

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)

چکیده

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 جمله Gmm, Gcm, Gmg, Gp, Gh (گراولی)، Sh, Sm, Sr, Sp, St, Se, Sl (ماسه ای) و Fl (گلی) مورد شناسایی قرار گرفته است که پنج عنصر ساختاری SG, GB, CH, SB, FF را تشکیل می دهند. وجود این عناصر ساختاری نشان می دهد که این رسوبات در یک سیستم رسوبی رودخانه ای (از نوع بریده بریده با بستر گراولی) بر جای گذاشته شده اند. مطالعات پتروگرافی به شناسایی دو پتروفاسیس کنگلومرای (منومیکتیک و پلی میکتیک) و ماسه سنگی (کوآرتز 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 پالئوتتیس در طی تریاس پسین در شمال شرق ایران و تشکیل حوضه های فورلندی، رسوبات ژوراسیک میانی در ناحیه مورد مطالعه از فرسایش ارتفاعات تشکیل شده مشتق شده اند. بدیهی است این داده ها می تواند به شناخت بهتر وضعیت تکتونیکی شمال شرق ایران کمک نماید.

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

مقدمه

ناحیه منشاء مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت. بدیهی است که این نتایج می تواند به درک بهتری از پیچیدگی تکتونیکی در بینالود 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 رسوب گذاری و (۳) بررسی ارتباط میان موقعیت تکتونیکی ناحیه منشاء با ترکیب سنگ های سیلیسی آواری ناحیه مورد مطالعه اشاره نمود.

موقعیت زمین شناسی منطقه

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

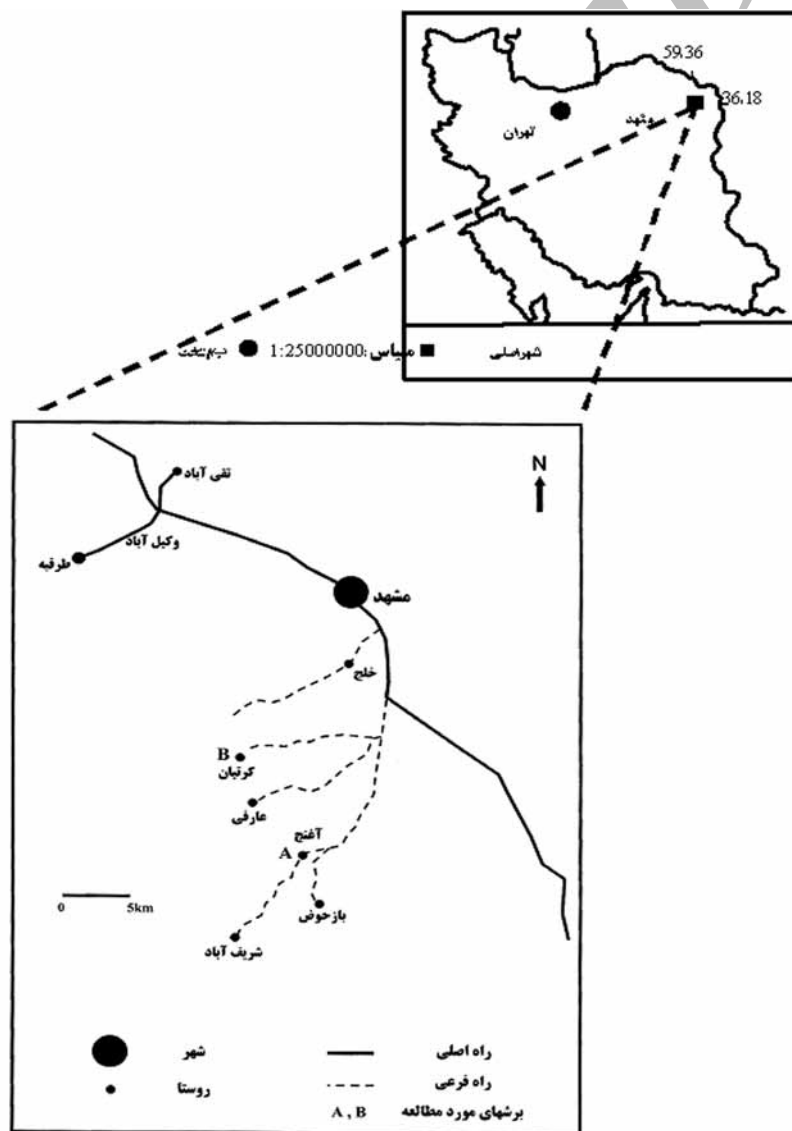
ترکیب سنگ های سیلیسی آواری معمولاً توسط عوامل متعددی در ناحیه منشاء (مانند هوازگی فیزیکی و شیمیایی، پستی و بلندی، اقلیم، فعالیت تکتونیکی و ترکیب شیمیایی) و فرایندهای انتقال، رسوبگذاری و پس از رسوبگذاری (دیاژنز) کنترل می شود (Von Eynatte, 2004; Whitmore et al., 2004).

سنگ های سیلیسی آواری ژوراسیک میانی که در نقشه های زمین شناسی مشهد (طاهری و قائمی، ۱۳۷۳) و طبقه (پورلطیفی، ۱۳۸۰) معرفی شده است، در جنوب - جنوب غرب مشهد در رشته کوه های بینالود برون زد دارد. این سنگ ها عمدتاً 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

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 پیل دار است (شکل ۲) و ۹۰۸ متر ضخامت دارد در صورتی که در ناحیه کرتیان این رسوبات ۹۲۶ متر ضخامت داشته و عمدتاً از تناوب کنگلومرا، ماسه سنگ پیل 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.

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 گیرد (Bratesh, 1975; Stocklan, 1974, 1977; Alavi, 1979). این ناحیه عمدتاً از سنگ های پالئوزوئیک تحتانی، ژوراسیک، کرتاسه و سنوزوئیک تشکیل شده است که به همراه بقایای اقیانوس پالئوتتیس توسط چندین گسل تراستی در طی زمان کوهزایی های سیمیرین و آلپ به طرف جنوب غرب انتقال یافته اند (Alavi, 1991, 1992).

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



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی 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. ضمناً کنتاکت فوقانی این رسوبات به فرم فرسایش عهد حاضر است

روش مطالعه

در این تحقیق دو برش چینه شناسی در نواحی آغنج و کرتیان (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 عمدتاً 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 بر اساس طبقه بندی پتی جان (Pettijohn, 1975) 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.

لیتوفاسیس ها

آنالیز لیتوفاسیس ها در سنگ های سیلیسی آواری ژوراسیک میانی در ناحیه مورد مطالعه بر اساس 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 لیتوفاسیس های Gmm و Gcm, Gmg, Gp, Gh است.

لیتوفاسیس های Gmm و Gmg عمدتاً حاوی ماتریکس^۱، فاقد لایه بندی و ساختمان رسوبی اند. قطعات و ماتریکس (ماسه و سیلت) موجود در این لیتوفاسیس ها از جورشدگی ضعیفی برخوردارند (A, B, C). لیتوفاسیس Gcm از ذرات در اندازه گرانول با جورشدگی ضعیف و فاقد لایه بندی (توده ای) و ساختمان رسوبی تشکیل شده است. این رخساره ها احتمالاً توسط جریان های خرده دار با بار رسوبی زیاد تشکیل شده اند (Miall, 1996; Martinson et al., 1999). لیتوفاسیس Gp حاوی طبقه بندی 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 (Yagishita & Takano, 2005) واز غرب هندوستان (Jain, 2005) گزارش کرده اند. لیتوفاسیس Gh دارای طبقه بندی افقی و حاوی ذرات در اندازه پبیل و ماتریکس فراوان است (شکل ۳D). این لیتوفاسیس معمولاً هم در سنگ های آواری دانه درشت غنی از ماتریکس و هم در سنگ های آواری دانه درشت غنی از گرانول تشکیل می شود. لیتوفاسیس مذکور عمدتاً در قسمت های پایینی و میانی در برش آغنج و قسمت

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

عناصر ساختاری	مجموعه لیتوفاسیس	تفسیر
SG	Gmm, Gmg, Gcm	جریان های خرده دار با نرخ رسوبگذاری بالا در نواحی نزدیک به منشاء در سیستم های رودخانه ای بریده بریده؛ از نظر شکل هندسی غالباً پهن و به فرم ورقه ای هستند.
GB	Gp, Gmm	عمدتاً بر اثر مهاجرت سدهای گراولی در سیستم های رودخانه ای بریده بریده با بار بستر گراولی تشکیل شده است؛ معمولاً از نظر شکل هندسی به فرم عدسی شکل و نیز گسترده است
CH	Gmm, Gh, Sm, Sh	رسوبات پرکننده کانال که معمولاً 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 و گوه ای شکل است؛ در زمانیکه نرخ رسوبگذاری متوسط بوده است در سیستم های رودخانه ای بریده بریده ماسه ای برجای گذاشته شده اند؛ معمولاً در رژیم های جریانایی 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

ماسه سنگ های دانه ریز خوب جور شده و حاوی رپیل تشکیل شده است. از اختصاصات این لیتوفاسیس می توان به وجود لامیناسیون های مورب رپیلی اشاره کرد که ضخامت یک سری از آنها کمتر از ۵ سانتیمتر است (شکل C ۴) 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 معمولاً کمتر از یک متر ضخامت دارند (شکل D ۴). این لیتوفاسیس در رژیم های جریانایی پایین بر اثر مهاجرت رپیل ها و مگاریپل های دو بعدی تشکیل شده است. (Harms et al., 1982). رخساره سنگی St دارای طبقات مورب عدسی شکل با ضخامت کمتر از یک متر در هر دسته است و عمدتاً در ماسه سنگ های دانه ریز و درشت مقطع کرتیان قابل مشاهده است. این لیتوفاسیس احتمالاً بر اثر مهاجرت رپیل ها و مگاریپل های سه بعدی با خط الراس پیچیده و هلالی تشکیل شده اند (Harms et al., 1982).

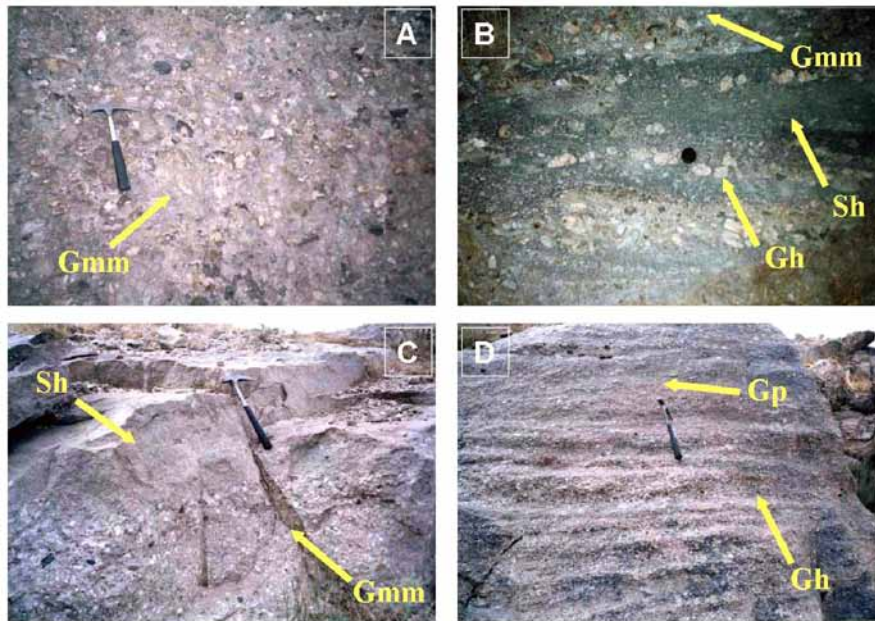
لیتوفاسیس Sl در ماسه سنگ های دانه ریز دیده می شود که حاوی لامیناسیون های مورب رپیلی با زاویه کم بوده و عمدتاً در برش کرتیان فراوانند. لیتوفاسیس مذکور به احتمال زیاد در سرعت بالای جریان آب و زمانیکه مقدار بار رسوبی نسبتاً کم بوده تشکیل شده است (Miall, 2000). لازم به ذکر است که این لیتوفاسیس به طور متناوب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

پایینی برش کرتیان دیده می شود. این لیتوفاسیس احتمالاً بر اثر مهاجرت سدهای طولی و یا اینکه به فرم رسوبات باقیمانده^۱ 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.

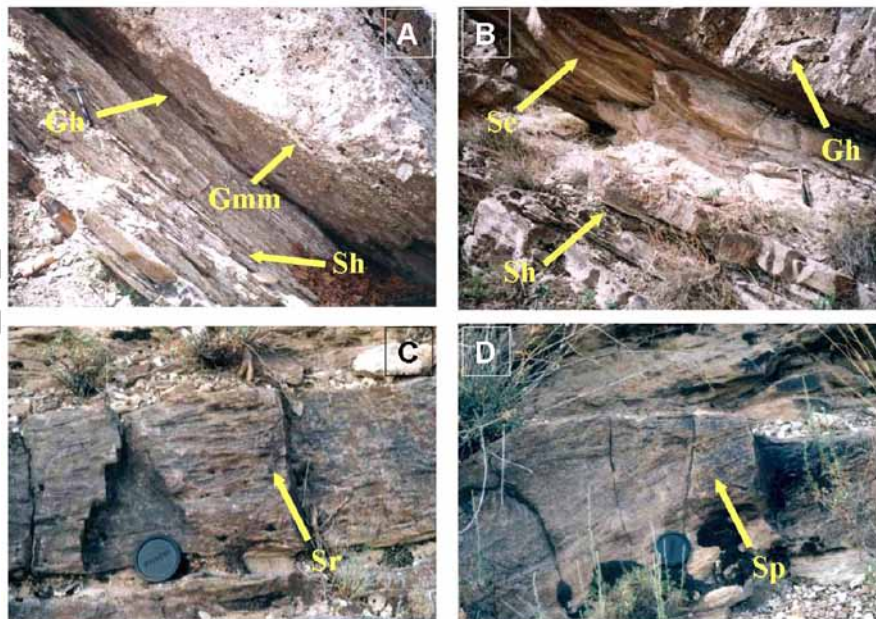
مجموعه لیتوفاسیس ماسه ای: این مجموعه در ناحیه مورد مطالعه نسبت به لیتوفاسیس های دانه درشت از ضخامت کمتری برخوردار است. از عوامل مهمی که در تشکیل آنها نقش موثری دارند می توان به جریان های کششی^۲ و متناوب^۳ اشاره نمود (Jain et al., 2005; Friend & Dade 2005). در این مجموعه ساختمان های رسوبی متنوع و فراوان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

لیتوفاسیس Sh فراوان ترین رخساره ماسه ای در مقطع کرتیان است در حالی که در مقطع آغنج از فراوانی کمتری برخوردار است. معمولاً 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 پیل دار). مهمترین ساختمان های رسوبی شامل لامیناسیون و طبقه بندی افقی است (شکل های C ۳ و A ۴) که گاهی اوقات در سطح آنها جدایش خطی دیده می شود. این لیتوفاسیس عمدتاً در حد فاصل رژیم های جریانایی بالا و پایین تشکیل شده اند (Harms & Fahnestock, 1965). لیتوفاسیس Sm فاقد هر نوع ساختمان رسوبی است و عمدتاً حالت توده ای دارد. این لیتوفاسیس در هنگامی که نرخ رسوبگذاری سریع بوده است مانند رسوبات جریان تقلی، بر جای گذاشته شده اند (Miall, 1996). لیتوفاسیس Sr در

1. lag
2. traction flow
3. intermittent flow
4. set



شکل ۳- تصاویری از لیتوفاسیس های کنگلومرای 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 بین آنها قرار دارد. ناحیه آغنج.
 (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.



شکل ۴- تصاویری از لیتوفاسیس های گراولی و ماسه ای در برش های آغنج و کرتیان
 (A) توالی درشت شونده به طرف بالا که حاوی لیتوفاسیس های Gh، Sh، و Gmm است. برش آغنج.
 (B) ماسه سنگ با لایه بندی افقی (Sh) و کنگلومرا (Gh) با سطح فرسایشی (ساختارکنده شده و پر شده) (Se) در برش کرتیان.
 (C) ماسه سنگ با دانه بندی ریز تا متوسط همراه با ریپل مارک (Sr) در برش کرتیان.
 (D) ماسه سنگ با لایه بندی مورب مسطح (Sp) در برش کرتیان.

گسترده بوده و بر اثر پر شدن کانال تشکیل شده اند و کنتاکت تحتانی آنها به فرم فرسایشی است. سطوح فرسایشی که معمولاً 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 عمدتاً 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 معمولاً در رژیم های جریانی بالا و پایین (Harms & Fahn, 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 معمولاً 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.

تعبیر و تفسیر محیط رسوبی

داده های صحرائی شامل اختصاصات بافتی و ساختاری که توسط (Miall, 2000) تحت عنوان لیتوفاسیس تعریف شده است یکی از ابزار های مهم اطلاعاتی در تعبیر و تفسیر محیط های رسوبی سیلیسی آواری ها محسوب می گردد. بر همین اساس در این مطالعه نیز از این داده ها برای تحلیل شرایط تشکیل سنگ های سیلیسی آواری ژوراسیک میانی استفاده شده است. با توجه به شواهدی مانند طبقه بندی مورب یک جهتی، رپیل مارک های نامتقارن در ماسه سنگ ها و ماسه سنگ های پیل دار، سیکل های رسوبی ریزشونده به طرف بالا (شکل ۵)، قاعده تحتانی فرسایشی 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 لیتوفاسیس های گراولی و ماسه ای به همراه بین لایه هایی از لیتوفاسیس های گلی با ضخامت بسیار ناچیز نشان می دهد که به احتمال زیاد این رسوبات در نزدیکی منشاء و در رودخانه های بریده بریده با بستر گراولی بر جای گذاشته شده است (Miall, 1999; Martinson et al., 1996). باید 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 باقی می 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 این رو رسوبات دانه درشت در بالا دست بر جای گذاشته شده اند. لیتوفاسیس های Gmm, Gmg, Gcm به احتمال زیاد در

لیتوفاسیس گلی: این لیتوفاسیس از ضخامت کمتری نسبت به انواع ماسه سنگی برخوردار است و عمدتاً در مقطع کرتیان وجود دارد. Fl تنها لیتوفاسیس گلی در ناحیه مورد مطالعه است که صرفاً از لامیناسیون افقی تشکیل شده است و در مجموع به فرم بین لایه ای با ماسه سنگ 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 سکansı نیز استفاده نمود، همان گونه که از این نوع رسوبات به عنوان شاخصی در شناخت دسته رخساره های پیشروی و انطباق در رسوبات الیگوسن ژاپن استفاده کرده اند (Yagishita & Takano, 2005). ولیکن از آنجایی که چینه نگاری سکansı این رسوبات خارج از بحث این تحقیق است، امید است تا دیگر محققان در آینده بتوانند از این اطلاعات در رابطه با چینه نگاری سکansı استفاده نمایند.

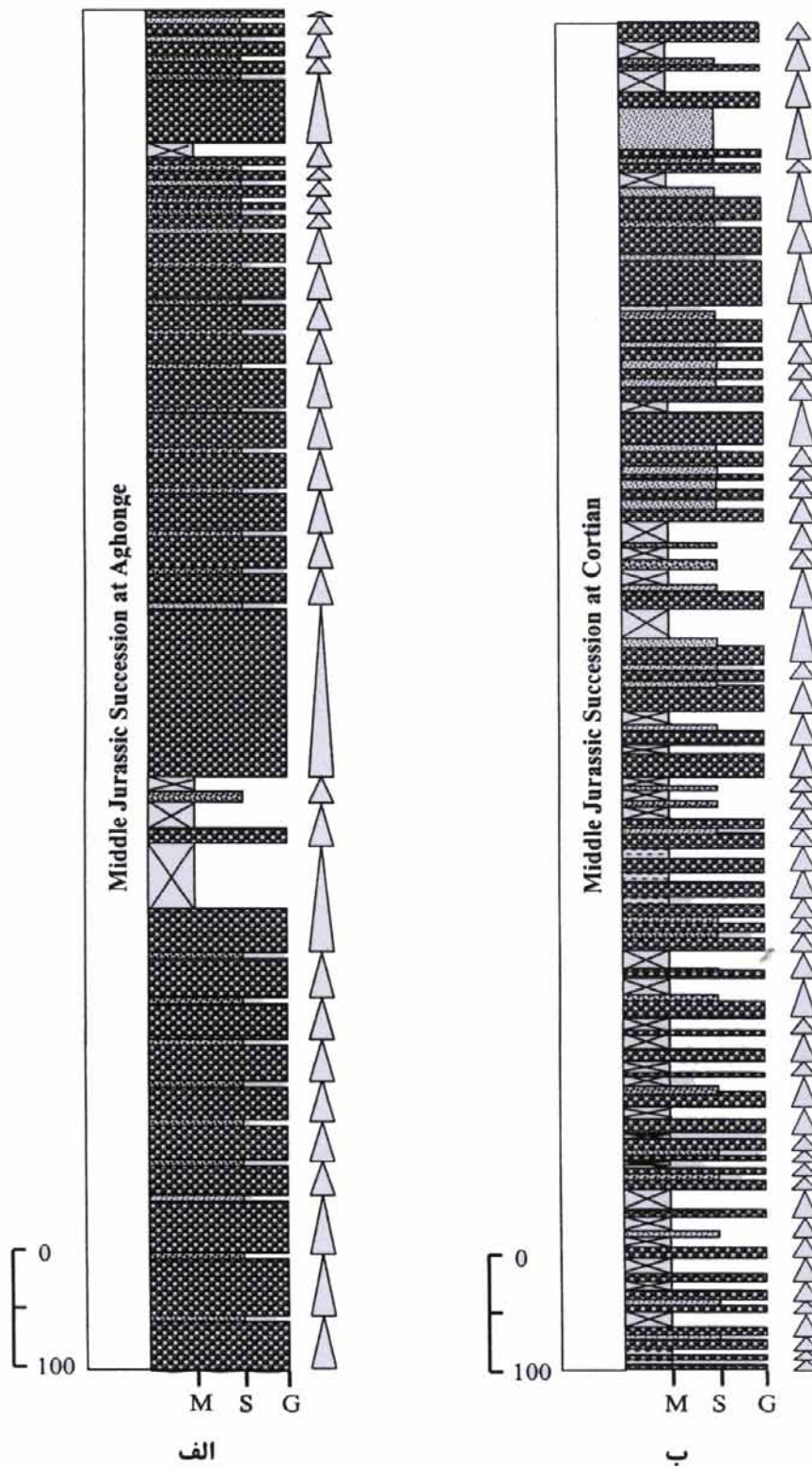
عناصر ساختاری

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, 1996). 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 sediment gravity flows نامیده می شود که از مجموعه لیتوفاسیس های گراولی (Gmm, Gmg, Gcm) تشکیل شده است و عمدتاً تحت تاثیر جریان های خرده دار و جریان های رسوبی حاصل از نیروی گرانی با نرخ رسوبگذاری بالا در محیط تجمع پیدا کرده اند. این عنصر ساختاری معمولاً به فرم گسترده و ورقه ای و بطور متناوب با عنصر GB 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 معمولاً 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. معمولاً رسوبات عدسی شکل یا

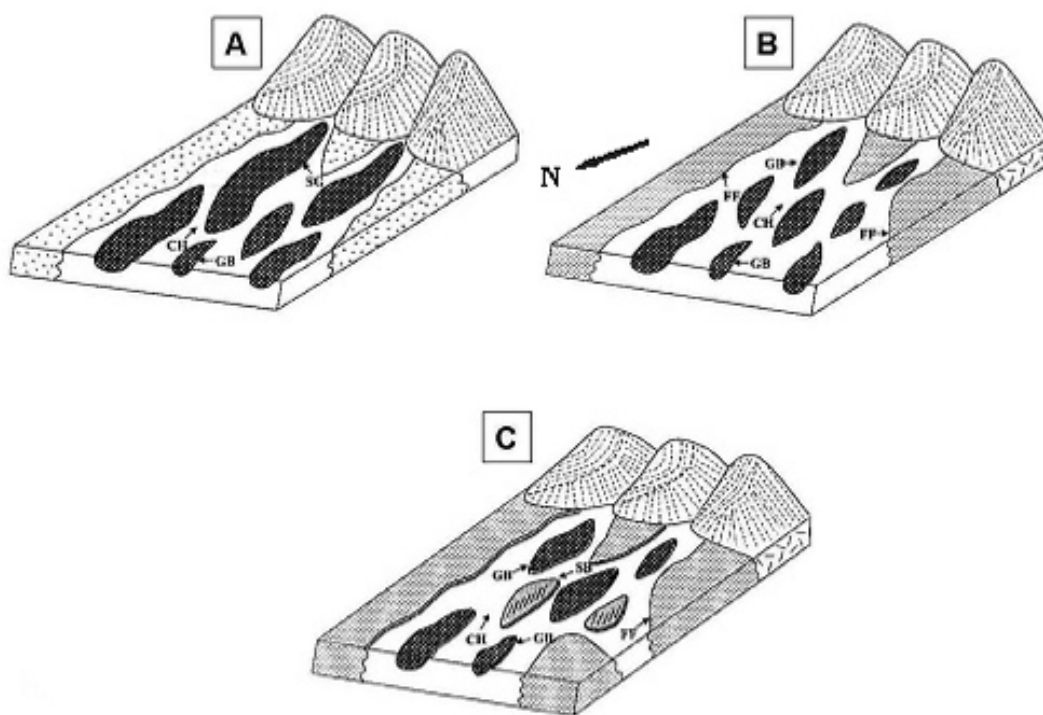


شکل ۵- توالی های ریز شونده به طرف بالا در برش های آغنج (الف) و کرتیان (ب).

انتخابی، مسافت حمل و نقل و شاخص‌های هیدرولیکی مهمترین فرایندهایی هستند که در میزان نرخ ریزشوندگی اندازه دانه‌ها به طرف پایین دست مؤثرند (Rice, 1999; Hoey & Bluck, 1999; 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 می‌دهد 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 کنگلومراها و ماسه سنگ‌ها نشان می‌دهد که سنگ‌های رسوبی قدیمی تر، سنگ‌های دگرگونی (مانند اسلیت، فیلیت و متاکوارتزیت) و همچنین کوارتزهای رگه‌ای منشاء رسوبات مورد مطالعه بوده است.

ارتباط با رسوبگذاری از جریان‌های خرده‌دار در بخش‌های بالادست جریان رودخانه بر جای گذاشته شده‌اند. لیتوفاسیس Gp نیز در هنگام مهاجرت سدهای طولی و زبانه‌ای تشکیل شده است. لیتوفاسیس‌های ماسه‌ای 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 لایه‌ای تشکیل شده‌اند. لیتوفاسیس‌های گلی را پس از کاهش شرایط طغیانی و سیلابی به فرم رسوبات خارج کانال و یا به شکل پوشش‌هایی بر روی سدها و در داخل کانال ته‌نشین کرده‌اند.

افزایش فراوانی ماسه سنگ‌های دانه ریز، سیلتستون و شیل و همچنین کاهش میزان کنگلومرا از ناحیه آغنج به طرف کرتیان نشان می‌دهد که این رسوبات به ترتیب در شرایط نزدیک و نسبتاً دور از منشاء بر جای گذاشته شده‌اند. باید 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



شکل ۶- دیاگرام‌های سه بعدی، وضعیت جغرافیای دیرینه و تفسیر محیط رسوبگذاری رسوبات سیلیسی آواری ناحیه مورد مطالعه را در زمان ژوراسیک میانی نشان می‌دهد.

- (A) سیستم رودخانه بریده بریده با بستر گراولی با عمق خیلی کم که در زمان فعالیت‌های کوهزایی بینالود به سمت شمال شرق جریان داشته است. فراوانترین عناصر ساختاری تشکیل شده در این مرحله شامل GB، SB و SG است.
- (B) سیستم رودخانه بریده بریده با عمق بیشتر که بعد از فعالیت‌های کوهزایی تشکیل شده است. GB و FF فراوانترین عناصر ساختاری در این مرحله است.
- (C) فرایندهای فرسایشی در سنگ‌های قدیمی تر که عناصر ساختاری GB و SB در یک سیستم رودخانه بریده بریده نسبتاً عمیق تشکیل شده است.

پتروفاسیس ها

آنالیز پتروگرافیکی نمونه های سنگی در ناحیه مورد مطالعه نشان می دهد که رسوبات سیلیسی آواری ژوراسیک میانی در شرق بینالود عمدتاً 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 (کنگلوما): 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 عمدتاً از کوارتز مونو و پلی کریستالین با گردشگی بالا به همراه مقادیر کمی چرت و خرده سنگ های کوارتزی (VA) تشکیل شده است. کنگلومرای پلی میکتیک نیز حاوی کوارتز فراوان به همراه مقادیر مختلفی از خرده سنگ های رسوبی، دگرگونی و ولکانیکی است (شکل VB). اندازه گراول ها از گرانول تا پیل 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). پتروفاسیس کوارتز آرنایت عمدتاً حاوی کوارتز (در حدود ۹۶ درصد) با مقادیر کمی از خرده سنگ (حدود ۳ درصد) و فلدسپات (حدود یک درصد) (شکل VC) است. کوارتز ها عموماً بی شکل، مونوکریستالین و دارای اینکلوزیون بوده و مقدار کمی کوارتز پلی کریستالین نیز وجود دارد. خرده سنگ ها متنوعند و شامل چرت، ماسه سنگ، سیلتستون، اسلیت، فیلیت و شیست است. لازم به ذکر است که درصد فراوانی چرت صرفاً 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 شده است. ارتوکلاز تنها فلدسپات موجود در این پتروفاسیس است. در برخی از نمونه ها به طور پراکنده کانی سنگین مانند اسفن و تورمالین نیز وجود دارد که فراوانی آن ها به کمتر از ۰/۵ درصد می رسد. باید توجه داشت که علیرغم استفاده کانی های سنگین در تفسیر منشاء، به دلیل اینکه این کانی ها رفتارهای متفاوتی نسبت به شرایط هیدرودینامیک و اثرات ژئوشیمیایی از خود نشان می دهند معمولاً پراکنده بودن بسیار متغیری را در سنگ ها دارا می باشند (Dickinson, 1985). از اینرو در این تحقیق از این دانه ها برای تفسیر منشاء استفاده نشده است. کوارتز ها گرد شده، خوب جور شده و به دلیل فقدان ماتریکس رسی، بر اساس طبقه بندی تیائروی (Tianrui, 1991) در مرحله مچورند. پتروفاسیس های لیت آرنایت و ساب لیت آرنایت عمدتاً از کوارتزهای مونو کریستالین و پلی کریستالین، خرده سنگ (شامل اسلیت، فیلیت، چرت، ماسه سنگ، سیلتستون، سنگ آهک و خرده های ولکانیکی)، فلدسپات (شامل ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و میکروکلین) و کانی های سنگین

(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 تیائروی (۱۹۹۱) در مرحله ساب مچورتا مچور قرار دارند (شکل VD).

آنالیز ناحیه منشاء

همانطوری که قبلاً 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)

در این مطالعه از دیگرام های مثالی QtFLt, QmFLt, QpLvLs و QtFLt برای تعبیر و تفسیر ناحیه منشاء استفاده شده است (Dickinson, 1985). در این روش درصد کل کوارتز (Qt) شامل کوارتزهای منوکریستالین (Qm) و پلی کریستالین (Qp)، درصد کل فلدسپات (F) شامل پلاژیوکلاز (P) و فلدسپات پتاسیم (K)، درصد کل خرده سنگ های ناپایدار (L) شامل خرده سنگهای ولکانیکی (LV)، دگرگونی و رسوبی (Ls) و درصد کل خرده سنگ ها (Lt) شامل خرده سنگ های ناپایدار و کوارتزهای پلی کریستالین برای نمونه های نواحی آغنج و کرتیان به روش شمارش تعیین شده است.

داده های ترسیم شده بر روی نمودار های مثالی نشان می دهد که نقاط در مثلث QtFLt در نزدیکی لبه Qt-L، در QmFLt در نزدیکی لبه Qm-Lt و در QpLvLs در نزدیکی لبه Qp-Ls قرار می گیرند (شکل ۸). با توجه به محل قرارگیری این داده ها در نمودارهای مثالی (Dickinson, 1985) و نوع پتروفاسیس های شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه که عمدتاً از نوع کوارتز لیتیک (با نسبت های مختلفی از کوارتز به خرده سنگ) تا کوارتزی 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 سرچشمه گرفته اند. به طور کلی رسوبات حاصل از کوهزایی با چرخه مجدد می توانند در موقعیت های مختلف تکتونیکی مانند مجموعه فرورانش، کمربند های 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 پالتوتیس در طی تریاس پسین در شمال شرق ایران تشکیل شده است (Boulin, 1981, 1988; Berberian & King, 1981; Alavi, 1992). بنابراین، این رویداد منجر به تشکیل کمربند کوهزایی و حوضه فورلند در مجاورت کمربند شده است. کوهزایی سیمیرین 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 et al., 1983; رحیمی, ۱۳۷۱). بنابراین رسوبات سیلیسی آواری مورد مطالعه پس از فرسایش و حمل و نقل به سمت شمال -

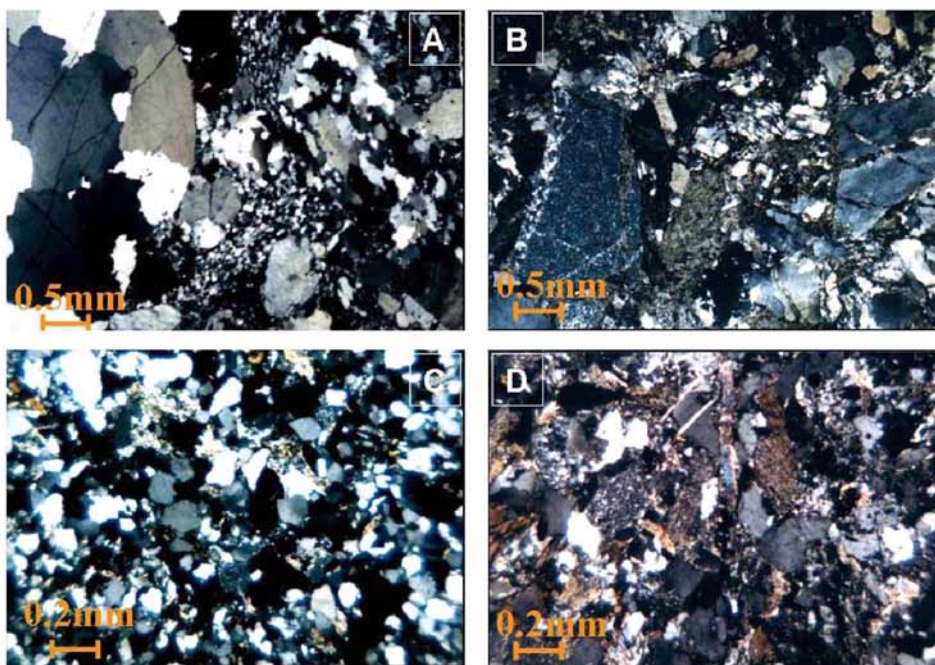
1. quartzose
2. recycle orogenic

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

Sample number	Conglomerate type	Qm	Gravel			Qm	Qp	Sand			Cement	Carbo-nate				
			Size >2 mm	MRF	SRF			Size >1/16 mm	MRF	SRF			Iron oxide			
A-8	Monomictic	48	23	-	-	10	16	-	T	T	1	T	-	T		
A-16		8	34	-	-	1.5	24	30	-	T	T	1	-	T		
A-17		6	42	-	-	-	14	35	-	T	0.5	T	-	T		
A-25		6	67	-	-	-	1	23	-	T	0.5	T	-	T		
A-30		6	24	-	-	2	5	58	-	T	2	T	-	T		
A-44		23	50	-	-	-	23.5	1	-	T	0.5	T	-	T		
A-46		2	48	-	-	1.5	20	24	-	T	1	T	0.5	T		
A-2		8	47	-	-	3	25	12.5	0.9	-	0.6	0.5	T	-	T	
A-13		7.5	61	6	-	-	9	12	-	-	0.5	T	-	1.5	T	
A-39		1.5	25	-	-	2	23	38	-	0.5	1.5	T	3	0.5	T	
B-4	Polymictic	16	19.5	-	6	1	23	28	-	1	1	1	2	-	T	
B-13		-	30	-	1	3	34.5	23	-	1	1	T	2	2	T	
B-19		10	25	-	2	3	12	41	-	1	1	1.5	2	1	-	
B-21		15	35	-	13	-	10	20	-	0.5	2	T	2	2	T	
B-38		3	55	-	6	1	9	14	-	2	2	-	6	0.5	T	
B-41		5	23	-	2	4	21	40	-	0.5	1	1	1	0.5	T	
B-50		0.5	30	-	3	-	15	45	-	3	0.5	-	T	2	-	T

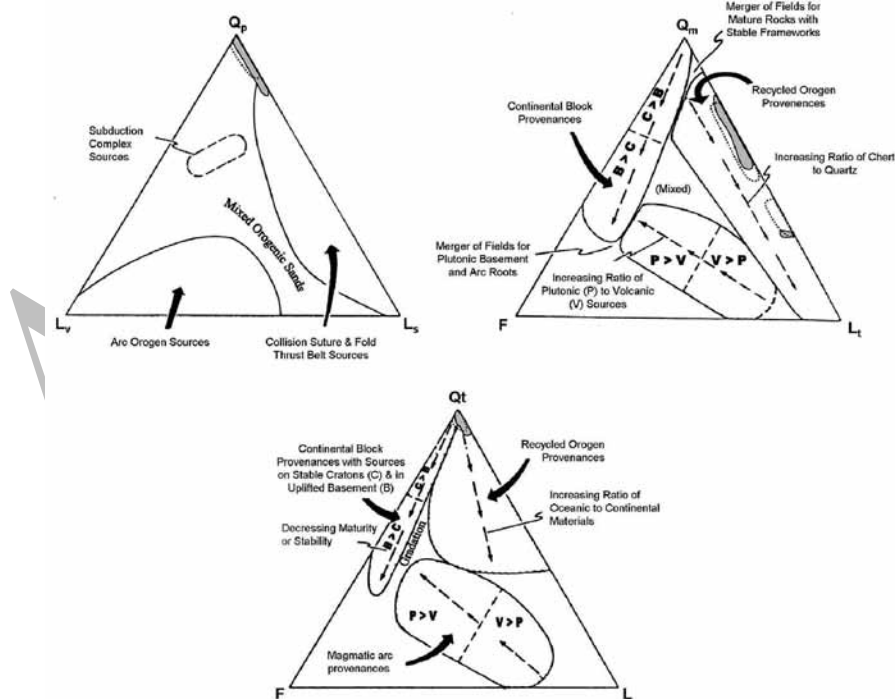
جدول ۳- درصد اجزای تشکیل دهنده نمونه هایی از ماسه سنگ ها در ناحیه مورد مطالعه

Sample number	Qm	Qp	MRF	SRF	Qm	Qp	MRF	SRF	Sand	Size > ۱/۸ mm	Grains	H.M.	Mica	silica	Iron oxide	Carbo-nate
		Gravel	Size > ۲ mm	(pebble)												
A-4	0.5	2	-	0.5	63	31	1	T	T	T	T	-	T	1.5	-	T
A-6	-	-	-	-	64	32	-	1	T	T	T	T	1.5	1	-	-
A-9	-	6	-	-	51	38	0.5	1.5	T	T	T	-	0.5	2	T	T
A-19	-	-	-	-	70	22	1	1	T	T	2	-	1.5	2	-	-
A-22	-	8.5	-	-	60	27	0.5	1	T	T	T	-	0.5	2	T	T
A-31	-	-	-	-	42	55	0.5	0.5	T	T	T	-	0.5	1	T	T
A-33	3	23	1.5	-	33	35.5	0.5	0.5	T	T	T	-	0.5	2	-	T
A-34	-	13	1	1.5	33	45	0.5	1	0.5	0.5	0.5	-	1	2	T	0.5
A-43	-	-	-	-	30	65.5	0.5	1	T	T	T	-	1	1.5	-	-
A-45	-	-	-	-	53	40	0.5	1.5	T	T	T	-	0.5	2	2	-
A-48	-	-	-	-	62.5	30	0.5	0.5	T	T	2.5	-	0.5	2	1	T
A-49	-	-	-	-	72	20	1	2	T	T	T	T	1.5	2	1	T
A-50	-	-	-	-	72	20	1	1	1	1	1.5	T	0.5	2	0.5	T
B-1	-	-	-	-	60	30	1	2	T	T	3	-	1.5	2	T	T
B-3	-	-	-	-	71	20	2	3	T	T	1	T	0.5	2	T	T
B-5	-	-	-	-	59	30	1	2	T	T	1	-	4.5	2	-	T
B-7	-	3	1	-	52	33	2	1	T	T	2	-	3.5	2	T	T
B-8	-	13	1	-	25	43	1	2	T	T	9.5	-	3	2	-	T
B-10	-	-	-	-	71	19.5	2	1	T	T	1	T	3	2	T	T
B-12	-	-	-	-	65	30	1	1	T	T	T	T	0.5	2	-	T



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

(A) کوارتز کنگلومرای مونومیکتیک با کوارتزهای پلی کریستالین و گرد شده 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 گرد شده تا نیمه زاویه دار.
 (D) پتروفاسیس لیتارنایت دانه متوسط تا درشت، نیمه زاویه دار با خرده سنگ های رسوبی فراوان و مقدار کمی خرده سنگ دگرگونی.



شکل ۸- ترسیم ترکیب ماسه سنگ های ژوراسیک میانی بر روی نمودارهای مثلثی دیکینسون (Dickinson, 1985) محل های ترسیم شده بر روی مثلث های $QpLvLs$ ، $QmFLt$ و $QtFL$ نشان می دهد که رسوبات سیلیسی آواری از یک منشاء کوهزایی 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 structures 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., Dordrecht, 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 Fahnstock, 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.

نتیجه گیری

شناسایی سیزده لیتوفاسیس کنگلومرایبی، 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 جریان از جنوب - جنوب غرب به شمال - شمال شرق می باشد. آنالیز ترکیب ماسه سنگ های (پتروفاسیس) نواحی آغنج و کرتیان نشان می دهد که این سنگ ها عمدتاً از نوع کوارتز لیتیک تا کوارتزی هستند. این ترکیب با موقعیت تکتونیکی کوهزایی با چرخش مجدد که به صورت یک کمربند 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 طرقله (۱:۱۰۰۰۰۰). سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، یک ورقه.
- رحیمی، ب.، ۱۳۷۱. تحلیل ساختاری ارتفاعات بینالود در شرق و شمال شرق نیشابور (چهارگوش درود). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۷۹.
- شهرابی، م. و داوودزاده، م.، ۱۳۶۵. نقشه زمین شناسی چهارگوش مشهد (۱:۲۵۰۰۰۰). سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور، یک ورقه.
- طاهری، ج. و قائمی، ف.، ۱۳۷۳. نقشه زمین شناسی چهارگوش مشهد (۱:۱۰۰۰۰۰). 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., Langheinrich, 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., Fleische, 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 مرتبط: گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد
 (۱) گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد