لیتوفاسیس و پتروفاسیس رسوبات سیلیسی - آواری ژوراسیک میانی در شرق بینالود و ارتباط آن با موقعیت تکتونیکی منشاء

رضا موسوی حرمی^(۱، *)، اسداله محبوبی^(۱)و فخری هاشمی^(۱)

چکیدہ

رسوبات سیلیسی آواری ژوراسیک میانی در بخش شرقی رشته کوه های بینالود در شمال شرق ایران برون زد دارد. این رسوبات از کنگلومرا، ماسه سنگ و مقادیر کمی رسوبات سیلیسی آواری دانه ریز تشکیل شده است. بر اساس شواهد صحرایی، سیزده لیتوفاسیس از جملهGm, Gm, Gm, Gom, Gom (گراولی) Sh, Sm, Sr, Sr, (گراولی) Gmm, Gcm, Gmg, Gp, Gh, Gh, Oh, Sc, Sl بر اساس شواهد صحرایی، سیزده لیتوفاسیس از جملهSh, Gh, Gh, Gh, Gh, Gh, Ch, (ماسه ای) و F1 (گلی) مورد شناسایی قرار گرفته است که پنج عنصر ساختاری ,SG, GB, CH (ماسه ای) و SG, GB, CH (ماسه ای) و SG, GB, CH (ماسه ای) و SG, GB, CH (ماست که پنج عنصر ساختاری , موربی درودخانه ای (از نوع بریده بریده با بستر گراولی) بر جای گذاشته شده اند. مطالعات پتروگرافی به شناسایی دو پتروفاسیس کنگلومرایی (منومیکتیک و پلی میکتیک) و ماسته سنگی (کوارتز آرنایت، ساب لیت آرنایت و لیت آرنایت) انجامیده است. آنالیز پتروفاسیس های ماسه سنگی نشان می دهد که این رسوبات از منشایی با موقعیت تکتونیکی کوهزایی با چرخه مجدد سرچشمه گرفته اند. با توجه به برخورد صفحات توران و ایران و بسته شدن دریای پائوتتیس در طی تریاس پسین در شمال شرق ایران و تشکیل حوضه های فورلندی، رسوبات رقوراسیک میانی در ناحیه مورد مطالعه از فرسایش ارتفاعات تشکیل شده مشتق شده اند. بدیهی است این داده ها می تواند به شناخت بهتر و ضعیت تکتونیکی شمال شرق ایران کمک نماید.

واژه های کلیدی: لیتوفاسیس، پتروفاسیس، تکتونیک، ژوراسیک میانی، بینالود(شرق ایران)

مقدمه

ترکیب سنگ های سیلیسی آواری معمولا توسط عوامل متعددی در ناحیه منشاء (مانند هوازدگی فیزیکی و شیمیایی، پستی و بلندی، اقلیم، فعالیت تکتونیکی و ترکیب شیمیایی) و فرایندهای انتقال، رسوبگذاری و پس از رسوبگذاری (دیاژنز) کنترل می شود (Von Eynatte, 2004; Whitmore et al., 2004).

سنگ های سیلیسی آواری ژوراسیک میانی که در نقشه های زمین شناسی مشهد (طاهری و قائمی، ۱۳۷۳) و طرقبه (پورلطیفی، ۱۳۸۰) معرفی شده است، در جنوب – جنوب غرب مشهد در رشته کوه های بینالود برون زد دارد. این سنگ ها عمدتا از کنگلومرا و ماسه سنگ و به مقدار کمی سنگ های دانه ریز تشکیل شده و تا کنون به طور تفصیلی بررسی نشده است. در این تحقیق اختصاصات رسوب شناسی و ارتباط آنها با تکتونیک

ناحیه منشاء مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت. بدیهی است که این نتایج می تواند به درک بهتری از پیچیدگی تکتونیکی دربینالود کمک نماید. از مهمترین اهداف این تحقیق می توان به ۱) شناسایی و تفکیک انواع لیتوفاسیس و پتروفاسیس بر اساس شواهد صحرایی و آزمایشگاهی، ۲) تعبیر و تفسیر محیط رسوبگذاری و ۳) بررسی ارتباط میان موقعیت تکتونیکی ناحیه منشاء با ترکیب سنگهای سیلیسی آواری ناحیه مورد مطالعه اشاره نمود.

موقعيت زمين شناسى منطقه

رشته کوه های بینالود یک سلسله جبال سینوسی با روند شرقی_غربی و تحدب به سمت شمال، در شمال شرق ایران

ليتوفاسيس و پتروفاسيس رسوبات ...

قرار دارد. بینالود از سمت غرب به سلسله جبال البرز، از شرق به کوه های پاراپامیسوس در شمال افغانستان، از شمال به دشت مشهد۔ قوچان و از جنوب به دشت نیشابور۔ سبزوار محدود شده است (Alavi,1992). علاوه بر این، خط درز پالئوتتیس در شمال این ارتفاعات قرار می گیردRatesh, 1975; Stocklan,1974, 1975) (Bratesh, 1975; Stocklan,1974, 1974, 1975) (مان می گیرد Alavi, 1974, 1974, 1974) روراسیک، کرتاسه و سنوزوئیک تشکیل شده است که به همراه بقایای اقیانوس پالئوتتیس توسط چندین گسل تراستی در طی زمان کوهزایی های سیمرین و آلپ به طرف جنوب غرب انتقال یافته اند (Alavi, 1991, 1991).

رسوبات ژوراسیک تحتانی و میانی در رشته کوه های بینالود عمدتا سیلیسی آواری و رسوبات ژوراسیک فوقانی از سنگ آهک

و مارن تشکیل شده است(Shahrabi & Davoudzadeh, 1986) رسوبات سیلیسی آواری ژوراسیک میانی در نواحی آغنج و کرتیان در جنوب مشهد (شکل ۱) برون زد دارد. این رسوبات در مقطع آغنج شامل کنگلومرا، کنگلومرای ماسه ای و ماسه سنگ های پبل داراست (شکل ۲) و ۹۰۸ متر ضخامت دارد در صورتی که در ناحیه کرتیان این رسوبات ۹۲۶ متر ضخامت داشته و عمدتا از تناوب کنگلومرا، ماسه سنگ پبل دار و مقدار کمی سیلتستون و شیل تشکیل شده اند. در ناحیه آغنج، رسوبات ژوراسیک میانی به طور ناپیوسته بر روی کنگلومراهای پلی میکتیک ودانه درشت ژوراسیک تحتانی قرار داشته در صورتی که در ناحیه کرتیان بر روی شیل ها و ماسه سنگ های سازند شمشک به طور ناپیوسته قرار دارند. مرز فوقانی در هر دو ناحیه نیز به فرم فرسایشی است.



شكل ۱- موقعيت جغرافيايي منطقه مورد مطالعه



شکل ۲- رخنمون رسوبات سیلیسی آواری ژوراسیک میانی در برش آغنج. کنتاکت تحتانی در گوشه سمت راست تصویر قرار دارد و ادامه برش در طرف چپ تصویر است. ضمنا کنتاکت فوقانی این رسوبات به فرم فرسایش عهد

حاضر است

روش مطالعه

در این تحقیق دو برش چینه شناسی در نواحی آغنج و کرتیای (شکل ۱) اندازه گیری و ۲۰۰ نمونه سنگی جهت مطالعات پتروفاسیس برداشت شده است. در هر یک از پتروفاسیس ها، انواع دانه های اصلی و فرعی و میزان فراوانی آنها تعیین شده و همچنین حداکثر و حداقل قطر آنها اندازه گیری شده است. در هر یک از نمونه ها بر اساس روش (Zuffa, 1985) تعداد ۳۰۰ نقطه از ذرات بزرگتر از سیلت درشت شمارش شده است. لازم به ذکر است که چون اجزای اصلی تشکیل دهنده ماسه سنگ ها از نوع کوارتز بوده و سیمان نیز عمدتا سیلیسی بوده است، تاثیر دیاژنز، شرایط آب و هوایی، حمل و نقل و محیط رسوب گذاری در نظر گرفته نشده است.

سنگ های دانه درشت براساس طبقه بندی پتی جان,Pettijohn) و (Polk, 1980 و سنگ های دانه متوسط به روش فولک (Folk, 1980) و لیتوفاسیس ها به روش میال (Miall, 1996) نام گذاری شده اند. در خاتمه بر اساس ترکیب رسوبات سیلیسی آواری دانه متوسط و با استفاده از نمودارهای مثلثی دیکینسون (Dickinson, 1985) موقعیت تکتونیکی ناحیه منشاء تعبیر و تفسیر شده است.

ليتوفاسيس ها

آنالیز لیتوفاسیس ها در سنگ های سیلیسی آواری ژوراسیک میانی در ناحیه مورد مطالعه براساس عناصر بافتی و ساختاری (Miall, 1996) صورت گرفته است که به شناسایی سه مجموعه گراولی، ماسه ای و گلی و پنج عنصر ساختاری منجر شده است (جدول ۱).

مجموعه لیتوفاسیس گراولی: این مجموعه از لایه بندی خیلی ضخیم بر خوردار بوده و بخش های اصلی توالی های مورد مطالعه را تشکیل می دهد. این مجموعه شامل لیتو فاسیس های Gem, Gmg, Gp, Gh

ليتو فاسيس هاي Gmm و Gmg عمدتا حاوي ماتريكس ، فاقد لایه بندی و ساختمان رسوبی اند. قطعات و ماتریکس (ماسه و سيلت) موجود در اين ليتوفاسيس ها از جو رشدگي ضعيفي برخوردارند (۳A, B, C) . لیتوفاسیس Gcm از ذرات در اندازه گرانول با جو رشدگی ضعیف و فاقد لایه بندی (تو ده ای) و ساختمان رسوبي تشكيل شده است. اين رخساره ها احتمالا توسط جريان های خرده دار با بار رسوبی زیاد تشکیل شده اند(;Miall,1996 Martinson et al., 1999 . ليتو فاسيس Gp حاوى طبقه بندى مورب مسطح و ماتریکس فراوان است (شکل ۳D). مهاجرت سدهای طولی و زبانه ای در بخش های بالادست جریان در رودخانه های بریده بریده می توانند چنین لیتوفاسیسی را ایجاد نمایند مشابه آنچه که از رسوبات الیگوسن در شمال شرق ژاپن(Jain, واز غرب هندوستان(Yagishita & Takano, 2005) واز غرب 2005) گزارش کردہ اند. لیتوفاسیس Gh دارای طبقہ بندی افقی و حاوی ذرات در اندازه پبل و ماتریکس فراوان است (شــکل ۳D). این لیتوفاســیس معمولا هم در سنگ های آواری دانه درشت غنی از ماتریکس و هم در سنگ های آواری دانه درشت غني از گرانول تشکیل مي شود. ليتوفاسيس مذکور عمدتا در قسمت های پایینی و میانی در برش آغنج و قسمت

عناصر ساختاري	مجموعه ليتوفاسيس	تفسير
SG	Gmm, Gmg, Gcm	جریان های خرده دار با نرخ رسوبگذاری بالا در نواحی نزدیک به منشاء در سیستم های رودخانهای بریده بریده؛ از نظر شکل هندسی غالبا پهن و به فرم ورقه ای هستند.
GB	Gp, Gmm	عمدتا بر اثر مهاجرت سدهای گراولی در سیستم های رودخانه ای بریده بریده با بار بستر گراولی تشکیل شده است؛ معمولا از نظر شکل هندسی به فرم عدسی شکل و نیز گسترده است
СН	Gmm, Gh, Sm, Sh	رسوبات پرکننده کانال که معمولا به فرم عدسی شکل است؛ مرز تحتانی فرسایشی است
SB	Sl, St, Sp, Sr, Sm, Sh, Fl	از نظر شکل هندسی به فرم صفحه ای ر گوه ای شکل است؛ در زمانیکه نرخ رسوبگذاری متوسط بوده است در سیستم های رودخانه ای بریده بریده ماسه ای برجای گذاشته شده اند؛ معمولا در رژیم های جریانی پایین و بالا تشکیل شده اند؛ ممکن است رسوبات پرکننده کانال را تشکیل دهند
FF	Fl	رسوبات به فرم گسترده با ضخامت کم است؛ معمولاً در دشت سیلابی ته نشست کرده یا اینکه به فرم پوششی در بالای سدها رسوب کرده اند

جدول ۱- خلاصه عناصر ساختاری تفسیر شده رسوبات سیلیسی آواری ژوراسیک میانی جنوب مشهد بر مبنای طبقه بندی لیتوفاسیس های میال (۱۹۹۶).

پایینی برش کرتیان دیده می شود. این لیتوفاسیس احتمالا بر اثر مهاجرت سدهای طولی و یا اینکه به فرم رسوبات باقیمانده ا در کف کانال بر جای گذاشته شده است. در بسیاری از اوقات این لیتوفاسیس در زیر لیتوفاسیس Gp قرار دارد که بر اثر حرکت سدهای طولی به طرف پایین دست با شیب کم بر روی Gh تشکیل شده است.

مجموعه لیتوفاسیس ماسه ای: این مجموعه در ناحیه مورد مطالعه نسبت به لیتوفاسیس های دانه درشت از ضخامت کمتری برخوردار است. از عوامل مهمی که در تشکیل آنها نقش موثری دارند می توان به جریان های کششی ^۲ و متناوب ^۳ اشاره نمود (Jain et al., 2005; Friend & Dade 2005). در این مجموعه ساختمان های رسوبی متنوع و فراوان وجود دارد که می توان به طبقه بندی مورب مسطح و عدسی شکل، لامیناسیون مورب، لایه بندی افقی، ریپل مارک و ساختمان های کنده شده و پر شده اشاره نمود. این مجموعه لیتوفاسیس شامل, St, Sp, Sr, Sm

لیتوفاسیس Sh فراوان ترین رخساره ماسه ای در مقطع کرتیان است در حالی که در مقطع آغنج از فراوانی کمتری برخوردار است. معمولا ضخامت آنها از یک متر کمتر بوده و اندازه ذرات تشکیل دهنده آنها در حد ماسه ریز تا درشت است و گاهی به طور پراکنده دارای گراول هستند (ماسه سنگ های پبل دار). مهمترین ساختمان های رسوبی شامل لامیناسیون و طبقه بندی افقی است (شکل های ۲۳ و ۴۸) که گاهی اوقات در سطح آنها جدایش خطی دیده می شود. این لیتوفاسیس عمدتا در حد فاصل رژیم های جریا نی بالا و پایین تشکیل شده اند اد. حد فاصل رژیم های جریا نی بالا و پایین تشکیل شده اند اد. مایت رسوبی رژیم مای جریا خاص مای در مای دارد. این لیتوفاسیس در هنگامی است و عمدتا حالت توده ای دارد. این لیتوفاسیس در هنگامی که نرخ رسوبگذاری سریع بوده است مانند رسوبات جریان ثقلی، بر جای گذاشته شده اند(Miall, 1966). لیتوفاسیس S

ماسه سنگ های دانه ریز خوب جورشده و حاوی ریپل تشکیل شده است. از اختصاصات این لیتوفاسیس می توان به وجود لامیناسیون های مورب ریپلی اشاره کرد که ضخامت یک سری از آنها کمتر از ۵ سانتیمتر است (شکل ۴ C) و به طور متناوب با لیتوفاسیس Sh دیده می شود که گاهی اوقات ضخامت آنها در مجموع به بیش از یک متر می رسد.

لیتوفاسیس Sp دارای طبقات مورب مسطح است و در ماسه سنگ های دانه ریز تا درشت تشکیل شده است. هر دسته از این لیتوفاسیس معمولا کمتر از یک متر ضخامت دارند (شکل ۴D). این لیتوفاسیس در رژیم های جریانی پایین بر اثر مهاجرت ریپل (Harms et al. برخساره های دو بعدی تشکیل شده است, الار مهاجرت ریپل (1982. رخساره سنگی St دارای طبقات مورب عدسی شکل با ضخامت کمتر از یک متر در هر دسته است و عمدتا در ماسه سنگ های دانه ریز و درشت مقطع کرتیان قابل مشاهده است. این لیتوفاسیس احتمالا بر اثر مهاجرت ریپل ها و مگاریپل های سه بعدی با خط الراس پیچیده و هلالی تشکیل شده اند Harms (Harms).

لیتوفاسیس SI در ماسه سنگ های دانه ریز دیده می شود که حاوی لامیناسیون های مورب ریپلی با زاویه کم بوده و عمدتا در برش کرتیان فراوانند. لیتوفاسیس مذکور به احتمال زیاد در سرعت بالای جریان آب و زمانیکه مقدار بار رسوبی نسبتا کم بوده تشکیل شده است (Miall, 2000). لازم به ذکر است که این لیتوفاسیس به طور متناوب با لیتوفاسیس Sh و به ویژه در مجاورت رسوبات دانه ریز گلی مشاهده می شود. لیتوفاسیس مقدام می شود. سطوح فرسایشی اغلب در اندازه کمتر از چند سانتیمترند و عمدتا توسط رسوبات نسبتا دانه درشت تر پر شدهاند(شکل ۴).

4. set

رضا موسوی حرمی و همکاران



شکل ۳- تصاویری از لیتوفاسیس های کنگلومرایی و ماسه سنگی در برش های آغنج و کرتیان

A) کنگلومرای کوارتزی توده ای با ماتریکس فراوان و بدون ساختار رسوبی (Gmm). ناحیه آغنج.

B) کنگلومرای توده ای و کنگلومرای با لایه بندی افقی (Gh و Gmm) که ماسه سنگ با لایه بندی افقی (Sh) به فرم میان لایه ای در

بين أنها قرار دارد. ناحيه أغنج.

C) تصویری از لیتوفاسیس های Sh و Gmm در برش کرتیان.

D) کنگلومرای با لایه بندی مورب مسطح (Gp) و لایه بندی افقی با ماتریکس فراوان در برش آغنج.



شكل ۴- تصاویری از لیتوفاسیس های گراولی و ماسه ای در برش های آغنج و كرتیان A) توالی درشت شونده به طرف بالا كه حاوی لیتوفاسیس های Sh، Gh و Gmm است. برش آغنج. B) ماسه سنگ با لایه بندی افقی (Sh) و كنگلومرا (Gh) با سطح فرسایشی (ساختار كنده شده و پر شده) (Se) در برش كرتیان. C) ماسه سنگ با لایه بندی مورب مسطح (Sp) در برش كرتیان. D) ماسه سنگ با لایه بندی مورب مسطح (Sp) در برش كرتیان.

ليتوفاسيس و پتروفاسيس رسوبات ...

لیتوفاسیس گلی: این لیتوفاسیس از ضخامت کمتری نسبت به انواع ماسه سنگی برخوردار است و عمدتا در مقطع کرتیان وجود دارد. Fl تنها لیتوفاسیس گلی در ناحیه مورد مطّالعه است که صرفا از لامیناسیون افقی تشکیل شده است و در مجموع به فرم بین لایه ای با ماســه ســنگ های دانه ریز تا متوسط قرار داشته و ضخامت آن از چندین میلیمتر تا چندین سانتیمتر در تغییر است. از آنجایی که ضخامت این لیتوفاسیس بسیار کم بوده و در بین رسوبات دانه درشت به فرم شاخصی قرار دارند می توان از آن برای انطباق و شناسایی دسته رخساره ها در ارتباط با چینه نگاری سکانسی نیز استفاده نمود، همانگونه که از این نوع رسوبات به عنوان شاخصی در شاخت دسته رخساره های پیشروی و انطباق در رسوبات الیگوسن ژاپن استفاده کرده اند Yagishita) (Takano, 2005 &. وليكن از أنجايي كه چينه نگاري سكانسي این رسوبات خارج از بحث این تحقیق است، امید است تا دیگر محققان در آینده بتوانند از این اطلاعات در رابطه با چینه نگاری سكانسي استفاده نمايند.

عناصر ساختاری

کانال ها و سدهای درون آنها از اجزای اصلی برای تجمع رسوبات در محیط های رودخانه ای هستند و به رسوبات تشکیل دهنده آنها عنوان عناصر ساختاری اطلاق می گردد.(Miall) (Miall. عناصر ساختاری براساس اندازه (ضخامت)، مجموعه لیتوفاسیس ها، شکل هندسی، طرح جهت جریان های دیرینه و سطوح محصور کننده برای رسوبات درون کانال و خارج کانال به نه دسته تقسیم می شوند (Miall, 1996). براساس لیتوفاسیس های ارائه شده در بالا، تعداد پنج عنصر ساختاری به شرح زیر شناسایی شده است (جدول ۱).

عنصر SG : این عنصر ساختاری تحت عنوان -SG ناین عنصر ok این عنصر ساختاری تحت عنوان -SG نامیده می شود که از مجموعه لیتوفاسیس های گراولی (Gmm, Gmg, Gcm) تشکیل شده است و عمدتا تحت تاثیر جریان های رسوبی حاصل از نیروی گرانی با نرخ رسوبگذاری بالا در محیط تجمع پیدا کرده اند. این عنصر ساختاری معمولا به فرم گسترده و ورقه ای و بطور متناوب با عنصر BB یافت می شوند.

عنصر GB: این عنصر ساختاری تحت عنوان اشکال لایه ای و سدهای گراولی نامیده می شود که از مجموعه لیتوفاسیس های Gmm و Gp تشکیل شده است. این عنصر ساختاری معمولا به فرم عدسی شکل و گسترده در کف کانال و به احتمال زیاد بر اثر مهاجرت سد های طولی در بالادست رودخانه تشکیل شده اند و بطور متناوب با عناصر ساختاری SG و SB مشاهده می شود.

عنصر CH : این عنصر ساختاری از تلفیقی از مجموعه لیتوفاسیس های گراولی و ماسه ای تشکیل شده و تحت عنوان عنصر کانالی نامیده می شود. معمولا رسوبات عدسی شکل یا

گسترده بوده و بر اثر پر شدن کانال تشکیل شده اند و کنتاکت تحتانی آنها به فرم فرسایشی است. سطوح فرسایشی که معمولا در طی سیلاب های شدید در کف کانال ایجاد شده است در مجموعه لیتوفاسیس های این عنصر ساختاری به فرم سطوح فرسایشی ثانویه نیز یافت می شود.

عنصر SB: لیتوفاسیس های تشکیل دهنده این عنصر ساختاری عمدتا در اندازه ماسه بوده و تحت عنوان اشکال لایه ای ماسه ای نامیده می شوند. شکل هندسی این رسوبات به فرم عدسی ، ورقه ای، گسترده و گوه ای شکل می باشد که معمولا در رژیم های جریانی بالا و پایین -Harms & Fahn) estock, 1965) تشکیل شده اند.

عنصر FF: این عنصر از مجموعه لیتوفاسیس گلی تشکیل گردیده و تحت عنوان رسوبات دانه ریز خارج کانال شناسایی می شوند. ضخامت این عنصر ساختاری در توالی های مطالعه شده بسیار کم است زیرا در رودخانه های بریده بریده با بستر گراولی که معمولا در بالادست قرار دارند به دلیل مهاجرت جانبی کانال و نیز سرعت بالای جریان آب، امکان بقای این رسوبات در بین رسوبات دانه درشت تر بسیار ناچیز است.

تعبير و تفسير محيط رسوبي

داده های صحرایی شامل اختصاصات بافتی و ساختاری که توسيط (Miall, 2000) تحت عنوان ليتوفاسيس تعريف شده است یکی از ابزار های مهم اطلاعاتی در تعبیر و تفسیر محیط های رسوبی سیلیسے آواری ها محسوب می گردد. بر همین اساس در این مطالعه نیز از این داده ها برای تحلیل شرایط تشکیل سنگهای سیلیسی آواری ژوراسیک میانی استفاده شده است. با توجه به شواهدي مانند طبقه بندي مورب يک جهتي، رييل مارک هاي نامتقارن در ماسه سنگ ها و ماسه سنگ های پبل دار، سیکل های رسوبي ريزشونده به طرف بالا (شكل ۵)، قاعده تحتاني فرسايشي در هر سیکل، رسوبات سیلیسی آواری ژوراسیک میانی در ناحیه مورد مطالعه به احتمال زیاد در یک سیستم رودخانه ای بر جای گذاشته شده است (شکل ۶ A, B, C). وجود لایه های ضخیمی از لیتوفاسییس های گراولی و ماسه ای به همراه بین لایه هایی از ليتوفاسيس هاي گلي با ضخامت بسيار ناچيز نشان مي دهد كه به احتمال زیاد این رسوبات در نزدیکی منشاء و در رودخانه های بریده بریده با بستر گراولی بر جای گذاشته شده است,(Miall) . 1996; Martinson et al., 1999) . بايد توجه داشت که در بالا دست رودخانه به دلیل جابجایی جانبی کانال، رسوبات دانه ریز از بین رفته و از این رو مقدار بسیار ناچیزی رسوب دانه ریز در بین رسوبات دانه درشت باقي مي ماند (Miall, 1996). بعلاوه، بستر رودخانه دارای شیب زیادی بوده و قابلیت فرسایشی بالا مشابه آنچه که از بلژیک گزارش کرده اند (Petit et al., 2005) داشته است، از اینرو رسوبات دانه درشت در بالا دست بر جای گذاشته شده اند. ليتوفاسيس هاى Gmm, Gmg, Gcm به احتمال زياد در



شکل ۵- توالی های ریز شونده به طرف بالا در برش های آغنج (الف) و کرتیان (ب).

ليتوفاسيس و پتروفاسيس رسوبات ...

ار تباط با رسوبگذاری از جریان های خرده دار در بخش های بالادست جریان رودخانه بر جای گذاشته شده اند. لیتوفاسیس Gp نیز در هنگام مهاجرت سدهای طولی و زبانه ای تشکیل شده است. لیتوفاسیس های ماسه ای نیز در هنگام انتقال و جابجایی رسوبات، به دلیل کاهش سرعت رودخانه و تبدیل رژیم جریانی بالا به رژیم جریانی پایین در اثر مهاجرت اشکال لایه ای تشکیل شده اند. لیتوفاسیس های گلی را پس از کاهش شرایط طغیانی و سیلابی به فرم رسوبات خارج کانال و یا به شکل پوشش هایی بر روی سدها و در داخل کانال ته نشین کرده اند.

افزایش فراوانی ماسه سنگ های دانه ریز، سیلتستون و شیل و همچنین کاهش میزان کنگلومرا از ناحیه آغنج به طرف کرتیان نشان می دهد که این رسوبات به ترتیب در شرایط نزدیک و نسبتا دور از منشاء بر جای گذاشته شده اند. بایل توجه داشت که در شرایط فعلی بر اثر چین خوردگی و گسل خوردگی در منطقه بینالود این دو توالی در نزدیکی یکدیگر قرار دارند (Alavi, 1992). سایش، جورشدگی

انتخابی، مسافت حمل و نقل و شاخص های هیدرولیکی مهمترین فرایندهایی هستند که در میزان نرخ ریزشوندگی اندازه دانه ها به طرف پایین دست مؤثرند, Moussavi - Harami et al., 2004)، بنابراین کاهش اندازه ذرات در ناحیه مورد مطالعه ممکن است به دلایل فوق باشد.

لازم به ذکر است که وجود طبقه بندی مورب یک جهتی و کاهش اندازه متوسط قطر ذرات به طرف شمال غرب نشان می دهد که به احتمال زیاد این رودخانه در زمان ژوراسیک میانی در حوضه بینالود از جنوب – جنوب شرق به سمت شمال – شمال غرب در جریان بوده است. بنابراین منشاء این رسوبات به احتمال زیاد در جنوب منطقه مورد مطالعه قرار داشته است. ترکیب کنگلومرا ها و ماسه سنگ ها نشان می دهد که سنگ های رسوبی قدیمی تر، سنگ های دگرگونی (مانند اسلیت، فیلیت و متاکوارتزیت) و همچنین کوارتزهای رگه ای منشاء رسوبات موردمطالعه بوده است.



شکل ۶– دیاگرام های سه بعدی، وضعیت جغرافیای دیرینه و تفسیر محیط رسوبگذاری رسوبات سیلیسی آواری ناحیه مورد مطالعه را در زمان ژوراسیک میانی نشان می دهد.

A) سیستم رودخانه بریده بریده با بستر گراولی با عمق خیلی کم که در زمان فعالیت های کوهزایی بینالود به سـمت شـمال شرق جریان داشته است. فراوانترین عناصر ساختاری تشکیل شده در این مرحله شامل BB، SB و GS است.

B) سیستم رودخانه بریده بریده با عمق بیشتر که بعد از فعالیت های کوهزایی تشکیل شده است. GB و FF فراوانترین عناصر ساختاری در این مرحله است. C) فرآیندهای فرسایشی در سنگ های قدیمی تر که عناصر ساختاری GB و SB در یک سیستم رودخانه بریده بریده نسبتا عمیق تشکیل شده است.

پتروفاسيس ها

آنالیز پتروگرافیکی نمونه های سنگی در ناحیه مورد مطالعه نشان می دهد که رسوبات سیلیسی آواری ژوراسیک میانی در شرق بینالود عمدتا از اندازه های درشت تا متوسط با مقادیر کمی رسوب دانه ریز تشکیل شده است (با توجه به طبقه بندی,Blair & McPherson (1999). پتروفاسیس های شناسایی شده به شرح زیر می باشد:

پتروفاسیس های گراولی (کنگلومرا): کنگلومرا ها بر اساس طبقه بندی پتی جان (Pettijohn, 1975) به دو نوع کنگلومرای مونومیکتیک و پلی میکتیک تقسیم شده است (جدول ۲). کنگلومرای مونومیکتیک عمدتا از کوارتز مونو و پلی کریستالین با گردشدگی بالا به همراه مقادیر کمی چرت و خرده سنگ های کوارتزیتی (۷A) تشکیل شده است. کنگلومرای پلی میکتیک نیز حاوی کوارتز فراوان به همراه مقادیر مختلفی از خرده سنگ های رسوبی، دگرگونی و ولکانیکی است (شکل ۷B). اندازه گراول ها از گرانول تا پبل در تغییرند و همه آنها گرد شده تا نیمه گرد شده می باشند.

پتروفاسیس های ماسه ای (ماسه سنگ): در سنگ های سیلیسی آواری در اندازه ماسه نیز سه پتروفاسیس کوارتز آرنایت، ساب لیت آرنایت و لیت آرنایت شناسایی شده اند (جدول ۳).

یتروفاسیس کوارتز آرنایت عمدتا حاوی کوارتز (در حدود ۹۶ درصد) با مقادیر کمی از خرده ســنگ (حدود ۳ درصد) و فلدسیات (حدود یک درصد) (شـکل۷c) است . کوارتز ها عموما بی شکل، مونوکریستالین و دارای اینکلوزیون بوده و مقدار کمی کوارتزیلی کریستالین نیز وجود دارد. خرده سنگ ها متنوعند و شامل چرت، ماســه سنگ، سیلتستون، اسلیت، فیلیت و شیست است. لازم به ذکر است که درصد فراوانی چرت صرفا در نامگذاری ترکیبی به روش فولک (Folk, 1980) در قطب خرده سنگ ها در نظر گرفته شده است و لیکن در تحلیل منشاء رسوبات سیلیسی۔ آواری به روش دیکینسون (Dickinson, 1985) در قطب مجموعه کوارتز (Qt) در نظر گرفته شــده اسـت. ارتوکلاز تنها فلدسـيات موجود در اين يتروفاسيس است. در برخي از نمونه ها به طور پراکنده کاني سنگين مانند اسفن و تورمالین نیز وجود دارد که فراوانی آن ها به کمتر از ۵/۰ درصد می رسد. باید توجه داشت که علیرغم استفاده کانی های سنگین در تفسیر منشاء، به دلیل اینکه این کانی ها رفتار های متفاوتی نسبت به شرایط هیدرودینامیک و اثرات ژئوشیمیایی از خود نشان می دهند معمولا پراکندگی بسیار متغیری را در سنگ ها دارا می باشيند (Dickinson, 1985) . از اينرو در اين تحقيق از اين دانه ها برای تفسیر منشاء استفاده نشده است. کوارتز ها گردشده ، خوب جورشده و به دلیل فقدان ماتریکس رسی، بر اساس طبقه بندی تیانروی (Tianrui, 1991) در مرحله مچورند. پتروفاسیس های لیت آرنایت و ساب لیت آرنایت عمدتا از کوارتزهای مونو کریستالین و پلی کریستالین، خرده سنگ (شامل اسلیت، فیلیت، چرت، ماسه سنگ ، سیلتستون، سنگ آهک و خرده های ولکانیکی)، فلدسیات (شامل ارتوكلاز، پلاژيوكلاز و ميكروكلين) و كاني هاي سنگين

(مانند اسفن، تورمالین و اپیدوت) تشکیل شده اند. ذرات تشکیل دهنده نیمه زاویه دار تا نیمه گرد شده، جورشدگی متوسط و حاوی کمتر از ۵ درصد رس ماتریکسی است که بر اساس طبقه بندی بافتی جامع تیانروی (۱۹۹۱) در مرحله ساب مچورتا مچور قرار دارند(شکلVD).

آناليز ناحيه منشاء

همانطوری که قبلا نیز اشاره شد، بین ترکیب ماسه سنگ ها و شرایط ناحیه منشاء (آب و هوا، هوازدگی، تکتونیک و غیره) ارتباطی وجود دارد که می توان با استفاده از ترکیب سنگ های سیلیسی آواری به ویژه موقعیت تکتونیکی منطقه را تفسیر نمود (Dickinson & Suczek, 1979; Mack, 1984; Dickinson, 1985; Johnsson, 1993; Dickinson & Lawton, 2001)

(مراین مطالعه از دیاگرام های مثلثی QmFLt, QpLvLs و QmFLt, QpLvLs و QmFLt, QpLvLs و QmFLt, QpLvLs و برای تعبیر و تفسیر ناحیه منشاء استفاده شده است, QtFL و Jockinson, برای تعبیر و تفسیر ناحیه منشاء استفاده شده است, QtFL و Jockinson, مناز (Qt-2000) می منوکریستالین (Qt-2000)، درصد کل فالد سپات منوکریستالین (Qt-2000)، درصد کل فالد سپات های (Qt-2000)، درصد کل فالد سپات پتاسیم (X)، درصد کل ماد خرده سنگهای ولکانیکی (Lv)، درصد کل خرده سنگهای ولکانیکی (Lv)، درصد کل خرده سنگهای ولکانیکی (Lv)، مسنگ های ناپایدار و کوارتز های پلی کریستالین برای نمونه های سنگ های ناپایدار و کوارتز های پلی کریستالین برای نمونه های نواحی آغنج و کرتیان به روش شمارش تعیین شده است.

داده های ترسیم شده بر روی نمودار های مثلثی نشان می دهد که نقاط در مثلث QtFL در نزدیکی لبه Lt، در QmFL در نزدیکی لبهLt و در QpLvLs در نزدیکی لبه Qp-Ls قرار می گیرند (شکل (mot.ta) و در QpLvLs در نزدیکی لبه Qp-Ls قرار می گیرند (شکل (not b), با توجه به محل قرارگیری این داده ها در نمودار های مثلثی -Dickin) (point, 1985) (point, 1985) که عمدتا از نوع کوارتز لیتیک (با نسبت های مختلفی از کوارتز به خرده سنگ) تا کوارتزی^۱ هستند می توان چنین نتیجه گرفت که به احتمال زیاد ماسه سنگ های ژوراسیک میانی در این ناحیه از منشائی با موقعیت تکتونیکی کوهزایی با چرخه مجدد^۲ سرچشمه گرفته اند.

به طور کلی رسوبات حاصل از کوهزایی با چرخه مجدد می توانند در موقعیت های مختلف تکتونیکی مانند مجموعه فرورانش، کمربندهای تراستی پشت قوسی و خط درز (سوچور) تشکیل شوند (Dickinson, 1985). رشته کوه های بینالود پس از برخورد صفحات ایران و توران و بسته شدن پا لئوتتیس در طی تریاس پسین مفحات ایران و توران و بسته شدن پا لئوتتیس در طی تریاس پسین Boulin, 1981, 1988, 1021). رشته کوه مای بینالود پس از بر فریاس پسین فریاد شمال شرق ایران تشکیل شده است;Berberian (1981, 1981, 1922) منجر به تشکیل کمربند کوهزایی و حوضه فورلند در مجاورت کمربند شده است. کوهزایی سیمرین پسین در ژوراسیک میانی و نسل اول سیستم های گسل خوردگی تراستی منجر به بالا آمدن و فرسایش سنگ های قدیم تر در ناحیه شده است (Lammerer مورد مطالعه پس از فرسایش و حمل و نقل به سمت شمال – مورد مطالعه پس از فرسایش و حمل و نقل به سمت شمال –

1. quartzose

^{2.} recycle orogenic

B-50	B-41	В-38	B-21	В-19	B-13	В-4	A-39	A-13	A-2	A-46	A-44	A-30	A-25	A-17	A-16	A-8	Sample number		
Polymictic														Monomictic		Conglomerate type			
0.5	S	٤	15	01		91	1.5	ς./	8	2	2 5 6			9	8	48	Qm		
30	23	ςς	35	22	30	c.61	25	19	47	48	00	24	67	42	34	23	Qp		Gravel
ı		I			Ţ		I	9		I	I	I	I	ı	I	I	VRF & PRF	mm	Size
3	2	9	13	2	1	9	2			۲.1 ۲.2			-	-	-		MRF	(bennie)	(nohhla)
ı	4	Ţ	,	5	3	, _	3	-	3		,	2		i	C. I		SRF		
15	21	6	10	12	34.5	23	23	6	25	07	23.5	5		14	-24	10	Qm		
45	40	14	20	41	23	28	38	71	12.5	24		85	23	35	05	16	Qp		
ı			1		ı	1	ı		6.0)	1	1	ı	1	ı	VRF & PRF		Sand
3	0.5	2	0.5	L	1) I.	0.5	-		-	1	0.5	ı		I.	Т	MRF	mm	Size
0.5	1	2	2		-	T T	> 1.5	¢.0	0.6	1	ç.0	2	ç.0	0.5	ç.0	Т	SRF	(maniy)	(matrix)
-	4		Т		-	Ţ	Т	I	0.5	I	1	Т	I	Τ	Ι	Т	F		
Ŧ		6	2	1.5	2	-	3		Т	0.5	, <u> </u>	T	Τ	0.5	Ţ	1	OP		
0.5	0.5	ç.0	T	I	2	I	0.5	I.	1		ς.0	0.5	ς.0	T	I.	Т	Mica		
2	1.5	1	2	2	2	2	1.5	2	2	۲.1		1.5	۲.۵	1.5	1.5	1.5	Silica		
I	Т	T	1	I	Т	-	Т	1.5		I	· -	-	T		1	ı	Iron oxide		Cement
Т	T	I I	T		T	I	T		T		1	T	I I	T	T	Т	Carbo- nate		

جدول ۲- درصد اجزاء تشکیل دهنده نمونه هایی از رسوبات دانه درشت (کنگلومرایی) در ناحیه مورد مطالعه

ليتوفاسيس و پتروفاسيس رسوبات ...

B-12	B-10	B-8	B-7	B-5	B-3	B-1	A-50	A-49	A-48	A-45	A-43	A-34	A-33	A-31	A-22	A-19	A-9	A-6	A-4	number	Sample			
I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	3	I	I	I	I	I	0.5	QIII	\cap m			
I	I	13	3	I	I	I	I	I	I	I	I	13	23	I	8.5	I	9	I	2	Qþ	0,		CIRVEI	Gravel
I	I	1	1	I	I	I	I	I	I	I	I	1	1.5	I	I	I	I	I	I	TATAT.	MDE	mm	∨ ≁	Size
I	I	I	I	Ι	I	I	I	I	Ι	Ι	I	1.5	I	I	Ι		1	_	0.5	SINI	CDE		(pebble)	
65	71	25	52	59	71	60	72	72	62.5	53	30	33	33	42	60	70	51	64	63	QIII	Om			
30	19.5	43	33	30	20	30	20	20	30	40	65.5	45	35.5	55	27	22	-38	32	31	QP	$\hat{\mathbf{D}}$			
1	2	1	2	1	2	1	1	1	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	1	0.5	1	1	INIM	MDE			
1	1	2	1	2	3	2	1	2	0.5	1.5		1	<u>5</u> .0	0.5	1	1	1.5	1	Т	INC	CDE		Curre	Sand
Т	Т	Т	Т	T	Т	Ţ	Ι	Т	Ţ	Т	Т	0.5	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т	F	Ŋ	mm	>18/1	Size
T	1	9.5	2			3	1.5	Т	2.5	T	T	0.5	T	Т	Т	2	Т	Т	Т	Opaque	Onomio		Grains	
Т	Т		1	-	Т	I	Т	Т	I	I	I	Ι	I	I	I	I	I	Т	Ι		H.M.			
0.5	3	3	3.5	4.5	0.5	1.5	0.5	1.5	0.5	0.5	1	1	0.5	0.5	0.5	1.5	0.5	1.5	Т	IVIICA	Mico			
2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1.5	2	2	1	2	2	2	1	1.5	SIIICa				
I	Т	I	Т	I	Т	Т	0.5	1	1	2	I	Т	I	Т	Т	I	Т	I	I	oxide	Iron			Cement
Т	Т	Т	Т	Т	T	Т	Т	Т	Т	I	I	0.5	Т	Т	Т	I	Т	I	Т	nate	Carbo-			

جدول ۳- درصد اجزای تشکیل دهنده نمونه هایم از ماسه سنگ ها در ناحیه مورد مطالعه

www.SID.ir

43

رضا موسوی حرمی و همکاران



شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی پتروفاسیس های گراولی و ماسه ای (XPL)

A) کوارتز کنگلومرای مونومیکتیک با کوارتزهای پلی کریستالین و گردشده همراه کوارتزهای نیمه گرد شده در اندازه ماسه که در یک ماتریکس قرار گرفته اند. B) کنگلومرای پلی میکتیک با خرده سنگ های مختلف رسوبی (چرتی در سمت چپ تصویر) و دگرگونی (در مرکز تصویر) .C) پتروفاسیس کوارتزآرنایت دانه ریز تا متوسط، نیمه گردشده تا نیمه زاویه دار.

D) پتروفاسیس لیتارنایت دانه متوسط تا درشت، نیمه زاویه دار با خرده سنگهای رسوبی فراوان و مقدار کمی خرده سنگ دگرگونی.



شکل ۸- ترسیم ترکیب ماسه سنگهای ژوراسیک میانی بر روی نمودارهای مثلثی دیکینسون (Dickinson,1985) محل های ترسیم شده بر روی مثلث های QpLvLs، QmFL و QtFL نشان می دهد که رسوبات سیلیسی آواری از یک منشاءکوهزایی با چرخه مجدد مشتق شده است. محدوده داده های برش آغنج با خطوط نقطه چین و محدوده داده های برش کرتیان با نواحی خاکستری رنگ نشان داده شده است (برای توضیح به متن مراجعه شود) concept and eastern Tethys evolution. Tectonophysics, . 72, 271-287.

- Boulin, J., 1988. Hercynian and Eocimmerian events in Afghanistan and adjoining regions. Tectonophysics, 148, 252-278.

- Bratash, V.I., 1975. Kerman-Kashmar trough, Iran, and the problem of the junction between Pre-Jurassic strctures of the Turanian plate and the Mediterranean belt. Geotectonics, 9, 101-107.

- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones. In Zuffa, G.G. (ed.), Provenance of Arenites, Reidel Publishing Co., Dorderchet, The Netherlands, 338-361.

- Dickinson, W.R. and Lawton, T.F., 2001. Tectonic setting and sandstone petrofacies of the Bisbee Basin (USA-Mexico). Journal of South American Earth Sciences, 14, 475-505.

- Dickinson, W.R. and Suczek, C.A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63, 2164-2182.

- Folk, R.L., 1980, Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Co., Austin, Texas, 182.

- Friend, P.F. and Dade, W.P., 2005. Transport modes and grain-size pattern in fluvial basin. In Blum, M.D., Marriott, S.B. and Leclair, S.E. (eds.), Fluvial Sedimentology VII, International Association of Sedimentologists Special Publication 35, Blackwell, 399-407.

- Harms, J.G. and Fahnestock, R.K., 1965. Classification, bed forms and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). In Middleton, G.V. (ed.), Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, No. 12, 84-115.

- Harms, J.C., Southard, J.B. and Walker, R.G., 1982. Structures and Sequences in Clastic Rocks. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course Notes 9.

- Hoey, T.B. and Bluck, B.J., 1999. Identifying the controls over downstream fining of river gravels. Journal of Sedimentary Research, 69, 40-50.

- Jain, M., Tandon, S.K., Singhvi, A.K., Mishra, S. and Bhatt, S.C., 2005. Quaternary alluvial stratigraphic development in a desert setting: a case study from the Luni River basin. Thar Desert of western India, In Blum, S.B. Marriott, M.D. and Leclair, S.E. (eds.), Fluvial Sedimentology VII, International Association of Sedimentologists Special Publication 35, Blackwell, 349-371.

- Johnsson, M.J., 1993. The system controlling the composition of clastic sediment. In Johnson, M.J. and Basu, A. (eds.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments, Geological Society of America, Special Paper 284, 1-19. شمال شرق، در حوضه فورلند ته نشین شده و رسوبات ژوراسیک میانی ناحیه بینالود را تشکیل داده اند.

نتيجه گيرى

شناسایی سیزده لیتوفاسیس کنگلومرایی، ماسه سنگی و گل سنگی در رسوبات ژوراسیک میانی در شرق بینالود نشان می دهد که این رسوبات در یک سیستم رودخانه ای از نوع بریده بریده با بستر گراولی بر جای گذاشته شده اند. سیکل های ریز شونده به سمت بالا، وجود سطح فرسایشی در قاعده هر یک از سیکل ها و ساختمان های رسوبی شناسایی شده موید این تفسیر است. کاهش اندازه دانه ها از برش آغنج به کرتیان نشان دهنده جهت آنالیز ترکیب ماسه سنگ های (پتروفاسیس) نواحی آغنج و تر تیان نشان می دهد که این سنگ ها عمدتا از نوع کوارتز لیتیک تا کوارتزی هستند. این ترکیب با موقعیت تکتونیکی کوهزایی با چرخش مجدد که به صورت یک کمربنه خط درز (سوچور) در طی برخورد صفحات توران و ایران در شمال شرق ایران تشکیل شده است انطباق دارد. امید است که این نتایج بتواند به درک بهتر شرایط تکتونیکی بینالود کمک نماید.

منابع

- پورلطیفی، ع.، ۱۳۸۰. نقشه زمین شناسی چهارگوش طرقبه (۱۰۰۰۰۰ : ۱). سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، یک ورقه. - رحیمی، ب.، ۱۳۷۱. تحلیل ساختاری ارتفاعات بینالود در شرق و شامال شرق نیشابور (چهارگوش درود). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۷۹. ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۳۶۵. نقشه زمین شناسی و اکتشاف چهارگوش مشهد (۲۰۰۰۰: ۱). سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور، یک ورقه. مشهد (۱۰۰۰۰: ۱).سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، یک ورقه.

- Alavi, M., 1979. The Virani ophiolite and surrounding rocks. Geologisch Rundschau, No., 1, 68,334-341.

- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the paleo-Tethys remnant in northeastern Iran, Geological Society of America Bulletin, 103, 983-992.

- Alavi, M., 1992. Thrust tectonics of the Binalood region, NE Iran. Tectonics, 11, 360-370.

- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18, 210-265.

- Blair, T.C. and McPherson, J.G., 1999, Grain size and textural classification of coarse sedimentary particles. Journal of Sedimentary Research, 69, 6-19.

- Boulin, J., 1981. Afghanistan structure, greater India

- Lammerer, B., Lamgheinrich, G. and Danai, M.M., 1983. The tectonic evolution of the Binalood Mountains (NE Iran). In Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran, Geological Survey of Iran, Report No. 51, 91-102.

- Mack, G.H., 1984. Exceptions to relationship between plate tectonics and sandstone composition. Journal of Sedimentary Petrology, 54, 212-220.

- Martinson, O.J., Ryseth, A., Helland-Hansen, W., Flesche, H., Torkildsen, G. and Idil, S., 1999. Straigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian). Rock Springs Uplifts, SW Wyoming, USA, Sedimentology, 47, 235-259.

- Miall, A.D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. pringer-Verlag, New York, 582.

- Miall, A.D., 2000. Principle of Sedimentary Basin Analysis (3rd edition), Springer-Verlag, New York, 668.

- Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A. and Khanehbad, M., 2004. Analysis of controls on downstream fining along three gravel-bed rivers in the Band-e-Golestan drainage basin NE Iran. Geomorphology, 61, 143-153.

- Petit, F., Gol, F., Houbrechts, G. and Assani, A.A., 2005. Critical specific stream power in gravel-bed rivers, Geomorphology, 69, 92-101.

- Pettijohn, F.J., 1975. Sedimentary Rocks (3rd edition). Harper and Row, New York, 628.

- Rice, S., 1999. The nature and controls on downstream fining within sedimentary links, Journal f Sedimentary Research, 69, 32-39.

- Shahrabi, M. and Davoudzadeh, M., 1986. Geological

map of Mashhad (1:250000). Geological Survey of Iran, 1 Sheet.

- Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran, In Burk. C.A. and Clark, C.L. (eds.), The Geology of Continental Margins, Springer-Verlag, 873-887

- Stocklin, J., 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia. Memoir Hors-Series Society Geology France, 8, 335-353.

- Tianrui, S., 1991. Textural maturity of arenaceous rocks derived by microscopic grain size analysis in thin section, In Syvitski, P.M. (ed.), Principles, Methods, and Application of Particle Size Analysis, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 163-173.

- Von Eynatte, H., 2004. Statistical modeling of compositional trends in sediments. Sedimentary Geology, 171, 79-89.

- Whitmore, C.P., Crook, K. A.W. and Johnson, D.P., 2004. Grain size control of mineralogy and geochemistry in modern river sediment, New Guinea collision, Papua New Guinea, Sedimentary Geology, 171, 129-157.

- Yagishita, K. and Takano, O., 2005. Recognition of a floodplain within braid delta deposits of the Oligocene Minato Formation, north-east Japan: fine deposits correlated with transgression: In Blum, M.D. Marriott, S.B. and Leclair, S.E. (eds.), Fluvial Sedimentology VII, International Association of Sedimentologists Special Publication 35, Blackwell, 557-568.

- Zuffa, G.G., 1985. Optical analysis of arenites, influence of methodology on compositional results: In Zuffa, G.G. (ed.), Provenance of Arenites. Reidel Publication, 165-189.

(۱، *) نویسنده مر تبط: گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد (۱) گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد