها گسترش داشته است.

رسوبات مادتون، وکستون و گاهی پکستون به همراه شیل و مارن حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک سالم بیانگر محیط حوضه‌ای بوده و در کمربند رخساره‌ای ۸ و ۹ یعنی رمپ بیرونی عمیق رسوب می‌نمایند (Elgadi and Brookfield 1999). این رسوبات در مناطق زیر خط تاثیر امواج رسوب کرده و به همین دلیل میزان گل آنها بالاست. وفور گل، عدم وجود شواهد جابجایی زیاد دانه‌ها و لایینه‌های ریز پیریت و نیز تجمع مواد آلی بویژه در خمیره رخساره‌های

میکروسکوپی یک و دو در برش تیپ و دو، سه و ۴A در ناحیه ایلام دلایلی هستند که میزان کم انرژی و پایین بودن مقدار اکسیژن محیط را نشان می دهند (Wilson 1975; Flugel 2004).

در برش تیپ میکروفاسیس ۳A در محیط رمپ میانی نسبتاً آرام در زیر منطقه تاثیر امواج نرمال رسوب کرده است. منشا گل این میکروفاسیس محیط رمپ داخلی بوده است. گل های موجود در این میکروفاسیس ناشی از فرو پاشیدن جلبک های آهکی (به توضیحات میکروفاسیس ۴ توجه شود) و نیز فرسایش ذرات در اثر عمل امواج و توفان بوده است که سپس توسط توفان شسته شده و پس از حمل به نواحی عمیقتر حمل شده و در فواصل دوره های آرامش بین توفان ها در زیرسطح اثر امواج نرمال رسوب کردند. میکروفاسیس ۳B که متشکل از پکستون حاوی خرده های بیوکلاستی برجای مانده و دانه های اینتراکلاست فسفات متناوب با لایه های مادستون حاوی پیریت می- باشد و در قسمت های فوقانی تناوبی از لایه های نازک گرینستون الیتی نیز در بین آنها رسوب کرده است، متعلق به محیط رمپ میانی هستند (این میکروفاسیس با داشتن ساختمان های رسوبی نظیر سطوح تحتانی فرسایشی، دانه بندی تدریجی، چینه بندی پشته ای، حفرات فرار، لامینه های رپلی متقاطع، ساخت لغزشی و رپیل مارک متعلق به رسوبگذاری در یک رمپ متاثر از توفان می باشد (Cheel and Leckie 1993; Walker and Plint 1992; Molina et al. 1997; Shakeri and Okhravi 2001; Dumas and Arnott 2006). در این محیط توفان نقش بسزایی در حمل و جابجایی و مخلوط شدن ذرات ایفا نموده است (جدول ۱). قاعده فرسایشی هر سیکل بر روی رخساره گلی و تشکیل چینه

بندی متقاطع پشته ای و نهایتاً کاهش اندازه ذرات و تشکیل رپیل مارک و چینه بندی متقاطع کوچک مقیاس در راس سیکل نشانه افت انرژی جریان هستند. به علت تاثیر این جریانات در محیط رمپ، مقدار قابل ملاحظه ای از گل از قسمت های کم عمق به سوی نواحی عمیق تر حمل شده و به این دلیل رخساره های توفانی با مادستون ها متناوب دیده می شوند. این تناوب که حاکی از دوره های آرامش و دوره های توفانی است حتی در مقیاس میلیمتری نیز به چشم می خورد. رسوبات مزبور بیانگر کمربندهای رخساره ای ۳ و ۴ Pedley (1998) است که در بالای سطح تاثیر امواج توفانی در محیط رمپ میانی رسوب کرده اند.

رخساره های توفانی متعلق به محیط رمپ میانی بر روی رسوبات رمپ خارجی قرار دارند و خود توسط لایه های نازک گرینستون تا پکستون الیتی (همراه با ااید و اینتراکلاست فسفات) پوشیده می شوند که نشانه کم عمق شدن حوضه و تشکیل پشته های الیتی (میکروفاسیس ۳C) است. همچنین جورشدگی خوب، بلوغ بافتی بالا، عدم وجود گل یا گل بسیار کم در لابلای ذرات و فابریک مماسی ااید ها از جمله شواهدی هستند که بیانگر رسوب این رخساره در یک محیط پر انرژی است.

در برش تیپ میکروفاسیس ۴ متشکل از قطعات جلبک های قرمز، مقدار ناچیزی دو کفه ای و گاستروپد، مقدار کمی گلوبیژرینا در قسمت های زیرین، بریوزوآ، همراه با خمیره پلوئیدی- بیوکلاستی قرار گرفته است. این رخساره ها متعلق به یک رمپ درونی با مشخصات لاگون است. بویژه همراهی پلوئید و گاستروپد با قطعات جلبکی بیانگر کم عمق بودن و منطقه نفوذ نور است. پهنه های جلبکی بصورت ریف

های کومه ای به همراه موجودات چسبنده از قبیل بریوزوآ از مشخصات رخساره های کم عمق در محیط های رمپ درونی به شمار می روند (Tucker and Wright 1990). عدم وجود رخساره های تبخیری در راس سازند پابده در برش تیپ نشانه وجود یک لاگون با چرخش آزاد آب است.

در ناحیه ایلام میکروفاسیس های ۲، ۳ و ۴A در بخش عمیق رمپ خارجی، میکروفاسیس های ۴B و ۴C در بخش میانی رمپ خارجی، میکروفاسیس های ۵ تا بخش قاعده ای ۶C در بخش فوقانی رمپ خارجی و بخش فوقانی میکروفاسیس ۶C تا ۷C در رمپ میانی رسوب نموده اند (بهبهانی و همکاران ۱۳۸۷). رسوبات حوضه ای مجاور رمپ عمدتاً شامل رخساره های غنی از مواد آلی (میکروفاسیس ۲ و ۴A؛ بهبهانی و همکاران ۱۳۸۷)؛ (Droste 1990) یا سیکل های با آشفستگی زیستی نسبتاً گسترده (میکروفاسیس ۳) می باشد (Calvert et al. 1996). بخش هایی از رمپ که فروافتادگی بیشتری داشته و در مناطق حداقل اکسیژن واقع شده باشند به تشکیل رخساره های احیایی غنی از مواد آلی کمک زیادی می کند (میکروفاسیس ۲ تا ۷A در برش های ناحیه ایلام؛ بهبهانی و همکاران ۱۳۸۷ و میکروفاسیس ۱ و ۲ در برش تیپ). این مناطق اصطلاحاً حوضه درون شلف نامیده می شوند. بخش های میانی و تحتانی سازند پابده در برش های رنو و حاج بختیار (ایکونوفاسیس زئوفیکوس؛ رمپ خارجی) دارای TOC بالا (بیش از ۲/۵٪) می باشد. در بخش فوقانی سازند پابده در این برش ها (رمپ میانی؛ ایکونوفاسیس کروزیانا با آثار فسیلی پلانولیتس، آرنی کولیتس و...) میزان TOC نسبتاً پایین (۰/۶-۲/۸٪) می باشد (بهبهانی ۱۳۸۵). با توجه به این مطالعات و شواهد رسوبات توریدایتی می توان نتیجه گرفت که محیط رسوبی این

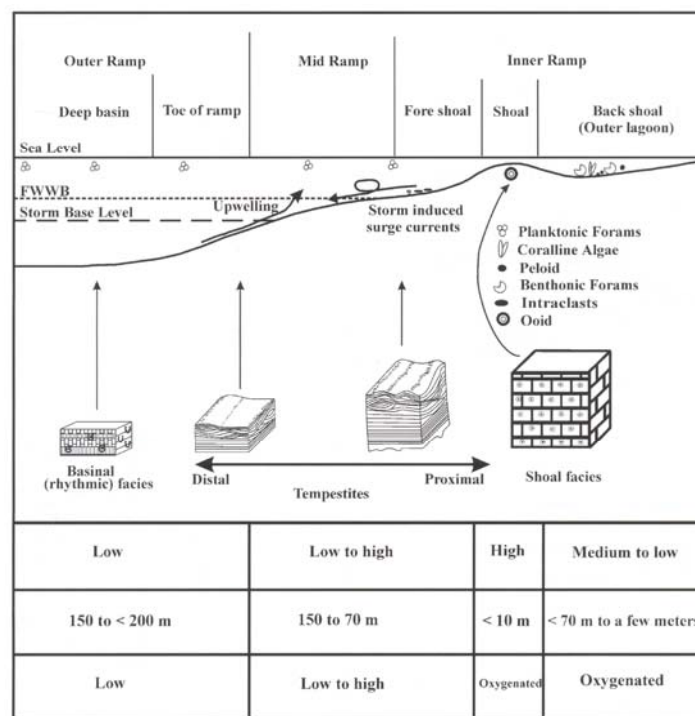
سازند در برش های رنو و حاج بختیار یک رمپ پرشیب بوده که به طرف بخش عمیق تر به حوضه درون شلف منتهی شده است (بهبهانی و همکاران ۱۳۸۷).

بازسازی موقعیت فضایی رخساره های سازند پابده در توالی قائم و قرار دادن آنها در کنار هم منجر به ارائه الگوهایی برای مدل رسوبگذاری سازند پابده در نواحی ایلام و فروافتادگی دزفول شده است (اشکال ۱۱ و ۱۲). تغییرات قائم رخساره های سازند پابده بیانگر این حقیقت است که علیرغم وجود ساختمان های رسوبی از قبیل لامیناسیون های ریلی متقاطع، چینه بندی متقاطع پشته ای در برش تیپ، در برش های رنو و حاج بختیار نشانه ای از رسوبات توفانی و رخساره های پر انرژی پشته ای مشاهده نمی شود. در برش تیپ با افزایش تدریجی عمق حوضه، به ترتیب رخساره های توفانی دور از منشأ و طبقات ریتیک حوضه ای با میکروفسیل های پلانکتونیک سالم و مواد آلی به همراه پیریت (رخساره های ۱ و ۲) و در برش های رنو و ایلام با افزایش عمق حوضه، رسوبات توریدایتی و رخساره های حوضه ای رسوب نموده اند.

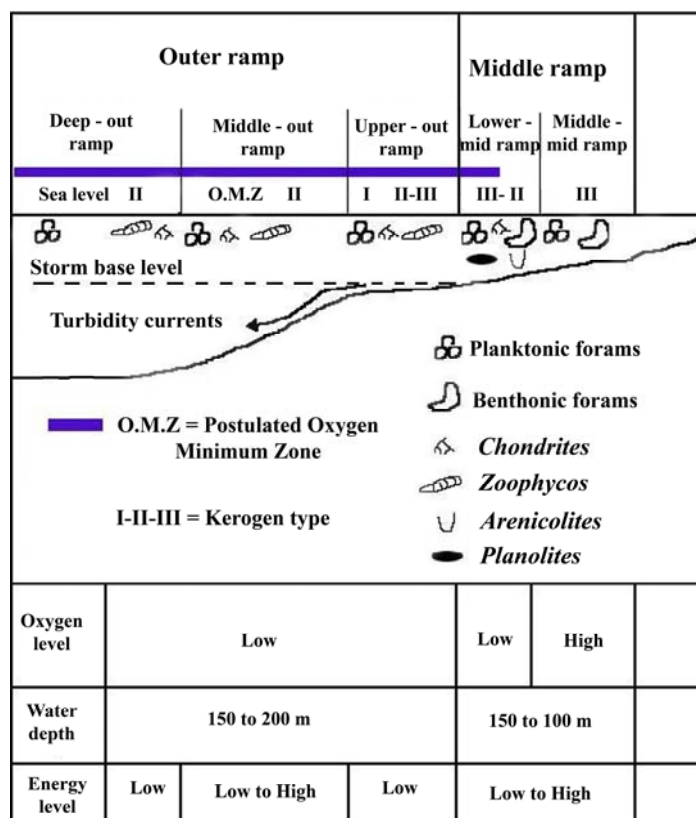
همانگونه که در این اشکال پیداست، محیط رسوبی سازند پابده در ناحیه ایلام از رمپ بیرونی به رمپ میانی و در برش تیپ از حوضه (رمپ بیرونی) به لاگون (رمپ درونی) تحول یافته است. میزان انرژی محیط و سطح اکسیژن محلول در آب در برش های مورد مطالعه تا حد ممکن بر اساس شواهد موجود استنتاج و پیشنهاد شده است. به دلیل فقدان شواهد کافی، در برخی موارد ارقام مربوط به عمق مستدل نبوده و تقریبی می باشند. در برش تیپ رخساره های حاوی مواد آلی و پیریت از مشخصات محیط های احیایی تهی از اکسیژن به شمار می روند که در میکروفاسیس یک قابل مشاهده است (Watkins et al. 1995). فرامینفرهای پلاژیک سالم و

در قسمت فوقانی می توان عمق ۵۰ تا ندرتاً کمتر از ۲۰۰ متر را برای این قسمت پیشنهاد نمود (Cheel and Leckie 1993; Vera and Molina 1998). گسترش رخساره گرینستون الیتی مشخص کننده محیط کم عمق (کمتر از ۱۰ متر) و انرژی زیاد محیط است. Gonzalez (1996) این نوع رسوبات را به عملکرد جزر ومد بر محیط پشته یا سد با عمق بین ۱ تا ۱۰ متر تفسیر نمود. به نظر (AL-Aasm and Azmy 1996) رخساره پشته یا

دست نخورده به همراه گل فراوان مشخصه یک محیط عمیق (معمولاً عمق بیش از ۱۵۰ تا ۲۰۰ متر) است (Watkins et al. 1995). محیط رمپ میانی که محل تاثیر توفان های قوی نیز بوده است، از لحاظ میزان انرژی و اکسیژن وضعیتی متغیر داشته و دوره های آرام با انرژی کم و اکسیژن ناچیز (رخساره ۳A با گل زیاد و خاصیت بوی تند زنده و بلور های پیریت در درون مادستون ها) متناوب با دوره های توفانی همراه با انرژی زیاد است. عمق این قسمت چندان مشخص نیست اما با توجه به وجود زیست آشفستگی و تدریج با رخساره ۳C



شکل ۱۱- مدل محیط رسوبی سازند پابده در برش تیپ (محسنی ۱۳۸۲).



شکل ۱۲- مدل پیشنهادی محیط رسوبی سازند پابده در ناحیه ایلام.

نتیجه گیری

حاج بختیار یک رمپ پرشیب دور از منشاء بوده که به طرف بخش عمیق تر به حوضه درون شلف منتهی شده است (میکروفاسیس های ۲ تا VA) و سبب حفظ مواد آلی در این واحدها شده است.

همچنین با توجه به بررسی های صورت گرفته در برش تیپ، محیط دریای باز رمپ بیرونی با رخساره پلاژیک تدریجاً به یک محیط رمپ میانی متأثر از توفان با کمربند های پر انرژی پشته های الیتی در راس و نهایتاً به یک لاگون تحول یافته است.

ساختمان های رسوبی نظیر سطوح تحتانی فرسایشی، دانه بندی تدریجی، ریپل مارک جریان، چیپس گلی و سکانس بوما همگی نشان دهنده رسوبگذاری میکروفاسیس B ۴ و C ۴ توسط جریان های توربیدیتی در برش های ناحیه ایلام است.

ساختمان های رسوبی نظیر چینه بندی متقاطع ریپلی، ریپل مارک جریان، حفره های فرار، لایه بندی متقاطع پشته ای و ساخت های لغزشی نشانگر حاکم بودن شرایط توفانی در برش تیپ می باشد.

با توجه به مطالعات صورت گرفته می توان نتیجه گرفت که محیط رسوبی سازند پابده در برش های رنو و

منابع

- ۱- بهبهانی، ر.، ۱۳۸۵، بررسی میکروفاسیس‌ها، ژئوشیمی آلی و محیط رسوبی توالی‌ها بیتومین دار سازند پابده در ایوان غرب: پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا همدان، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، ۱۴۸ ص.
- ۲- بهبهانی، ر.، س. خدابخش، ح. محسنی، ز. آتش مرد و ع. مقدسی، ۱۳۸۷، نقش موثر شواهد پتروگرافی (میکروفاسیس)، ژئوشیمی آلی و آثار فسیلی در تعیین محیط رسوبی (یک مثال از سازند پابده، حوضه زاگرس، جنوب غرب ایران): دانشگاه تهران، مجله علوم، جلد ۳۴، شماره ۲، ص ۱۳۱-۱۲۱
- ۳- محسنی، ح.، ۱۳۸۲، محیط رسوبی و دیاژنز سازند پابده در فروافتادگی دزفول شمالی: پایان نامه دکتری، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، ۱۹۴ ص.
- 4- Agard, P., J. Omrani, L. Jolivet and F. Mouthereau, 2005, Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation: International Journal of Earth Science, v. 94, p. 401- 419.
- 5- Al-Aasm, I. S., and K. Azmy, 1996, diagenesis and evolution of microporosity of Middle-upper Devonian Kee Scarp Reefs, Norman Wells, Northwest Territories, Canada: petrographic and geochemical evidence: AAPG, Bull. v. 80, p. 82-100.
- 6- Alavi, M., 1994, Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran, new data and interpretations: Tectonophysics, v. 229, p. 211- 238.
- 7- Alavi, M., 2004, Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution: American Journal of Science, v. 304, p. 1-20.
- 8- Alsharhan, A. S., and A. E. M. Nairn, 1995, Sedimentary Basins and Petroleum Geology of the Middle east: Journal of African Earth Science, v. 28, p. 76 -771.
- 9- Altinaker, M. S., and W. H. Graf, 1996, Flow structure in turbidity currents: Journal of Hydraulic Research, v. 34, p. 713- 721.
- 10- Azeredo, A., 1998, Geometry and facies dynamic of Middle Jurassic Carbonate ramp sand bodies, West-Central Portugal. In: V. P. Wright, and T. P. Burchette (Eds.), Carbonate Ramps: Geol. Soc. Spc. Pub, no. 149, p.281-314.
- 11- Basu, D., and A. H. Bouma, 2000, Thin bedded turbidites of the Tanqua Karoo: physical and depositional characteristics. in: A. H. Bouma and C. G. Steno (Eds.), Fine grained turbidite systems: AAPG Memoir 72 / SEPM Special Publication 68, p. 203- 248.
- 12- Bordenave, M. L., and J. A. Herge, 2005, The influence of tectonics on the entrapment of oil in the Dezful embayment, Zagros fold belt, Iran: Journal of Petroleum Geology, v. 28, p. 339- 368.
- 13- Bordenave, M. L., and A.Y. Huc, 1995, The Cretaceous source rocks in the Zagros Foothills of Iran: Reve De Institut Francais Du Petrole, v. 50, p. 727- 754.
- 14- Bromley, R.G., 1996, Trace fossils: biology and thaphonomy: Academic Division of Unwin Hyman Ltd, London, 280pp.

- 23- Ekdale, A.A., 1988, Pitfalls of paleobathymetric interpretations based on trace fossils assemblages, *Palaios*, v. 3, p. 464- 472.
- 24- Elgadi, M. S. M., and M. E. Brookfield, 1999, Open Carbonate ramp facies, microfacies and paleoenvironments of the Gramme Formation (Maastrichtian), Pernambuco-Paraiba Basin, northeastern Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, p.411-433.
- 25- Flugel, E., 2004, *Microfacies of Carbonate Rocks*, Springer-Verlag, Berlin, 976 pp.
- 26- Gilham, R. F. and C. S. Bristow, 1998, Facies architecture and geometry of a prograding carbonate ramp during early stage of foreland basin evolution: Lower Eocene sequences, Sierra Del Cadi, SE Pyrenees, Spain. in: V. P. Wright and T.P. Burchette (Eds.), *Carbonate Ramps: Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, no. 149, p.181-204.
- 27- Gonzalez, R., 1996, Response of shallow-marine Carbonate facies to 3rd-order and high-frequency sea-level fluctuations: Hauptrogenstein Formation, northern Switzerland: *Sed. Geol.*, v. 102, p.111-130.
- 28- Hessami, K., F. Milforoushan, and C. J. Talbot, 2006, Active deformation within the Zagros mountains deduced from GPS measurements. *Journal of Geological Society, London*, v. 163, p. 143- 148.
- 29- Heydari, E., 2008, Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros mountains of Iran : *Tectonophysics*, v. 451, p. 56- 70.
- 30- Marsaglia, K.M., and G. D. Klein, (1983) *The Paleogeography of The Paleozoic And*
- 15- Burchette, T. P., and V. P. Wright, 1992, Carbonate ramp depositional system: *Sedimentary Geology*, v. 79, p. 3-58.
- 16- Calvert, S.E., R.M. Bustin, and E.D. Ingall, 1996, Influence of water column anoxia and sediment supply on the burial and preservation of organic carbon in marine shales: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 1577- 1593.
- 17- Cheel, R. J., and D. A. Leckie, 1993, Coarse-grained storm beds of the upper Cretaceous Chungo Member (Wapiabi Formation), Southern Alberta, Canada: *J.S.P.*, v. 62, p. 933-945.
- 18- Dickson, J. A. D., 1965, A modified staining technique for carbonates in thin section: *Natur*, v. 205, 587 pp.
- 19- Droste, J.B., 1990, Trends in depth and extent of bioturbation in Cambrian carbonate marine environment: Western United States, *Geology*, v.16, p. 233- 246.
- 20- Dumas, S. and R. W. C. Arnott, 2006, Origin of hummocky and swaley cross-stratification- the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate: *Geology*, v. 34, p. 1073- 1076.
- 21- Dunham, R. J., 1962, classifications of carbonate rocks according to depositional texture. In: W. E. Ham (Eds.), *Classification of Carbonate Rocks: A. A. P. G. Mem. 1*, p. 108-121.
- 22- Eberli, G.P., 1987, Calcareous Turbidites and their relationship to sea- level fluctuations and tectonism. in: G. Einsele, W. Ricken, and A. Seilacher (Eds.), *Cycles and events in stratigraphy: Springer- Verlag*, p. 340- 359.

embayment), Iran: Marine and Petroleum Geology, v. 21, p. 535- 554.

38- Sinclair, H. D., Z. R. Sayer, and M.E. Tucker, 1988, Carbonate Sedimentation during early foreland basin subsidence: the Eocene succession of French Alps. in: V. P. Wright, and T.P. Burchette (Eds.), Carbonate Ramps: Geol. Soc. London, Sp. Pub., no.149, p.205-228.

39- Stoneley, R., 1990, The Arabian continental margin in Iran during the late Cretaceous. in: A.H.F. Roberston, M.P. Searl, and A. Ries (Eds.), The geology and tectonics of the Oman region: Geol.Soc. London. Spec. Pub, v. 49, p. 787- 795.

40- Tucker, M. E., and P.V. Wright, 1990, Carbonate Sedimentology: Blackwell Scientific Pub., Oxford, 482 pp.

41- Van Buchem, F. S. P., P. Razin, P.W. Homewood, W. Oterdoom, and J. Handphilip, 2000, Stratigraphic organization of carbonate ramps and organic rich intrashelf basins, Natih Formation (middle Cretaceuos) of nothern Oman: AAPG Bulletin, v. 87, p. 21- 54.

42- Vera, J. A., and J. M. Molina, 1998, Shallowing-upward cycles in pelagic troughs, (Upper Jurassic, Subbetic, Southern Spain): Sed. Geol. v. 119, p. 103-121.

43- Wach, G. D., T. C. Lukas, R. K. Goldhammer, H. dev. Wickens, and A. H. Bouma, 2000, Submarine fan through slope to deltaic transition basin- fill succession, Tanqua Karoo, south Africa. in: A. H. Bouma and C. G. Steno (Eds.), Fine grained turbidite systems: AAPG Memoir 72 / SEPM Special Publication 68, p. 173- 180.

Mesozoic storm Depositional Systems: Journal of Geol., v. 91, p. 117-142.

31- Moghaddam, H. V., and C. R. Paul, 2000, Trace fossils of the Jurassic, Blue Lias, Lyme Regis, Southern England: Ichnos, v. 7, p. 283-306.

32- Mohseni, H., and I.S. Al -Aasm, 2004, Tempestite deposits on a storm – influenced carbonate ramp : an example from the Pabdeh Formation (Paleogene), Zagros Basin, SW Iran: Journal of Petroleum Geology, v. 27, p. 163- 178.

33- Molina, J. M., P.A. Ruiz-Ortiz, and J. A. Vera, 1997, Calcareous tempestites in pelagic facies (Jurassic) Betic Cordilleras, Southern Spain: Sed. Geol., v. 109, p.95-109.

34- Murris, R.J., 1980, Middle east, stratigraphic evolution and oil habitat: AAPG Bulletin, v. 4, p. 597- 618.

35- Pedley, M., 1998, A review of sediment distributions and processes in Oligo-Moicene ramps of the southern Italy and Malta (Mediterranean divide).in: V. P. Wright and T.P. Burchette (Eds.), Carbonate Ramps: Geol. Soc. London, Sp. Pub. no. 149, p. 163-180.

36- Shakeri, S., and R. Okhravi, 2001, Tempestit facies in upper Permian sediments (Ruthe Formation), Aru section, central Alborz: Proceeding of the 19th Annual congress of the Geological Society of Iran, Tehran, p.19 (in Persian).

37- Sherkati, S., and J. Letouzey, 2004, Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful

- 44- Walker, R. G., 1992, Turbidites and submarine fans. In: R. G. Walker and N. P. James (Eds.), Facies model: response to sea level change: Published by Geological Association of Canada, p. 239- 263.
- 45- Walker, R. G., and A. G. Plint, 1992, Wave and storm dominated shallow marine systems. In: R. G. Walker and N. P. James (Eds.), Facies model: response to sea level change: Published by Geological Association of Canada, p. 219- 238.
- 46- Watkins, R.T., Y. Nathan and J. M. Brenner, 1995, Rare earth elements in phosphoresce and associated sediments from the Namibian and South Africa Continental shelves: Marine Geology, v. 129, p. 111-128.
- 46- Wilson, J. L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History: Springer-Verlag, Berlin, 471 pp.
- 47- Wynd, J.G., 1965, Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area: NIOC, unpub. rep., no. 1082.
- 48- Ziegler, M. A., 2001, Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences: GeoArabia, v. 6, p. 445- 504.