

## محیط رسوبی و برخاستگاه ماسه‌سنگهای سازند شوربجه (نئوکومین) در برش آبگرم، شرق حوضه کپه داغ

طیبه گل افشانی<sup>1</sup>، محمد خانه‌باد<sup>2\*</sup>، سید رضا موسوی حرمی<sup>3</sup>، اسداله محبوبی<sup>3</sup>

1- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

2- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

3- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

\*پست الکترونیک: mkhanehbad@ferdowsi.um.ac.ir

تاریخ پذیرش: 92/8/27

تاریخ دریافت: 92/6/20

### چکیده

در این مطالعه به بررسی محیط رسوبی و برخاستگاه ماسه‌سنگهای سازند شوربجه به سن کرتاسه پیشین در برش آبگرم واقع در حوضه رسوبی کپه‌داغ پرداخته شده است. تجزیه و تحلیل رخساره‌های رسوبی در این برش حاکی از وجود دو مجموعه رخساره‌ای آواری شامل رخساره‌های قاره‌ای و دشت ساحلی و نیز دو رخساره کربناته مرتبط با دشت ساحلی است. نتایج حاصل از تجزیه مدال و داده‌های ژئوشیمیایی به برخاستگاه زمین ساختی کوه‌زایی چرخه مجدود و سنگ مادر رسوبی کوارتزی (حاصل از چرخه مجدود رسوبی) اشاره دارد. همچنین استفاده از نمودارهای تفکیکی، جایگاه زمین ساختی حاشیه غیرفعال قاره‌ای را برای ماسه‌سنگهای سازند شوربجه نشان می‌دهد. شاخص شیمیایی دگرسانی آلتراسیون (CIA) محاسبه شده، میزان هوازدگی در منطقه منشأ را متوسط تا بالا معرفی می‌کند. این امر با نتایج پتروگرافی ماسه‌سنگها و رخساره‌ای مبنی بر وجود شرایط آب و هوای نیمه مرطوب تا نیمه خشک همخوانی دارد.

**واژه‌های کلیدی:** برخاستگاه؛ ژئوشیمی؛ سازند شوربجه؛ کپه‌داغ؛ محیط رسوبی.

### مقدمه

استفاده از نمودارهای تفکیکی نیز ابزاری قوی برای شناسایی برخاستگاه سنگهای سیلیسی آواری به شمار می‌روند. استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی، امکان ارائه الگوهایی برای تعیین برخاستگاه را فراهم می‌سازد. در این مطالعه، به شناسایی محیط رسوبی سازند شوربجه پرداخته شده و برای تعیین برخاستگاه نهشته‌های آواری این سازند نیز از روشهای تجزیه مودال و ژئوشیمی استفاده شده تا

در کنار بررسیهای پتروگرافی و تحلیل رخساره‌ای برای تعیین الگوی رسوبی سنگهای سیلیسی آواری، بررسی برخاستگاه (جایگاه زمین ساختی، ناحیه منشأ و هوازدگی در ناحیه منشأ) این نهشته‌ها نیز همواره مورد توجه بوده است. بدین منظور علاوه بر روشهای پیشنهاد شده پیشین که بر پایه داده‌های تجزیه مدال استوار است (Dickinson, 1985)، امروزه مطالعات ژئوشیمیایی و

بتوان به وضعیت دقیق جغرافیای دیرینه این رسوبات در زمان تشکیل پی برد.

### روش مطالعه

به منظور تجزیه و تحلیل رخساره‌های رسوبی سعی شده است تا در پیمایشهای صحرایی از ساختمانهای رسوبی، ویژگیهای هندسی و سنگ شناختی و نیز تغییرات جانبی و عمودی نهشته‌های رسوبی، برداشت کاملی صورت گیرد. همچنین از 150 نمونه برداشت شده، مقاطع نازک سنگی تهیه و مورد بررسی میکروسکوپی قرار گرفت. افزون بر این، 66 نمونه مناسب ماسه سنگی (ریز تا متوسط دانه) برای انجام نقطه شماری انتخاب شد و سپس نقطه شماری به روش Gazzi (1966) و Dickinson (1970) با شمارش 600 نقطه در هر مقطع صورت گرفت. برای حذف اثرات دیاژنزی بر روی ترکیب و بافت اولیه سنگ، تغییرات دیاژنزی تا حد ممکن در حین نقطه شماری مورد توجه قرار گرفته است (McBride, 1985). به منظور انجام تجزیه XRF، 19 نمونه ماسه سنگی با کمترین میزان هوازدگی و کربنات کلسیم انتخاب و پس از پودر کردن در آزمایشگاه رسوب شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، به آزمایشگاه کانسارسان بینالود ارسال گردید.

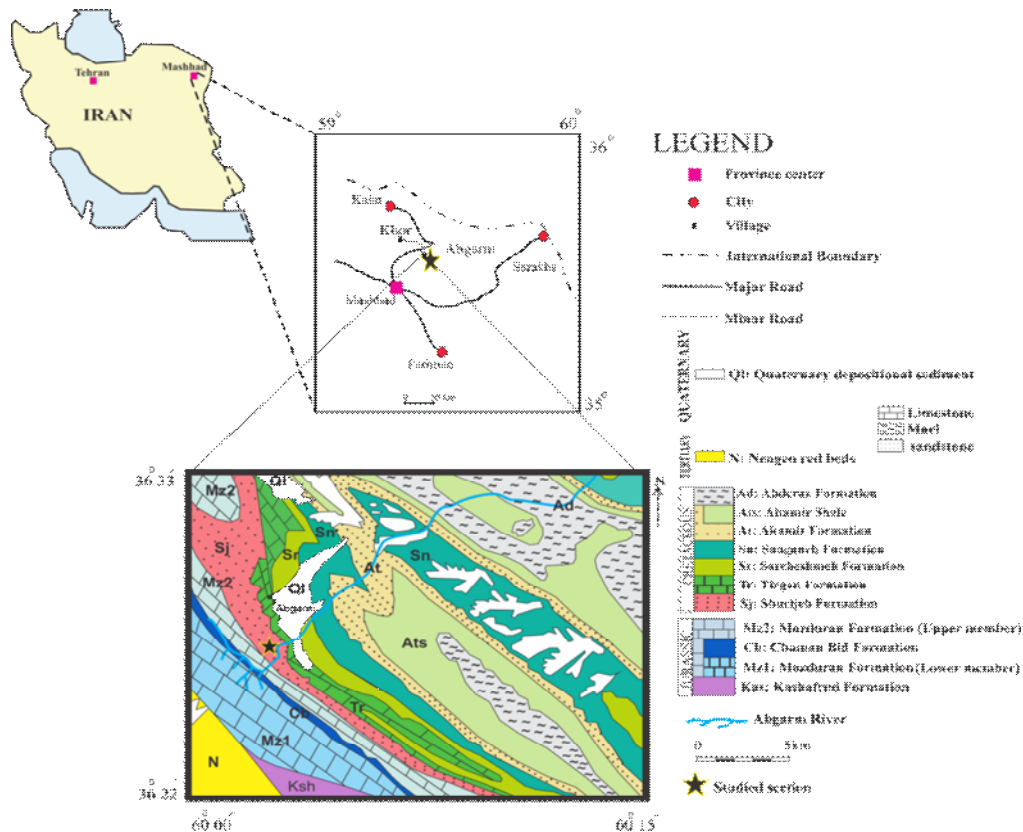
### زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

گسترش ناحیه‌ای سازند شورججه (ژوراسیک پسین - کرتاسه پیشین) از شرق تا غرب حوضه رسوبی کپه داغ را دربرمی‌گیرد. حوضه رسوبی کپه داغ، حوضه‌ای درون قاره‌ای در لبه جنوبی صفحه توران و در شمال شرق ایران است که بعد از بسته شدن اقیانوس هرسی نین، به دنبال کوه‌زایی تریاس پسین شکل گرفته است (Berberian & King, 1981; Ruttner, 1993; Alavi et al., 1997; Lyberis & Manby, 1999; Thomas et al., 1999; Ramazani Oomali et al., 2008). بررسی رخساره‌های

سنگی و تفسیر محیط رسوب گذاری سازند شورججه به ویژه در نواحی شرقی و جنوب شرق حوضه کپه داغ نشان می‌دهد رسوبات این سازند در این بخش از حوضه بیشتر در سیستمهای رودخانه‌ای (رودخانه‌های بریده بریده با بستر گراولی) بر جای گذاشته شده‌اند در صورتی که به سمت نواحی مرکزی و غربی حوضه، به دلیل تغییرات رخساره‌ای تنوعی از سیستمهای رودخانه‌ای مآندری، دریاچه‌های شور، دلتایی، دشت ساحلی و دریایی را برای رسوبات این سازند پیشنهاد می‌کند (Moussavi Harami & Brenner, 1990, 1992, 1993; Moussavi Harami et al., 2009). برش الگوی سازند شورججه در نزدیکی دره خور قرار دارد (Afshar-Harb, 1982). سازند شورججه در برش روستای آبگرم با 610 متر ضخامت، در 75 کیلومتری شمال شرق مشهد و 25 کیلومتری دره خور قرار دارد (شکل 1). این برش از واحدهای ماسه سنگی و واحدهای شیلی با میان لایه‌های کربناته تشکیل شده است. مرز زیرین سازند شورججه در این ناحیه با سازند مزدوران ناگهانی و مرز بالایی آن با سازند تیرگان به صورت پیوسته است.

### رخساره‌های سنگی

اطلاعات صحرایی نظیر اختصاصات بافتی و ساختی توسط Miall (1996, 2000) تحت عنوان رخساره‌های سنگی معرفی شده و یکی از ابزارهای مفید در تعبیر و تفسیر محیطهای رسوبی سیلیسی آواریها محسوب می‌گردند. از این داده‌ها برای تحلیل شرایط تشکیل رسوبات سیلیسی آواری سازند شورججه استفاده شده است. تشخیص رخساره‌های ماسه سنگی مختلف در این مطالعه بر اساس بافت و ساختارهای رسوبی صورت گرفته است. این رخساره‌ها متشکل از رخساره‌های سنگی آواری و غیر آواری در محیط قاره‌ای و حدواسط و رخساره‌های کربناته است. رخساره‌های سنگی آواری شامل 5 رخساره



شکل 1: راههای دسترسی و نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از Afshar-Harb, 1982؛ همراه با

تفسیر: تشکیل این رخساره می‌تواند به علت رسوب گذاری سریع طی فروکش جریانهای سیلابی (Miall, 2006؛ Tewari et al., 2011) باشد.

رخساره سنگی St: ماسه سنگ با طبقه بندی مورب عدسی شکل

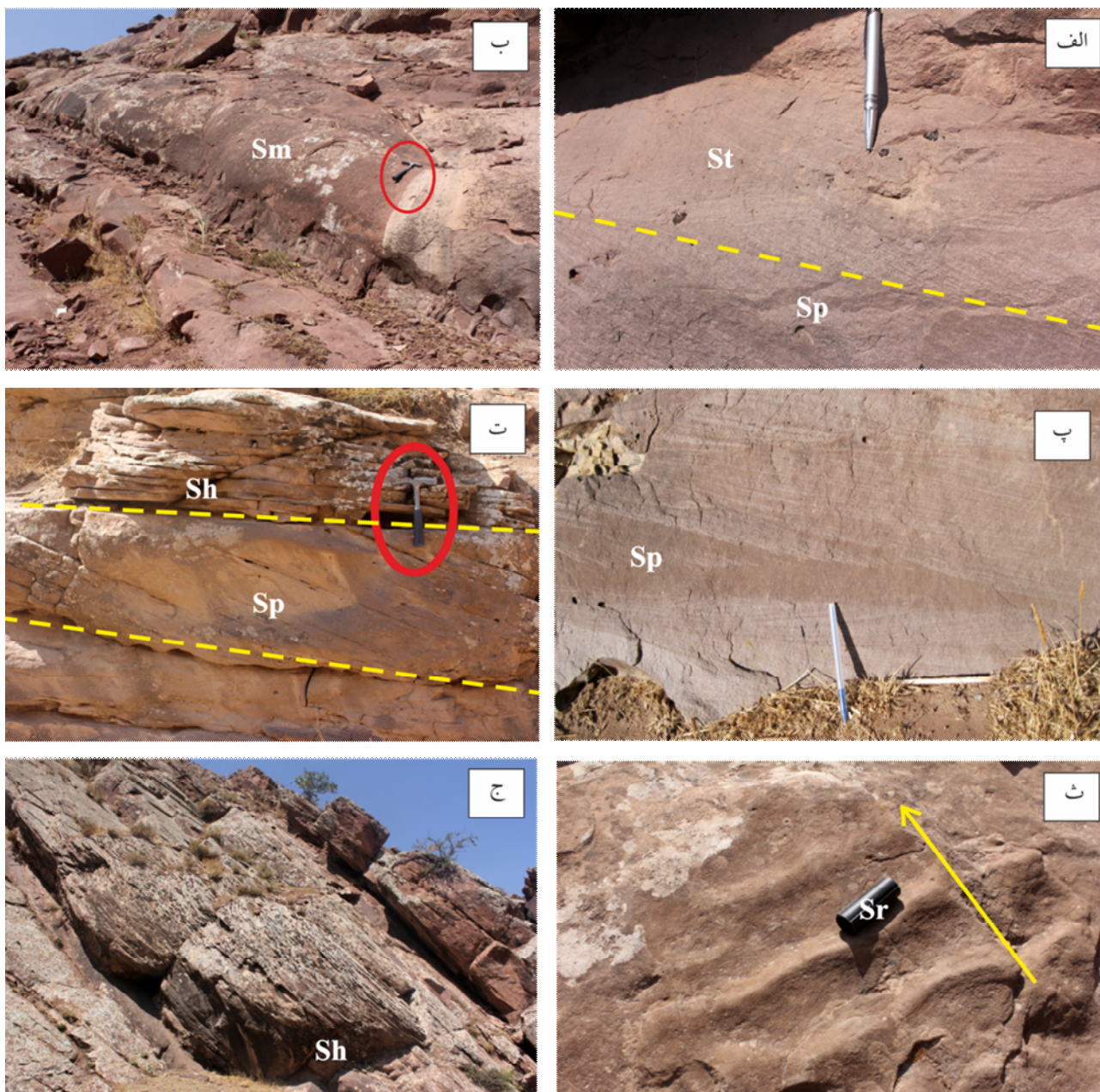
توصیف: رخساره سنگی St از ماسه سنگهای ریز تا متوسط دانه با جورشدگی نسبتاً خوب تشکیل شده است (شکل 2ب). رخساره‌های سنگی Sp و Sh و شیل سیلنتی لامینه‌ای Fl همراه با این رخساره سنگی مشاهده شده است. ضخامت سربها حداکثر به 80 سانتی‌متر می‌رسد. شکل هندسی طبقات به صورت عدسی شکل و گوه‌ای و به طرف بالا مقعر و نامتقارن است. مرز آن با واحدهای بالایی، پایینی و با رخساره Fl ناگهانی است. مشخصات اصلی این رخساره شامل شکل هندسی، تغییرات جانبی و

سنگی ماسه‌ای (Sr، Sh، St، Sp، Sm) و 3 رخساره سنگی گلی (Fg و Fl، Fm) می‌باشد. رخساره‌های سنگی غیرآواری در رسوبات قاره‌ای سازند شوربجه شامل خاکهای دیرینه (P)، مادستون (Mc) و تبخیریها (Gym) است. رخساره‌های کربناته نیز شامل دو مجموعه رخساره‌ای A و B می‌باشد. در ادامه، توصیف و تفسیر رخساره‌های فوق ارائه می‌گردد:

### رخساره‌های سنگی ماسه‌ای

#### رخساره سنگی Sm: ماسه سنگ توده‌ای

توصیف: این رخساره در نهشته‌های مورد مطالعه گسترش اندکی دارد و از لحاظ ساختاری هیچ گونه ساختمان رسوبی در آن مشاهده نمی‌شود (شکل 2الف). اندازه دانه‌ها در این رخساره در حد ماسه‌های درشت تا متوسط و کمی دانه ریز می‌باشد. دارای جورشدگی ضعیفی است.



شکل 2: رخساره‌های ماسه سنگی به دست آمده برای سازند شوربچه در برش مورد مطالعه: الف) رخساره ماسه سنگ توده‌ای (Sm); ب) رخساره ماسه سنگی با طبقه بندی عدسی شکل (St); پ - ت) رخساره ماسه سنگی با طبقه بندی مورب با زاویه کم و زیاد (Sp); ث) رخساره ماسه سنگی ریبلی (Sr); ج) رخساره ماسه سنگی با طبقات موازی (Sh).

رخساره سنگی Sp: ماسه سنگ با طبقه بندی مورب مسطح توصیف: در این رخساره سنگی، اندازه دانه‌های ماسه سنگی از ماسه دانه ریز تا متوسط در تغییر بوده و جورشدگی نسبتاً خوب و دارای طبقه بندی مورب مسطح با زاویه کم و زیاد است (شکل 2 پ - ت). این رخساره سنگی عموماً همراه با رخساره‌های St و Sh یافت شده است. همچنین فلاسرها و طبقه بندی جناغی نیز در این رخساره مشاهده می‌شود.

عمودی و ضخامت سریها نشان دهنده رسوب گذاری در یک کانال فرعی تحت رژیم جریان پایینی است (Miall, 2006; Desjarsins et al., 2009).

تفسیر: این رخساره می‌تواند نتیجه مهاجرت مگاریلهای سه بعدی در کانالها تحت شرایط رژیم جریان پایینی و یا نتیجه حرکت ریبلیها و مگاریلهای با خط الرأس پیچیده و سینوسی نیز باشد (Lee & Chough, 2006).

از ابتدا تا انتهای سازند وجود دارد. طبقات ماسه سنگی با لایه بندی افقی (شکل 2ج)، متوسط تاریز دانه بوده و از جورشدگی خوبی برخوردارند. بخشهایی از این رخساره دانه ریزتر بوده که با رخساره‌های گلی در تناوب است و معمولاً به طور جانبی به رخساره‌های دانه متوسط و گاهی گلی تبدیل می‌شوند. شکل هندسی طبقات ورقه‌ای و مرز زیرین این رخساره تدریجی است.

**تفسیر:** این رخساره سنگی به صورت طبقات مسطح، هم در رژیم جریانی پایین و هم در رژیم جریانی بالا تجمع یافته است (Miall, 2006). شکل هندسی ورقه مانند و نازک لایه این رخساره سنگی نشان می‌دهد که رسوب گذاری به صورت گسترده در قسمتهای بالایی پشته‌های کانال یا نهشته‌های درون کانال طی مرحله فروکش رویدادهای سیلابی صورت گرفته است (Miall, 2006؛ Therrien, 2005؛ Higgs et al., 2008؛ Khalifa & Catuneanu, 2008). طبقات ماسه سنگی با لامیناسیون افقی که با رخساره Fl همراه هستند، تغییر سریع در رژیم جریان را نشان می‌دهند و لذا موقعیتی با انرژی بالا توسط فروکش جریان و سقوط ذرات دانه ریز دنبال شده است (Ghazi & Mountney, 2009).

### رخساره‌های سنگی گلی

#### رخساره سنگی Fm: گل سنگ توده‌ای

**توصیف:** این رخساره به مقدار اندکی در رسوبات دانه ریز با ضخامت کم در سازند شوربجه یافت می‌شود (شکل 3 الف). این رخساره می‌تواند از طریق رسوب گذاری در دشت سیلابی برجای گذاشته شود (Ito et al., 2006).  
**تفسیر:** این رخساره رسوب گذاری ذرات دانه ریز معلق بر روی سدهای کانالی در رژیم جریانی پائین را نشان می‌دهد (Tewari et al., 2011).

مرز آن با واحدهای بالایی و پایینی به ترتیب ناگهانی، فرسایشی و تدریجی است. معمولاً این رخساره سنگی با زاویه زیاد در سرعتهای پایین جریان آب (Harms et al., 1982) و در اثر حرکت مگاریپلهای دوبعدی با خط الرأس مستقیم تشکیل می‌شود (Ghosh et al., 2006؛ Therrien, 2006).

**تفسیر:** طبقه بندی مسطح شیب دار با زاویه زیاد وابسته به مهاجرت سدهای بزرگ با سطوح لغزشی با شیب زیاد هستند که منعکس کننده جهت جریان رودخانه می‌باشد. مهاجرت اشکال لایه‌ای در مقیاس دون، در سدهای میانی کانال و نیز بر روی پهلوهای پوینت بار رخ می‌دهد (Khalifa & Catuneanu, 2009؛ Ghazi & Mountney, 2009). (Tewari et al., 2011؛ 2008).

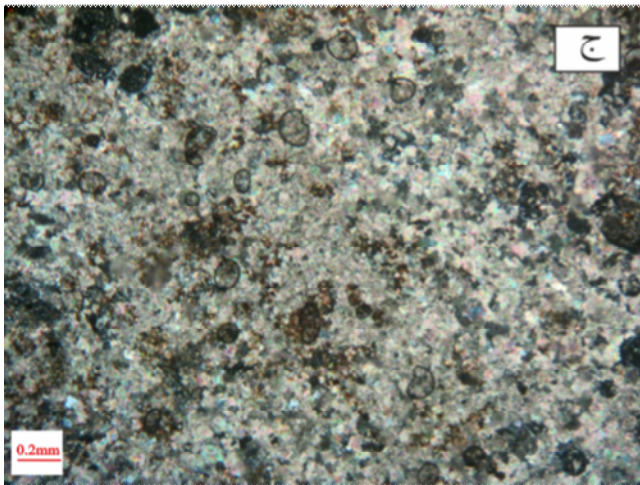
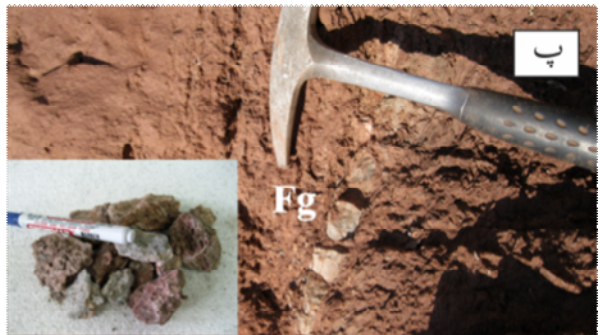
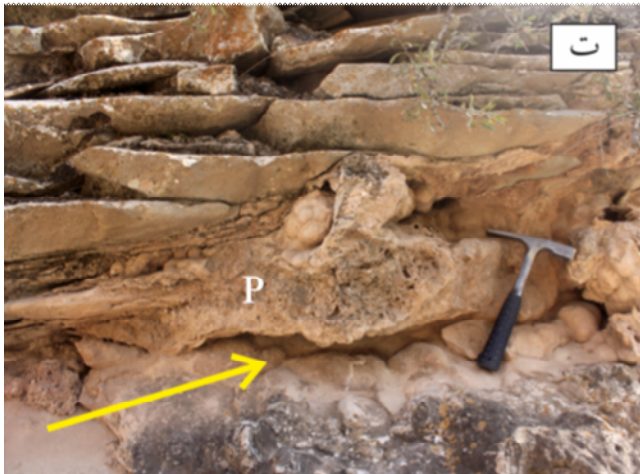
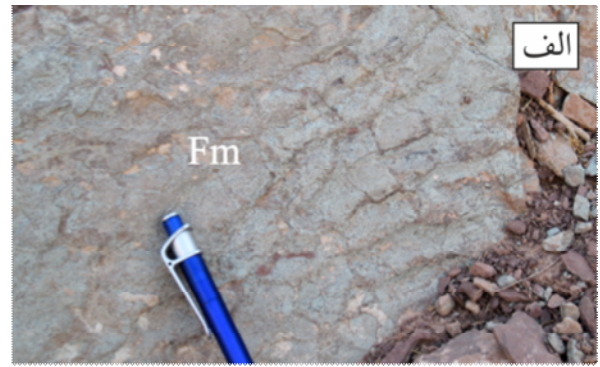
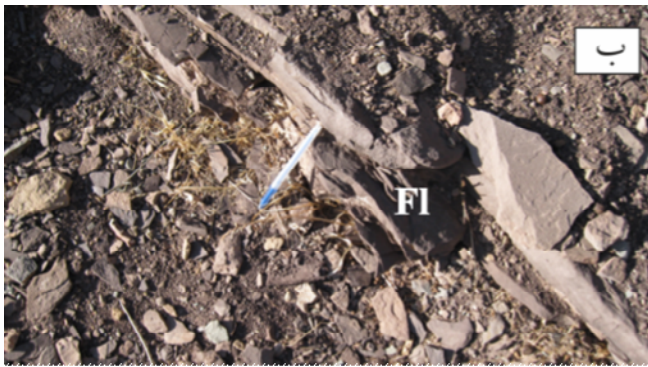
#### رخساره سنگی Sr: ماسه سنگ با لامیناسیون مورب ریپلی

**توصیف:** رخساره سنگی Sr در ماسه سنگهای متوسط تا بسیار ریز دانه و در تمام توالی این برش از سازند شوربجه مشاهده شده است (شکل 2ث). ریپلهای موجود از نوع ریپل مارکهای جریانی بوده که دارای خط الرأس مستقیم تا پیچیده می‌باشند. تناوب لامیناسیون موازی و ریپل مارکهای نامتقارن در توالی رسوبی سازند شوربجه، در ناحیه مورد مطالعه فراوان است. این رخساره، از نظر تغییرات عمودی و جانبی به رسوبات دانه ریز لامینه‌ای رخساره‌های Sh و Fl تبدیل می‌شود.

**تفسیر:** رخساره سنگی Sr در کانال، نهشته‌های کروسهای پهن، دشت ساحلی و به ویژه در نواحی جزرومدی یافت می‌شود (Miall, 2006؛ Therrien, 2005؛ Higgs et al., 2012).

#### رخساره سنگی Sh: ماسه سنگ با چینه بندی افقی

**توصیف:** رخساره سنگی Sh جزو فراوان ترین رخساره‌های موجود در نهشته‌های مورد مطالعه است که به طور پراکنده



شکل 3: رخساره‌های سیلت سنگی و گل سنگی و غیرآواری به دست آمده برای سازند شوربچه در برش مورد مطالعه: الف) رخساره گل سنگ توده‌ای (Fm)؛ ب) رخساره سیلت سنگی و گل سنگ لامینه‌ای (Fl)؛ پ) رخساره شیل ژیبسی (Fg)؛ ت) خاک دیرینه کالکریتی (P)؛ ث) رخساره مادستون آهکی (Mc)؛ ج) تصویر میکروسکوپی رخساره Mc؛ چ) رخساره ژیبسی توده‌ای (Gym).

مشاهده می‌گردند (Miall, 2006؛ Alonso-Zarza & Wright, 2010).

**رخساره سنگی Mc: گل سنگ آهکی (مادستون)**  
توصیف: در مقاطع میکروسکوپی این نمونه‌ها، هیچگونه خرده گیاهی یا پوسته‌های فسیلی یافت نشده است (شکل 3ث). شکل هندسی این طبقات ورقه‌ای و مسطح است (شکل 3ج). گسترش جانبی این رخساره محدود بوده و به تدریج به رسوبات دانه ریز رخساره سنگی Fl تبدیل می‌شود.

**تفسیر:** این رخساره، رسوب گذاری در حوضچه‌های کم عمق دشت سیلابی رودخانه‌های مئاندری (Miall, 2006؛ Turkmen et al., 2007؛ Shukla et al., 2010) و یا رسوب گذاری در آبهای دریاچه‌ای با درجه شوری متغیر را نشان می‌دهد (Legler et al., 2011).

**رخساره سنگی Gym: ژپس توده‌ای**  
ضخامت این طبقات ژپسی توده‌ای به 2 متر می‌رسد (شکل 3چ). رنگ طبقات ژپسی توده‌ای از سفید تا سفید - کرمی است. در برخی نقاط، بلورهای ژپس توسط بلورهای سیلیسی آواری (در اندازه گل) پوشیده شده‌اند.

**رخساره‌های سنگی آواری - کربناته**  
رخساره‌های آواری و کربناته توالی سازند شوربجه در برش آبگرم، در واحدهای 3 و 4 کنار یکدیگر مشاهده شده‌اند. به همین دلیل به صورت رخساره‌های آواری - کربناته مورد بررسی قرار می‌گیرند و شامل دو رخساره A و B هستند.

**رخساره A**  
**رخساره A1: شیل آهکی - کلسیتی**  
توصیف: این رخساره شامل طبقات شیل آهکی به رنگهای مختلف قرمز، سبز و خاکستری - سبز است که ضخامت آن

**رخساره سنگی Fl: سیلت سنگ و گل سنگ لامینه**  
توصیف: این رخساره سنگی شامل شیل‌های سیلتی و سیلت سنگهایی است که به رنگهای مختلف قرمز، قرمز قهوه‌ای و خاکستری - سبز در توالی رسوبی سازند شوربجه یافت شده‌اند (شکل 3ب). شکل هندسی طبقات فوق ورقه‌ای و مرز آن با طبقات زیرین و بالایی به صورت مشخص است.  
**تفسیر:** این رسوبات حاصل فروکش جریان سیلابی در نواحی خارج از کانال هستند (Miall, 2006؛ Koykka, 2011؛ Higgs et al., 2012).

**رخساره سنگی Fg: شیل‌های ژپسی**  
توصیف: این رخساره سنگی شامل شیل‌های سبز رنگ با میان لایه‌های ژپس است (شکل 3پ).  
**تفسیر:** این رخساره سنگی در اثر رسوب ذرات دانه ریز معلق در دریاچه شور کم عمق نهشته شده است (Legler et al., 2007؛ Legler et al., 2011).

**رخساره‌های سنگی غیر آواری**  
**رخساره سنگی P: خاکهای دیرینه**  
توصیف: این رخساره در دو قسمت پایینی و بالایی سازند مشاهده شده است که با توجه به ریخت شناسی آن از نوع کالکریتی و پالئو هیستوسول است (مرتضوی و همکاران، 1391) (شکل 3ت).

**تفسیر:** زمانی که دشت سیلابی رودخانه برای مدت زمان زیادی (هزاران سال) در معرض هوا قرار گیرد، نفوذ باران باعث شسته شدن یونهای محلول به سمت پایین شده و سپس طی دوره‌های خشک، تبخیر و جریان موئینه آب زیرزمینی باعث تمرکز همان یونها نزدیک سطح زمین می‌شود. نتیجه این فرآیند، توسعه تدریجی سیمانهای کربناته به صورت ندولها و طبقات کربناته متر اکم ممتد و ناممتد است که در توالیهای رسوبی رودخانه‌ای و یا دلتایی

بالای جزرومدی و در حوضچه‌های شور ساحلی نظیر شوره‌زارها نهشته شده‌اند (Collinson, 1996؛ Huerta et al., 2010).

#### رخساره A3: ماسه سنگ (ساب لیت آرنایتی) لامینه‌ای

**توصیف:** این رخساره سنگی به صورت طبقات ماسه‌سنگی با ترکیب ساب لیت آرنایتی با ضخامت 2 تا 4 متر مشاهده شده که در آن لامیناسیون افقی و ریلپهای متقارن (نوسانی) (شکل 4پ) وجود دارد. ذرات کوارتز نیمه گرد تا گرد شده با اندازه 0/2 تا 0/3 میلی‌متر با جورشدگی خوب تا متوسط در این پتروفاسیس مچور یافت شده است (شکل 4ت). همچنین اثرفسیل‌های *Skolithos* به طول 6 و قطر 1 سانتی‌متر به صورت حفاریهای لوله‌ای شکل عمودی با انتهای خمیده (شکل 4ث) و نیز ساختمانهای فلاسری (شکل 4ج) نیز در این رخساره مشاهده شده است.

**تفسیر:** وجود اثرفسیل *Skolithos*، ریلپهای متقارن و فلاسر در این رخساره مؤید رسوب‌گذاری رخساره فوق در پهنه بین جزرومدی است (El-Zonneveld et al., 2001؛ Azabi & El-Araby, 2007). اجزای تشکیل دهنده این پتروفاسیس شامل 85 درصد کوارتز مونو کریستالین، 4 درصد کوارتز پلی کریستالین دگرگونی تبلور مجدد، 1 درصد کانیهای اپاک تیره، 1 درصد زیرکن و 5 درصد اوونید است. پیدایش لامیناسیون افقی، فلاسر و ریلپهای متقارن، جورشدگی خوب ماسه‌سنگها و تداوم جانبی طبقات ماسه‌سنگی، همگی به عنوان شواهد یک موقعیت ساحلی در نظر گرفته می‌شوند.

#### رخساره A4: دولوستون

**توصیف:** این رخساره سنگی در صحرا به صورت طبقات متوسط لایه قرمز، قرمز قهوه‌ای، کرم - قهوه‌ای تا خاکستری تیره و با ضخامت 0/5 تا 2 متر مشاهده شده است. در این رخساره، لایه بندی به شکل توده‌ای مشاهده شده است.

از 0/15 تا 2 متر متغیر است (شکل 4الف). مطالعه این شیلپها، پس از شست‌وشو توسط میکروسکپ دو چشمی صورت گرفته است. در این رخساره علاوه بر ذرات کوارتز آواری و سیمان آهکی با فراوانی نسبتاً زیاد یافت شده است. هیچ گونه فسیلی در این رخساره مشاهده نشده است.

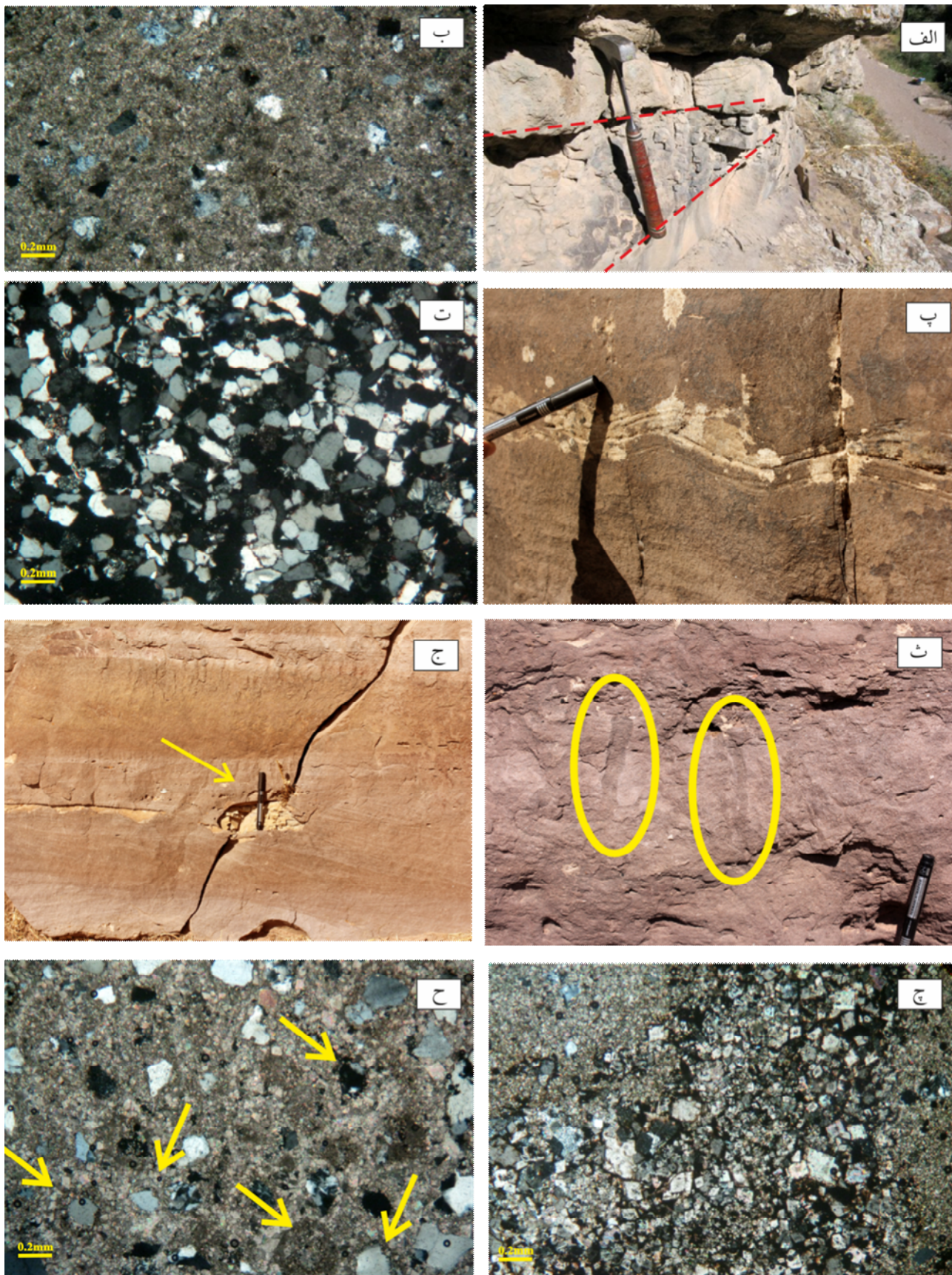
**تفسیر:** ذرات آواری کوارتز و سیمان آهکی نشان دهنده نهشته شدن این رخساره در پهنه بالای جزرومدی است (Warren, 2000؛ El-Azabi & El-Araby, 2007). نبود شرایط زیست مناسب در منطقه بالای جزر و مدی و حوضچه‌های شور ساحلی (Salinas)، باعث فقدان فسیلهای جانوری و گیاهی در این رخساره شده است.

#### رخساره A2: دولومادستون

**توصیف:** این رخساره سنگی به صورت طبقات ضخیم لایه به ضخامت 0/5 تا 2 متر است که به رنگهای مختلف نخودی، کرم - قهوه‌ای، قرمز خاکستری و خاکستری تیره مشاهده شده است. در مقیاس میکروسکپی، اندازه بلورهای دولومیت 2 تا 10 میکرون بوده (در اندازه میکریت و میکرواسپار) و شکل آنها از رمبوند‌های ریز نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار متغیر است. نمونه‌های مورد مطالعه، کوارتزهای نیمه زاویه‌دار تا نیمه گرد شده در اندازه سیلت و ماسه بسیار ریز دانه با فراوانی بیش از 10 درصد وجود دارد (شکل 4ب).

**تفسیر:** با توجه به بافت و اندازه بلورهای تشکیل دهنده و همراهی این رخساره با رخساره‌های شیلی ژپسی و گل سنگی، این رخساره سنگی احتمالاً به صورت اولیه رسوب‌گذاری کرده است (Adabi & Asadi, 2008؛ Chen et al., 2010). آبهای درون حفره‌ای باعث بالا رفتن نسبت Mg/Ca می‌گردد که این امر موجب تسهیل رسوب دولومیت و یا دولومیتی شدن می‌شود (Flugel, 2010). احتمالاً این نهشته‌ها در پهنه‌های





شکل 4: رخساره‌های آواری - کربناته به دست آمده از سازند شوربیجه در برش آبگرم؛ الف) شیل آهکی به رنگ خاکستری تیره؛ ب) دولومادستون ماسه‌ای؛ پ) ریپل‌مارک متقارن؛ ت) ماسه سنگ (ساب لیت آرنایتی)؛ ث) اثر فسیل *Skolithos*؛ ج) فلاسر و طبقه بندی مورب؛ چ) آثار آشفته‌گی زیستی و پرشدگی توسط اکسید آهن و دولومیت؛ ح) کلک لیتایت دارای خرده‌های آهکی نظیر اوونید.

**توصیف:** رخساره فوق در صحرا به صورت طبقات سنگ آهکی توده‌ای به ضخامت 90 سانتی‌متر مشاهده شده و به صورت بین لایه با رخساره‌های لاگونی و پهنه جزرومدی قرار دارد. در مقیاس میکروسکوپی، اجزای اسکلتی نظیر دو کفه‌ای (2 تا 5 درصد)، براکیوپود (11%)، روزن‌داران کفزی (8%) و ذرات آواری کوارتز (1 تا 4%) در زمینه‌ای از میکریت قرار گرفته‌اند (شکل 5الف). در این ریزرخساره، تنوع روزن‌داران کفزی بیشتر است.

**تفسیر:** فراوانی خرده‌های دو کفه‌ای همراه با بافت و کستونی آن، مؤید رسوب‌گذاری این رخساره در محیط لاگونی (زیر جزرومدی کم عمق) با چرخش آب آزاد است (Wanas, 2008؛ Leonide et al., 2012). وجود خرده‌های اسکلتی مربوط به شرایط دریای باز نظیر براکیوپود نشان دهنده محیط‌های زیر جزرومدی عمیق‌تر در محیط لاگونی ساحلی نیمه محصور است (Wanas, 2008؛ Adabi et al., 2010).

#### رخساره B2: پکستون الییتی

**توصیف:** این رخساره شامل 40 سانتی‌متر سنگ آهک قرمز با لامیناسیون افقی (شکل 5ب) است که به صورت بین لایه با رخساره و کستون بیوکستی قرار گرفته است. در این ریزرخساره، 40 درصد ائید، 3 درصد اینتراکلیست گلی، 3 درصد براکیوپود، 1 درصد دو کفه‌ای، 2 درصد اکینودرم، 1 درصد کانی اپاک تیره و 8 درصد کوارتز مونو کریستالین در اندازه سیلت تا ماسه ریز مشاهده شده است (شکل 5پ).

**تفسیر:** وجود براکیوپود، دو کفه‌ای و اکینودرم در گل آهکی (42 درصد)، محیط رسوب‌گذاری لاگون (زیر جزرومدی عمیق) در زیر خط اثر امواج با شرایط محیط کم انرژی و چرخش آب آزاد را نشان می‌دهد (Wanas, 2008). حضور اینتراکلیست گلی و ائید در این

در برخی نمونه‌ها، درصد کوارتز بیش از 10 درصد بوده و نام دولوستون ماسه‌ای به سنگ اطلاق شده است. در مقیاس میکروسکوپی، اندازه بلورهای دولومیت 0/03 تا 0/05 میلی‌متر بوده و شکل بلورها از حالت رمبوئدرهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار با سطوح بلوری مشخص تغییر می‌کند. آشفته‌گی زیستی باعث شده بلورهای دولومیت پراکنده شده و فضای خالی بین آنها را اکسید آهن پر کند (شکل 4ج).

**تفسیر:** با توجه به درشت بودن دولومیتها و ساختمانهای رسوبی، این رخساره سنگی به احتمال زیاد در بخش بالایی منطقه بین جزرومدی نهشته شده است (Zonneveld et al., 2001؛ Chen et al., 2010).

#### رخساره A5: کالک لیثایت توده‌ای

**توصیف:** رخساره سنگی A5 از یک متر ماسه سنگ توده‌ای کرم - قرمز رنگ تشکیل شده که به صورت بین لایه‌ای با ماسه سنگهای زیر جزرومدی قرار گرفته است. در این پتروفاسیس، علاوه بر دانه‌های کوارتز مونو کریستالین و پلی کریستالین (17%)، فلدسپات (1%)، خرده سنگهای رسوبی (11%) و سیمانهای کربناته و اکسید آهن (16%) نیز یافت شده است. خرده‌های رسوبی موجود از نوع خرده‌های فیسیلی، دانه‌های سالم و قطعات شکسته ائیدها می‌باشد (شکل 4ح).

**تفسیر:** ذرات از جورشدگی خوبی برخوردار بوده، نیمه گرد شده تا گرد هستند. این پتروفاسیس از نظر بافتی مچور بوده و اندازه آن در حد ماسه متوسط است. این رخساره میکروسکوپی، با توجه به اختصاصات خود در محیط زیر جزرومدی کم عمق (حاشیه ساحلی بالایی) نهشته شده است (Zonneveld et al., 2001؛ Chen et al., 2010).

#### کمر بند رخساره‌ای B (لاگون ساحلی)

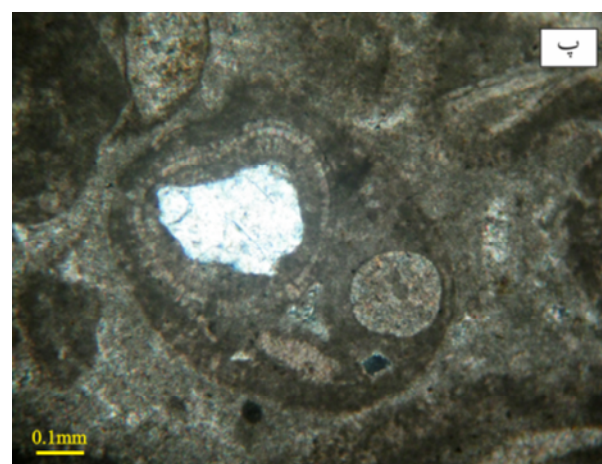
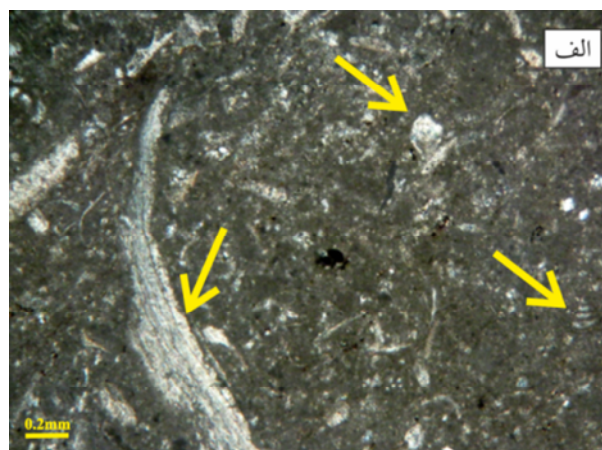
رخساره B1: وکستون بیوکستی

### محیط رسوبی

با توجه به بررسی رخساره‌های سنگی و با استناد به شواهد رخساره‌ای، نهشته‌های مورد مطالعه به محیط رسوبی قاره‌ای (رودخانه ماندری) و حدواسط (دشت ساحلی) نسبت داده می‌شوند. این شواهد عبارتند از:

رسوبات رودخانه‌ای ماندری سازند شوربجه شامل نهشته‌های پرکننده کانال، رسوبات کروس پهن، مجموعه دشت سیلابی و رسوبات حوضچه‌های دشت سیلابی است. نهشته‌های کانالی از رخساره‌های سنگی ماسه‌ای (St، Sm)، (Sp، Sh و Sr) تشکیل شده است. مجموعه رسوبات کروس پهن متشکل از رخساره‌های سنگی ماسه‌ای (Sh و Sr) و گلی (Fl) و مجموعه رسوبات دانه ریز دشت سیلابی شامل رخساره‌های سنگی گلی (Fm و Fl) می‌باشند. رخساره‌های ماسه‌ای کانالی بر اثر مهاجرت اشکال لایه‌ای دو بعدی و سه بعدی یا به صورت طبقات مسطح در رژیم جریان بالا و پایین و نیز به صورت رسوب‌گذاری و پرشدگی سریع مناطق کنده شده توسط جریان سیلابی تشکیل شده‌اند (Therrien, 2006؛ Ghazi & Mountney, 2009؛ Higgs *et al.*, 2012). در مجموعه رسوبات کروس پهن، رخساره ماسه‌ای Sh به صورت سطوح مسطح در رژیم جریان بالا و به صورت نهشته‌های کروس پهن تشکیل شده و در دشتهای سیلابی نزدیک به منشأ تجمع یافته است (Ghazi & Mountney, 2009). رخساره سنگی Sr در اثر مهاجرت اشکال ریلی نامتقارن با خط الرأس پیچیده و در رژیم جریان پایین شکل می‌گیرد و معمولاً به صورت نهشته‌های کروسهای پهن در نواحی دشت سیلابی رودخانه یافت می‌شود (Miall, 2006؛ Therrien, 2006؛ Ghazi & Mountney, 2009؛ Higgs *et al.*, 2012).

رخساره سنگی Fl نشان دهنده فروکش جریانهای سیلابی در نواحی خارج از کانال است. تناوب رس سنگ، سیلت سنگ و ماسه سنگ نشان دهنده نهشته‌های سیلابی مربوط به کروسهای پهن است که رسوبات خاکریز طبیعی



شکل 5: رخساره‌های کربناته به دست آمده برای سازند شوربجه در برش آبگرم؛ الف) وکستون بیوکستی (براکیوپود و روزن‌دار در زمینه میکریته)؛ ب) سنگ‌آهک قرمز با لامیناسیون افقی؛ پ) پکستون الیتی (اوئید مرکب در زمینه میکریته).

رخساره میکروسکی حاصل فرسایش و حمل مجدد پشته‌های کربناته مجاور با لاگون می‌باشد (Wanas, 2008؛ Leonide *et al.*, 2012). وجود مقادیر بالای ذرات آواری نیز بر اتصال پلاتفرم کربناته به خشکی دلالت دارد.

به حوضچه‌های دشت سیلابی از رخساره‌های ماسه‌ای Sh، گلی Fm و Fl، غیر آواری Mc، رخساره‌های سنگی شیل‌های ژپسی Fg و رخساره‌های سنگی ژپسی توده‌ای Gym تشکیل شده است. این رخساره‌های سنگی در اثر رسوب ذرات دانه ریز معلق (رخساره Fg) در ستون آب دریاچه شور کم عمق و نیز افزایش غلظت آب دریاچه بر اثر تبخیر نهشته شده است (Gilbert et al., 2007؛ Legler et al., 2011).

نهشته‌های حدواسط سازند شوربچه در برش مورد مطالعه از نوع نهشته‌های سیلیسی آواری دشت ساحلی (Coastal Plain) است که شامل سه مجموعه رخساره‌ای دشت دلتایی، باتلاق، نهشته‌های پرکننده کانال رودخانه و حوضچه‌های ساحلی شور (Salinas) است. مجموعه حوضچه‌های دشت ساحلی شامل دو رخساره شیل آهکی، دولومادستون و دولستون است. اختلاط آب‌های ورودی شیرین با شورابه‌های باقیمانده باعث تشکیل دولومیت‌های ریز بلور اولیه در حوضچه‌های شور می‌شود و طی دوره‌های رقیق شدگی شورابه، گل سنگ آهکی و دولومیتها شکل می‌گیرند. رخساره‌های دولومیتی موجود در نهشته‌های حوضچه‌های شور ممکن است شرایط تبخیری با درجه شوری آب بیش از 120 تا 150 گرم بر لیتر را نشان دهند (Warren, 2010). رسوب گل سنگ‌های آهکی در پهنه گلی و بعضاً بر روی رسوبات سیلیسی آواری موجب آزاد شدن سیلیس و افزایش نسبت Mg/Ca محلول شده که برای ته‌نشست دولومیت در مرکز حوضچه‌های شور مناسب است (Bridge, 2006؛ Posamentier & Walker, 2006؛ Huerta et al., 2010). مجموعه دشت دلتایی شامل دو رخساره ماسه‌سنگی با لامیناسون افقی (Sh) و سیلت سنگ لامینه (Fl) است. رخساره سنگی Sh احتمالاً به صورت ورقه‌های ماسه‌ای در کروسهای پهن (در خارج از کانال رودخانه و در محیط دشت ساحلی) تشکیل شده است. فراوانی قطعات گیاهی (شکل 6 الف - ب) و

را شکسته و وارد دشت سیلابی رودخانه می‌گردد (Miall, 2006؛ Ghazi & Mountney, 2009). رسوب‌گذاری وسیع بار معلق در بخش‌های بالایی رخساره‌های سنگی Fl و Fm در مجموعه رسوبات دانه ریز دشت سیلابی، شکل‌های لایه‌ای ماسه‌ای و یا در طول برجستگی‌های کم دشتهای سیلابی را نشان می‌دهد (Miall, 2006؛ Ghazi & Mountney, 2009). در مجموعه رسوبات حوضچه‌های دشت سیلابی، رخساره سنگی Sh شامل نهشته‌های کم انرژی است که به صورت ورقه‌های سیلابی در نواحی خارج کانال و طی مراحل سیلابی مختلف نهشته شده است. اگرچه در این محیط رسوبی رسوب‌گذاری غالب به صورت بار معلق است، ورود دوره‌ای ماسه‌های حاصل از جریان کثیف باعث تشکیل این رخساره سنگی شده است (Turkmen et al., 2007). رخساره سنگی Sh در حاشیه حوضچه‌های دشت سیلابی تشکیل شده است. گل سنگ لامینه (رخساره سنگی Fl) در اثر رسوب‌گذاری ذرات معلق، در حوضچه‌های موجود در بخش‌های دور از منشأ دشت سیلابی تشکیل شده است (Turkmen et al., 2007؛ Ghazi & Mountney, 2009). گل سنگ توده‌ای Fm نهشته‌های موجود در دشتهای سیلابی دور از منشأ و حوضچه‌های موجود در دشتهای سیلابی دور از منشأ را می‌پوشاند که در این رخساره شواهد رخنمون خشکی و توسعه خاک مشاهده شده است (Turkmen et al., 2007؛ Ghazi & Mountney, 2009؛ Shukla et al., 2010). رخساره سنگی Mc به صورت نهشته‌های حوضچه‌های کم عمق دشت سیلابی تفسیر شده است. مشابه چنین رخساره‌ای در نقاط مختلف دنیا و در رسوبات دشت سیلابی رودخانه‌های ماندری گزارش شده است (Miall, 2006؛ Ghazi & Mountney, 2007؛ Turkmen et al., 2007؛ Shukla et al., 2010). قرارگیری این رسوبات در میان رسوبات دشت سیلابی نیز مؤید رسوب‌گذاری آنها در شرایط حوضچه‌های دشت سیلابی است. نهشته‌های مربوط

نهشته‌ها در محیط دشت ساحلی و در مجاورت ساحل دریا است.

نهشته‌های کربناته سازند شوربجه شامل توالی از میان لایه‌های کربناته و سیلیسی آواری است که در محیط‌های ساحلی نهشته شده است. در نهشته‌های کربناته سازند شوربجه دو کمربند رخساره‌ای A (پهنه جزرومدی) و B (لاگون ساحلی) شناسایی شده است. در توالی رسوبی سازند شوربجه، رسوبات سیلیسی آواری به کمربند رخساره‌ای پهنه جزرومدی (حاشیه ساحلی) محدود شده و رخساره‌های کربناته در کمربندهای رخساره‌ای لاگونی در یک رمپ داخلی نهشته شده‌اند (شکل‌های 7 و 8).

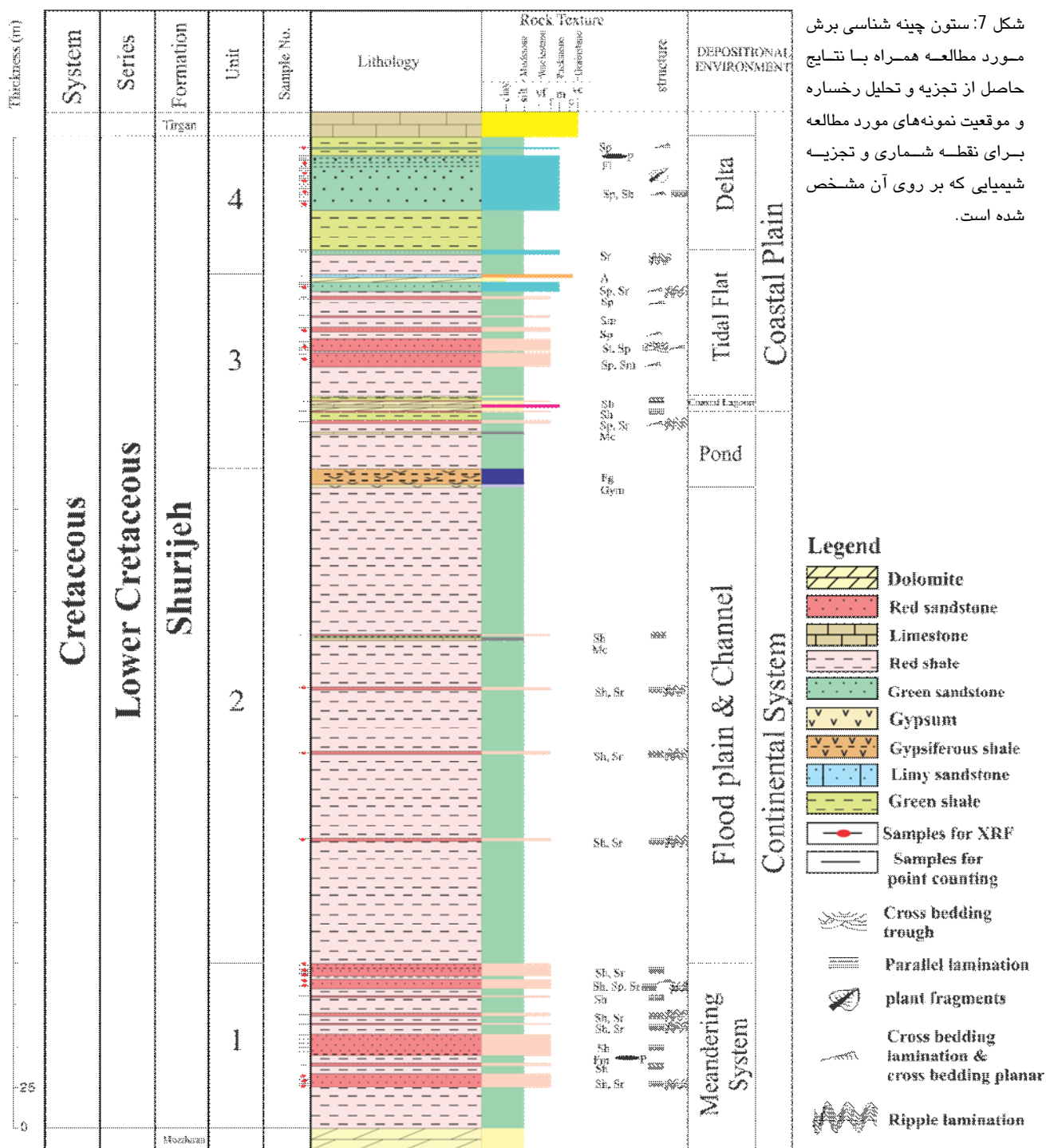
#### ترکیب سنگ‌شناسی ماسه‌سنگهای سازند شوربجه

بر اساس مطالعات میکروسکوپی و به کارگیری داده‌های حاصل از نقطه شماری (جدول 1 و 2) در نمودار Folk (1980) ماسه‌سنگهای سازند شوربجه از نوع ساب لیت آرنایت، فلدسپاتیک لیت آرنایت و تاحدی لیت آرنایت (چرت آرنایت) هستند (شکل 9 الف). دانه‌های کوارتزی در مقاطع نازک سنگی را به طور عمده انواع مونو کریستالین با خاموشی مستقیم تشکیل می‌دهند. دانه‌های فلدسپات بیشتر از نوع پتاسیم فلدسپار (اورتو کلاز) و به مقدار کمتر پلاژیو کلاز هستند که تحت تأثیر هوازدگی قرار گرفته‌اند. خرده سنگ رسوبی، خرده سنگ دگرگونی و مقدار ناچیز خرده‌های ولکانیکی از قطعات خرده سنگی در این سازند هستند. فراوان‌ترین نوع خرده سنگ، خرده سنگ چرتی است. کانیهای فرعی موجود در ماسه‌سنگها شامل میکا (مسکوویت و بیوتیت) و کانیهای سنگین (زیرکن، تورمالین و کانیهای اپک) است. داده‌های حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی ماسه‌سنگهای سازند شوربجه (جدول 3) بر روی نمودار Herron (1988) (شکل 9 ب)، نیز ترکیب ماسه‌سنگها را ساب لیت آرنایت تا حدی لیت آرنایت (چرت آرنایت) نشان می‌دهد.



شکل 6: الف) آثار گیاهان در رخساره ماسه سنگ لامینه (Sp و Sh)؛ ب) آثار گیاهان زغالی شده در رخساره سیلت سنگ لامینه (Fl)؛ پ) چرخه‌های به سمت بالا درشت شو در بخش دلتایی سازند شوربجه (Tr: سازند تیرگان).

چرخه‌های به سمت بالا درشت شو (شکل 6 پ) مؤید نزدیکی این نهشته‌ها به باتلاقها و دشت دلتایی موجود در یک دشت ساحلی است. طبیعت ریز دانه و لامیناسیون افقی ماسه سنگهای این رخساره نیز دلیل دیگری بر رسوب گذاری در نواحی خارج از کانال رودخانه می‌باشد (Dill et al., 2005؛ Higgs et al., 2012). بنابراین، وجود سه مجموعه رخساره‌ای فوق از سه زیر محیط کانال رودخانه، دشت دلتایی و باتلاق مؤید رسوب گذاری این



شکل 7: ستون چینه شناسی برش مورد مطالعه همراه با نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل رخساره و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه برای نقطه شماری و تجزیه شیمیایی که بر روی آن مشخص شده است.

### سنگ منشأ (Source rocks)

در مطالعات پتروگرافی، با توجه به فراوانی بالای دانه‌های کوارتز در نمونه‌های ماسه‌سنگی مورد مطالعه، فابریک داخلی و درجه خاموشی این دانه‌ها به عنوان شواهدی از سنگ منشأ (Young, 1976) مورد توجه قرار گرفته است. دانه‌های کوارتز اغلب به صورت مونو کریستالین با خاموشی

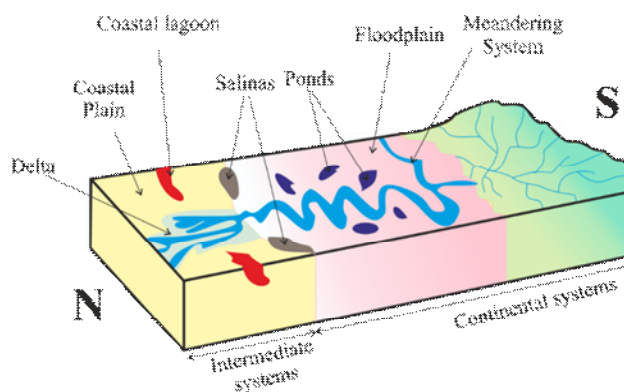
### برخاستگاه (Provenance)

در این بخش، برخاستگاه رسوبات سیلیسی آواری مورد بحث و بررسی قرار گرفته که در سه بخش سنگ منشأ، جایگاه زمین ساختی و هوازدگی در ناحیه منشأ ارائه می‌گردد:

جدول 1: تقسیم بندی انواع دانه‌های نقطه شماری شده و علائم اختصاری آنها (Ingersoll & Suczek, 1979).

Qm non	Non-undulose monocrystalline quartz
Qm un	Undulose monocrystalline quartz
Qpq	Polycrystalline quartz
Qpq 2-3	Qpq 2-3 crystal units per grain
Qpq >3	Qpq >3 crystal units per grain
Cht	Chert
Qp	Polycrystalline quartzose (or calcedonic) lithic Fragments (Qpq+Cht)
Qt	Total quartzose grains (Qm+Qp)
Q	Total (Qm non + Qm un) and Qpq used for Folk (1974) Classification (Qm + Qpq)
P	Plagioclase feldspar
K	Potassium feldspar
F	Total feldspar grains (p+K)
Lv	Volcanic-metavolcanic rock fragments
Lm	Metasedimentary rock fragments
Ls	Sedimentary rock fragments
Lt	Unstable (siliclastic) lithic fragment (Lv + Ls + Lm)
L	Total siliclastic lithic fragment (L + Qp)
RF	Total unstable rock fragments and chert used for Folk (1974) classification

نیز حضور دانه‌های کوارتز و قطعات سنگی رسوبی از نوع چرت، بیانگر نقش فرسایش نهشته‌های رسوبی قدیمی تر طی چرخه مجدد رسوبی در تشکیل ماسه‌سنگهای سازند شوربیجه است. مطالعات انجام شده نشان داده است گردش‌دگی کوارتزهای آواری به طور عمده توسط چرخه‌های رسوبی کنترل می‌شود (Mehring & Sugitani *et al.*, 2006؛ McBride, 2007). همچنین کانیهای سنگین تورمالین و زیرکان در توده‌های نفوذی به صورت خود شکل بوده و دارای مقاومت فیزیکی و شیمیایی بالایی هستند. بنابراین حضور انواع گرده شده آنها در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه می‌تواند حاکی از چرخه مجدد رسوبی باشد (Osae *et al.*, 1991؛ Akhtar & Ahmad, 2006). چرتها نیز به سبب پایداری بالا، در چرخه‌های رسوبی باقی می‌مانند (Folk, 1980؛ Dickinson, 1985). میزان کم پلاژیوکلازها در ماسه‌سنگهای مورد مطالعه می‌تواند به علت ناپایداری فیزیکی و ثبات شیمیایی کم آنها طی چرخه مجدد رسوبی و یا هوازدگی شیمیایی باشد.



شکل 8: مدل رسوبی پیشنهادی برای رسوبات سازند شوربیجه در برش مورد مطالعه

مستقیم تا کمی موجی و اغلب دارای سوزنهایی از تورمالین هستند. به طور معمول کوارتزهای مشتق شده از سنگهای دگرگونی نقص بیشتر در شبکه بلوری، خاموشی موجی شدیدتر و درجه پلی کریستالینی بالاتری نسبت به انواع پلوتونیک دارند (Blatt, 1985). پس فراوانی کوارتزهای مونو کریستالین با خاموشی مستقیم تا کمی موجی، منشأ گرانیتی را برای نمونه‌های ماسه‌سنگی مورد مطالعه پیشنهاد می‌کند (Suttner *et al.*, 1981؛ Blatt, 1967). منشأ دانه‌های آواری فلدسپاری از هر دو سنگ آذرین و دگرگونی است. منشأ میکای آواری از سنگهای دگرگونی درجه پایین و یا از سنگهای آذرین پلوتونیک با ترکیب گرانیتی است (Dickinson, 1970). بر همین اساس، مکان یابی نمونه‌های ماسه سنگی سازند شوربیجه در نمودار Basu *et al.* (1975)، حاکی از یک منشأ پلوتونیک - دگرگونی برای این نمونه‌هاست (شکل 10 الف).

جهت تشخیص منشأ رسوبات (ترکیبات حدواسط - اسیدی از ترکیبات بازیگ) از نمودار  $K_2O$  در برابر Rb استفاده شده است (Floyd & Leveridge, 1987). همان گونه که در شکل 10 ب، مشاهده می‌شود نمونه‌های ماسه سنگی از سنگهای ماگمایی با ترکیب اسیدی + حدواسط مشتق شده‌اند.

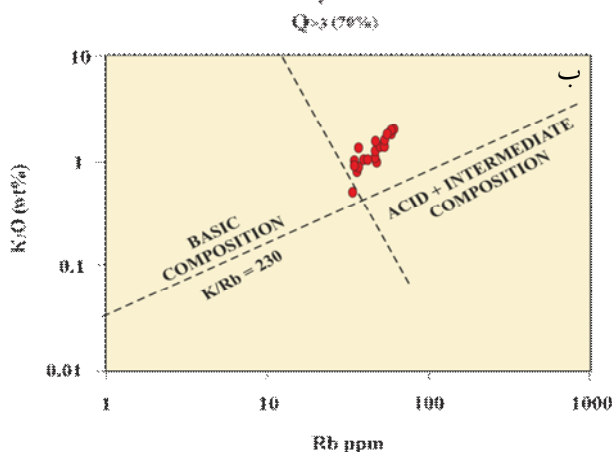
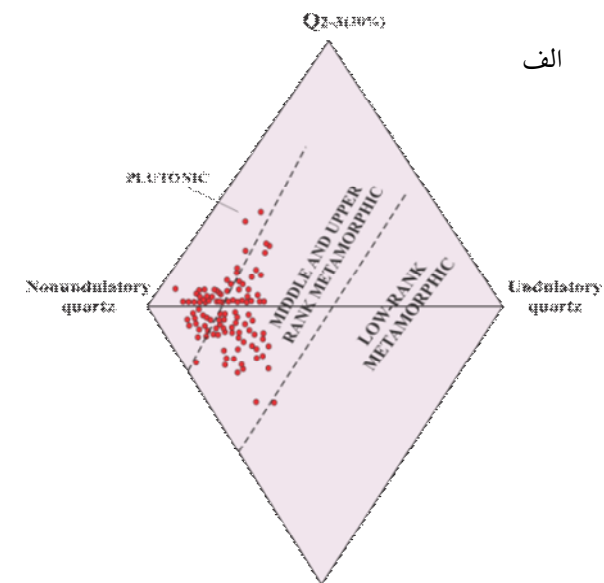
حضور کانیهای سنگین و بسیار مقاوم از جمله تورمالین و زیرکان گردشده به صورت ریزدانه با گردش‌دگی خوب و





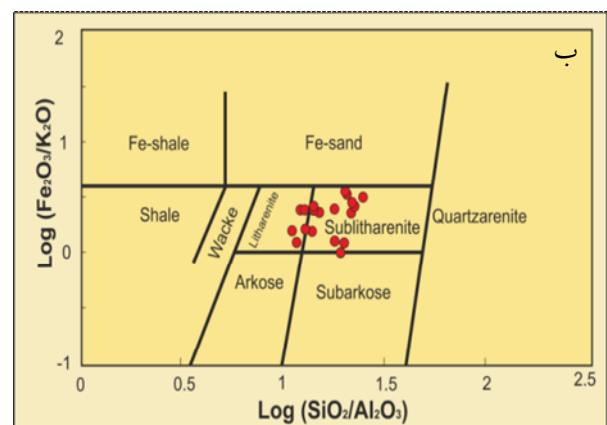
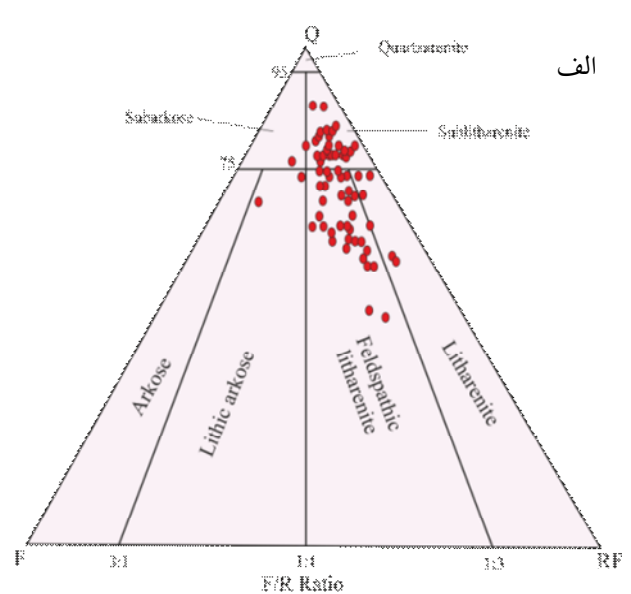
جدول 3: اکسیدهای اصلی ماسه سنگهای سازند شوربیجه (wt%)

Elements	S.4	S.6	S.8	S.34	S.37	S.41	S.43	S.45	S.46	S.76	S.81	S.84	S.93	S.105	S.107	S.116	S.121	S.124	S.130
SiO <sub>2</sub>	82.1	82.58	82.75	79.61	82.66	82.56	84.16	87.25	87.91	87.91	90.43	88.27	83.24	88.75	88.04	84.52	89.61	86.26	89.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.28	7.62	7.19	6.21	7.89	7.09	6.57	4.33	4.3	4.56	3.89	4.19	6.06	5.35	4.96	6.72	4.82	5.22	4.73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.42	3.51	2.94	2.85	1.8	2.27	3.06	1.83	2.21	2.67	2.08	2.18	2	1.34	1	2.38	1.15	1.71	1.49
MgO	1.47	1.11	1.04	0.87	1.22	1.01	0.86	0.72	0.57	1.06	0.56	0.9	1.54	0.53	0.58	1.16	0.65	1.05	0.61
CaO	0.27	0.2	1.04	3.2	0.52	1.13	0.26	1.71	0.73	0.58	0.1	0.5	1.05	0.16	1.26	0.28	0.57	1.1	0.32
Na <sub>2</sub> O	1.34	1.34	1.41	1.15	1.45	1.02	1.07	0.79	0.81	0.44	0.51	0.73	1.28	0.94	0.82	1.17	1.18	1.24	1.45
K <sub>2</sub> O	1.98	1.81	1.52	1.36	1.9	1.78	1.58	1.01	0.97	0.98	0.8	1.03	1.08	1.39	1.33	1.97	1.24	0.86	0.51
TiO <sub>2</sub>	0.35	0.38	0.4	0.42	0.57	0.36	0.58	0.35	0.62	0.36	0.25	0.29	0.61	0.22	0.21	0.25	0.31	0.36	0.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.09	0.1	0.1	0.11	0.07	0.12	0.06	0.07	0.07	0.04	0.06	0.08	0.04	0.04	0.07	0.05	0.06	0.06
MnO	0.02	0.03	0.03	0.08	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
LOI	1.69	1.21	1.46	4	1.71	2.55	1.56	1.79	1.59	1.23	1.2	1.62	2.34	1.15	1.66	1.37	0.29	1.87	1.14



شکل 10: الف) تعیین سنگ منشأ ماسه‌سنگهای سازند شوربیجه براساس نتایج پتروگرافی دانه‌های کوارتز (Basu et al., 1975)؛ ب) نمودار K<sub>2</sub>O در برابر Rb برای ماسه سنگهای مورد مطالعه (Floyd & Leveridge, 1987).

چرت، نشان دهنده اشتقاق این رسوبات از بخشهای چرخه مجدد کوهزایی و به دلیل کمبود خرده سنگهای ولکانیکی



شکل 9: الف) نمودار سه تایی QFR (Folk 1980)؛ ب) نمودار Log (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/K<sub>2</sub>O) در برابر Log (SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) برای طبقه بندی ماسه سنگهای سازند شوربیجه (Herron, 1988).

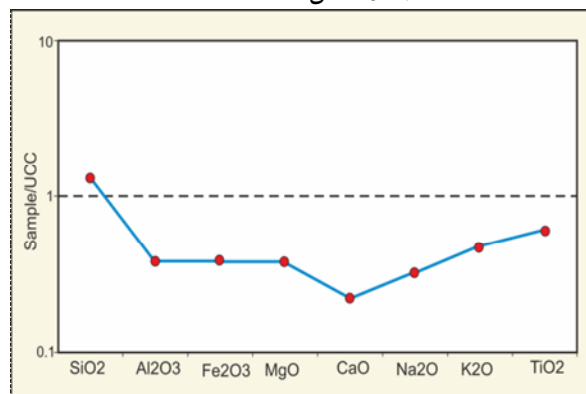
بنابراین حضور کوارتزهای گرد تا نیمه گرد شده، کمی دانه‌های فلدسپات و حضور قطعات سنگی به ویژه

بر این اساس ماسه‌سنگهای مورد مطالعه نسبت به UCC، بیشترین تخلیه در میزان CaO را نشان می‌دهند و سایر عناصر تقریباً در محدوده UCC قرار می‌گیرند. تخلیه میزان CaO در ماسه‌سنگها را به تحرك زياد اين عنصر طی هوازدي شيميايي، فرايندهای دياژنزي و دگرسانی ثانويه نسبت می‌دهند (McLennan, 2001؛ Das et al., 2006)؛ McLennan, 2001؛ Varga et al., 2007)، کم بودن CaO در ماسه‌سنگها را می‌توان به بلوغ رسوبي بالای آن نسبت داد. کم بودن کلسیم را می‌توان به سنگهای منشأ پلاژیو کلازهای کلسیم‌دار نسبت داد (Rashid, 2002)، افزون بر آن، در مراحل اولیه هوازدي و دياژنزي، کلسیم از پلاژیو کلازها حذف می‌شوند (Nesbitt, 2003).

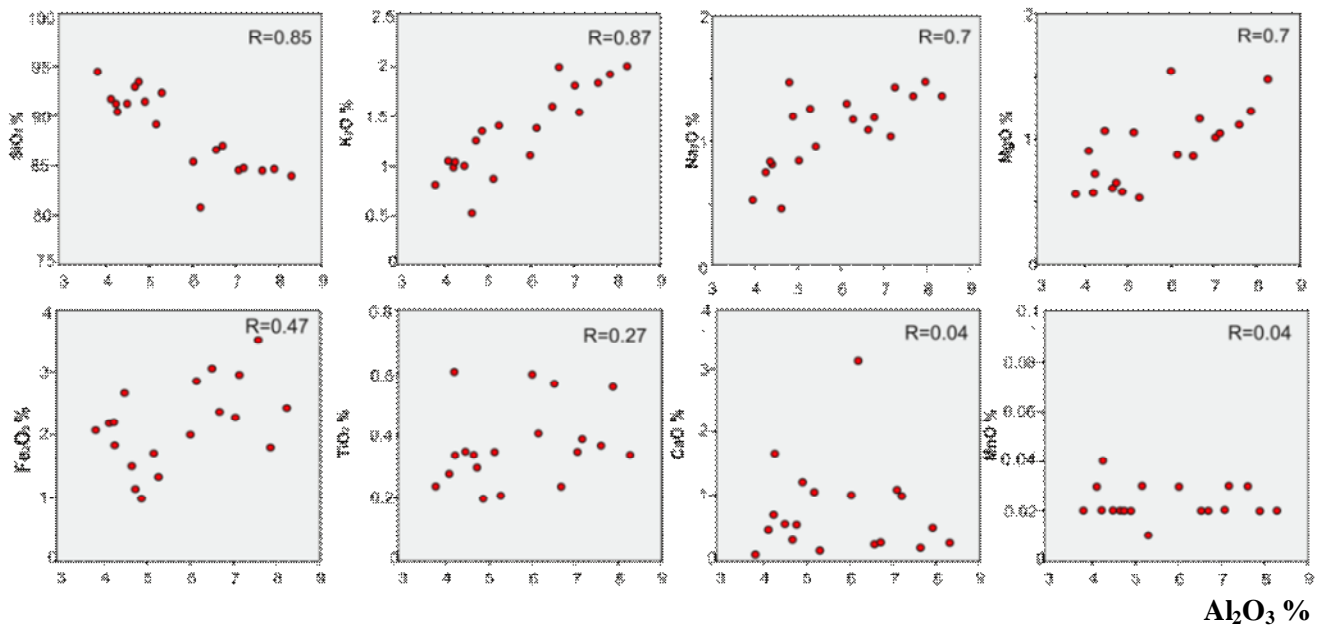
$Al_2O_3$  طی هوازدي، دياژنزي و دگرگونی، نسبتاً بدون تغيير است. این در حالی است که  $Na_2O$ ،  $K_2O$  و CaO به عنوان بیشترین فازهای متغير در ماسه‌سنگها شناخته می‌شوند (Gateneh, 2000). در نمونه‌های ماسه سنگی بررسی شده که  $Al_2O_3$  در برابر دیگر اکسیدها قرار گرفته است،  $SiO_2$  با  $Al_2O_3$  رابطه معکوسی دارد که نشان دهنده وجود دانه‌های کوارتز است.  $MgO$ ،  $K_2O$  و  $Na_2O$  انطباق مثبتی با  $Al_2O_3$  نشان می‌دهند و  $TiO_2$ ، CaO،  $MnO$  و  $Fe_2O_3$  روند خاصی را نشان نمی‌دهند (شکل 12). تبعیت بیشتر اکسیدها از روند  $Al_2O_3$ ، نشان دهنده فراوانی کانیهای رسی در این ماسه سنگهاست چرا که این عنصر به طور خاص در آلومینوسیلیکاتها حضور دارد (Das et al., 2006)؛ Pettijohn et al., 1987). مقادیر  $Na_2O$  و  $MgO$  بالا در این نمونه‌ها می‌تواند به ترتیب به علت حضور مقداری پلاژیو کلازهای سدیم‌دار در سنگ منشأ و سیمانهای دياژنتیکی دولومیتی باشد (Das et al., 2006). رابطه مثبت بین  $Al_2O_3$  و  $K_2O$  نشان دهنده تمرکز کانیهای پتاسیم‌دار در نمونه‌های مورد بررسی است که تأثیر مهمی در پراکنندگی آلومینیم دارد و حاکی از کنترل فراوانی این عناصر به وسیله محتوای کانیهای رسی و میکایی است (Jin et al., 2006).

بیانگر نهشته شدن آنها در مناطق حاشیه غیرفعال است (Taylor & McLennan, 1986؛ Potter, 1986؛ Crook, 1974)؛ (Zhu et al., 2005؛ 1985).

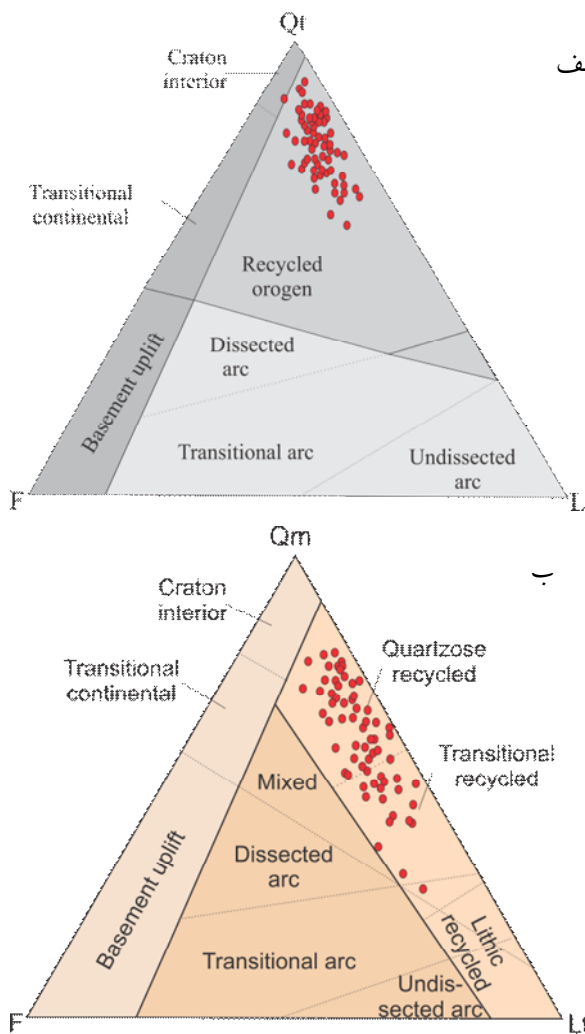
از تحرك عناصر اصلی طی هوازدي، حمل و نقل و فرآیندهای پس از رسوب گذاری، می‌توان در تعیین درجه رسیدگی رسوبات استفاده کرد (McLennan et al., 1993). فرآیندهای کنترل کننده ترکیب عناصر موجود در سنگهای رسوبي را می‌توان با استفاده از نمودارهای بهنجارسازی شبیه به نمودارهای عنكبوتی بررسی کرد. این نمودارها در سنگهای رسوبي، غنی شدگی و تهی شدگی نامحسوس برخی از عناصر خاص را نشان می‌دهند (Rollinson, 1993). با استفاده از اکسیدهای اصلی مانند  $SiO_2$ ، CaO،  $Fe_2O_3$ ،  $Al_2O_3$ ،  $K_2O$  و  $MgO$  و مقایسه آنها با ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی (UCC = Upper Continental Crust Composition) می‌توان میزان رسیدگی رسوب، موقعیت زمین‌ساختی و همچنین اطلاعاتی در مورد منشأ رسوبات را نیز به دست آورد (Zimmermann & Bahlburg, 2003). در این بین نسبت عناصر  $SiO_2/Al_2O_3$ ،  $K_2O/Na_2O$ ،  $Fe_2O_3/K_2O$  برای بررسی موقعیت زمین‌ساختی و منشأ رسوبات، بیشترین کاربرد را دارند (Roser & Korsch, 1988؛ Herron, 1988). بهنجارسازی نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به میانگین قسمت پوسته قاره‌ای بالایی (Taylor & McLennan, 1985) در شکل 11 نشان داده شده است.



شکل 11: نتایج بهنجارسازی عناصر اصلی نمونه‌ها نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی (UCC: Taylor and McLennan, 1985).



شکل 12: بررسی تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به  $Al_2O_3$  در ماسه‌سنگهای سازند شوربیجه.



شکل 13: موقعیت تکتونیکی ماسه سنگهای سازند شوربیجه براساس نتایج پتروگرافی؛ (الف) QtFL (Dickinson et al., 1983)؛ (ب) QmFLt (Dickinson & Suczek, 1979).

نمونه‌های ماسه‌سنگی که درصد بالایی از  $K_2O$  را نشان می‌دهند، حاوی مسکوویت زیادی هستند که در بررسیهای پتروگرافی نیز دیده شده‌اند. در نتیجه وجود  $K_2O$  بالا در مسکوویت موجب انطباق مثبت بین  $K_2O$  و  $Al_2O_3$  شده است.

با توجه به فراوانی ذرات کوارتز آواری (Qm) به مقدار 61%، ماسه‌سنگهای مورد مطالعه از مچوریتی ترکیبی بالایی برخوردار بوده و بر اساس نسبت بالای کوارتز منو کریستالین به پلی کریستالین و مقدار کم فلدسپات و فراوانی خرده سنگهای چرتی، ماسه‌سنگهای مورد مطالعه متعلق به رخساره کوارتزی مرتبط با چرخه مجدد سکانسهای رسوبی کوارتزی در تقسیم‌بندی Dickinson (1985) است. داده‌های تعریف شده حاصل از نقطه شماری در نمودارهای مثلثی  $(Qm_{61\%} F_{7\%} Lt_{32\%})$  و  $(Qt_{75\%} F_7 L_{18})$  (Dickinson et al., 1979; Dickinson & Suczek, 1979) که به ترتیب بر مچوریتی و منشأ تأکید دارند، در محدوده چرخه مجدد کوهزایی قرار می‌گیرند (شکل 13 الف - ب).

Bhatia (1983) معیارهای ژئوشیمیایی عناصر اصلی را برای تفکیک جایگاههای زمین ساخت صفحه‌ای حوضه‌های

از شاخصهای معمول هوازدگی می‌توان به اندیس هوازدگی CIA (Nesbitt & Young, 1982) و یا CIW (Harnois, 1988) اشاره داشت. این شاخصهای از رابطه زیر به دست می‌آیند:

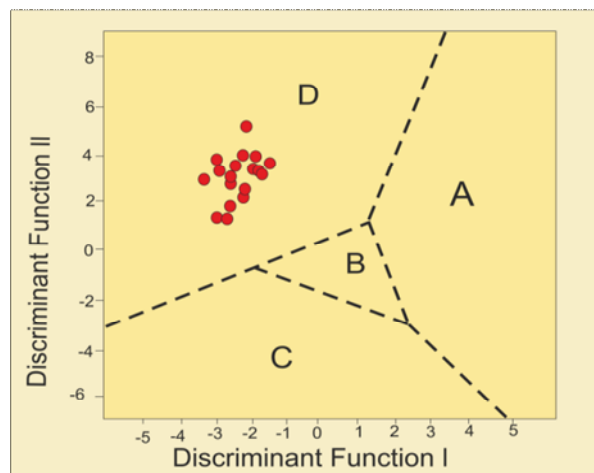
$$CIA: [Al_2O_3/Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O].100$$

$$CIW: [Al_2O_3/Al_2O_3+CaO+Na_2O].100$$

منظور از CaO در این رابطه، کلسیم حاضر در اجزای سیلیکاته سنگ است و در نمونه‌هایی که CaO بالای آنها مربوط به سیمانهای دیاژنتیکی باشد، این میزان باید تصحیح گردد. محدوده CIA از 50 تا 80 متغیر است. مقدار بالای CIA منعکس کننده حذف کاتیون‌های ناپایدار ( $K^+$ ,  $Na^+$  و  $Ca^{2+}$ ) نسبت به اجزای باقیمانده پایدار ( $Al^{3+}$  و  $Ti^{4+}$ ) طی هوازدگی و میزان کم CIA نشان دهنده نبود دگرسانی شیمیایی و منعکس کننده شرایط سرد و خشک است (Nesbitt & Young 1984, 1989). میزان CIA محاسبه شده، به طور میانگین در ماسه سنگهای سازند شورجه 65 درصد و مقدار عددی CIW به دست آمده زیاد و برابر با 76 درصد است که بیانگر هوازدگی شیمیایی نسبتاً بالا در ناحیه منشأ می‌باشد. این میزان هوازدگی، با مشاهدات پتروگرافی مبنی بر میزان کم پلاژیوکلاز و دانه‌های فلدسپات پتاسیم‌دار و آلتراسیون ناقص بیشتر فلدسپاتها مطابقت دارد (Amireh, 1991).

رسم نمودار  $SiO_2$  در برابر  $Al_2O_3 + K_2O + Na_2O$  (Suttner & Dutta, 1986)، برای ماسه سنگهای سازند شورجه نشان دهنده شرایط آب و هوایی نیمه مرطوب در زمان نهشته شدن آنهاست (شکل 15). حوضه رسوبی کپه داغ در این زمان، در عرض جغرافیایی 20 تا 30 درجه شمالی قرار داشته که در این ناحیه نیمه حاره‌ای، شرایط آب و هوایی نیمه مرطوب تا نیمه خشک طی نهشته شدن این ماسه‌سنگها حکم‌فرما بوده است (Stampfli & Borel, 2002).

رسوبی از روی مکانهای ماسه‌سنگی شناخته شده ارائه داده است. بر این اساس، وی جایگاه زمین‌ساختی حوضه‌های رسوبی را به چهار نوع اصلی جزایر کمانی اقیانوسی (A)، جزایر کمانی قاره‌ای (B)، حاشیه قاره‌ای فعال (C) و حاشیه قاره‌ای غیر فعال (D) تقسیم‌بندی می‌کند. ماسه سنگهای نشأت گرفته از این جایگاههای زمین‌ساختی می‌توانند توسط غنی‌شدگی یا تخلیه نسبی از عناصر متحرک و غیر متحرک مشخص شوند (Gateneh, 2000). با رسم داده‌های حاصل از تجزیه ماسه‌سنگهای سازند شورجه بر روی نمودار تفکیکی Bhatia (1983)، تمام نمونه‌ها در محدوده حاشیه غیرفعال قرار گرفته‌اند (شکل 14). این نتایج با نقشه‌های جغرافیای قدیمه هم‌خوانی دارد چون در این زمان، حوضه کپه داغ به صفحه توران متصل بوده و حاکی از یک محیط آرام تکتونیکی است (Golonka, 2004).



شکل 14: نمودار تفکیکی با استفاده از اکسیدهای عناصر اصلی (Bhatia 1983)

$$\text{Discrimination Function 1: } -0.447SiO_2 - 0.972TiO_2 + 0.008Al_2O_3 - 0.267Fe_2O_3 + 0.208FeO - 3.082MnO + 0.140MgO + 0.195CaO + 0.719Na_2O - 0.032K_2O + 7.510P_2O_5 + 0.303$$

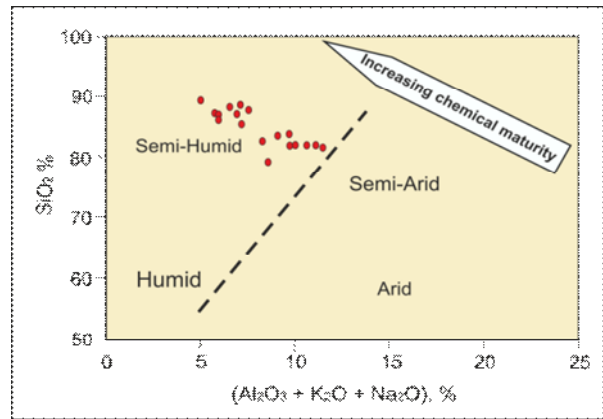
$$\text{Discrimination Function 2: } -0.421SiO_2 + 1.988TiO_2 - 0.526Al_2O_3 - 0.551Fe_2O_3 - 1.610FeO + 2.720MnO + 0.881MgO - 0.907CaO - 0.177Na_2O - 1.840K_2O + 7.244P_2O_5 + 43.57$$

### هوازدگی در ناحیه منشأ

تعیین میزان هوازدگی در سنگهای رسوبی با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی، از ارتباط بین عناصر قلیایی با قلیایی خاکی انجام می‌گیرد (Nesbitt & Young, 1982).

رسوبات دانه ریز دشت سیلابی و نهشته‌های خارج از کانال در مقایسه با نهشته‌های کانالی، وجود یک دشت سیلابی وسیع را در طول کانال مآندری و یا نرخ بالای برافزایی دشت سیلابی را نسبت به فراوانی قطع شدگی کانال نشان می‌دهد. رخساره‌های کربناته شامل 2 مجموعه رخساره‌ای A (پهنه جزرومدی) و B (لاگون) می‌باشد. در توالی رسوبی سازند شوربیجه، رسوبات سیلیسی آواری به کمر بند رخساره‌ای پهنه جزرومدی (حاشیه ساحلی) محدود شده و رخساره‌های کربناته در کمر بندهای رخساره‌ای لاگونی ساحلی نهشته شده‌اند. رخساره‌های کربناته (رخساره‌های پهنه جزرومدی و لاگون ساحلی) سازند شوربیجه در بخش رمپ داخلی نهشته شده‌اند.

داده‌های نقطه شماری ماسه‌سنگهای سازند شوربیجه و همچنین تجزیه ژئوشیمیایی عناصر اصلی این ماسه‌سنگها، ترکیب آنها را ساب‌لیتارنایت، فلدسپاتیک لیتارنایت و تاحدی لیتارنایت نشان می‌دهد. نتایج تجزیه مودال و داده‌های ژئوشیمیایی بیانگر برخاستگاه زمین ساختی کوه‌زایی چرخه مجدد و سنگ مادر کوارتزی (حاصل چرخه مجدد رسوبی) است. با توجه به نمودار دوتایی و نیز بر اساس شواهد رخساره‌ای، آب و هوا در زمان نهشت رسوبات نیمه مرطوب تا نیمه گرم و خشک است. شاخصهای شیمیایی دگرسانی (CIA) محاسبه شده، میزان هوازدگی در منطقه منشأ را نسبتاً بالا معرفی می‌کند. نمودارهای تفکیک کننده حوضه‌های زمین ساختی نیز بیانگر رسوب گذاری ماسه‌سنگهای سازند شوربیجه در حاشیه مناطق غیر فعال قاره‌ای است.



شکل 15: نمودار دوتایی SiO<sub>2</sub> در برابر Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O (Suttner & Dutta 1986)

### نتیجه گیری

مطالعات صحرائی، ساختمان رسوبی و رخساره‌های سنگی سازند شوربیجه در برش آبگرم به شناسایی 5 رخساره سنگی ماسه‌ای (Sr و Sh، St، Sp، Sm) و 3 رخساره سنگی گلی (Fg و Fl، Fm) منجر شده است. رخساره‌های سنگی غیر آواری در رسوبات قاره‌ای سازند شوربیجه شامل خاکهای دیرینه (P)، مادستون (Mc) و تبخیرها (Gym) است. بدین ترتیب، طیف رخساره‌های سنگی، ترتیب آنها در چرخه‌های به سمت بالا ریز شونده متوالی، نبود فسیل در رسوبات دانه ریز و رسوبات آهکی (رخساره سنگی Mc)، رنگ قرمز رسوبات (که مؤید وجود شرایط اکسیدی است)، وجود خاکهای دیرینه و رسوبات تبخیری که نشان‌دهنده شرایط آب و هوایی نیمه خشک و جریانهای دیرینه یونی مدال و یک جهتی با پراکندگی متوسط تا بالاست، این نظریه را تأیید می‌کند که رسوبات آواری سازند شوربیجه در یک محیط رودخانه‌ای مآندری با بستر ماسه‌ای و با پیچش بالا نهشته شده است. وجود مقادیر بالای

### منابع

- مرتضوی، م.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا.، نجفی، م.، 1391. خاکهای دیرینه (پالئوسل)، انواع و ویژگیهای آن در سازند شوربیجه (ژوراسیک پسین - کرتاسه پیشین)، حوضه رسوبی کپه‌داغ، شمال شرق ایران. پژوهشهای چینه نگاری و رسوب شناسی، 6: 1-32.

- Adabi, M.H., & Asadi Mehmandosti, E., 2008. Micrifacies geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S. W. Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33: 267-277.
- Adabi, M.H., Salehi, M.A., & Ghabeishavi, A., 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), South-west Iran. *Journal of Asian Earth Science*, 39: 148-160.
- Akhtar, K., & Ahmad, A.H.M., 1991. Single-cycle cratonic quartzarenite produced by tropical weathering: the Nimar sandstone (Lower Cretaceous), Narmada basin, India. *Sedimentary Geology*, 71: 23-32.
- Afshar-Harb, A., 1983. Geological map of Sarakhs, 1:250,000 scale (one sheet). *Exploration and Production, NIOC*, Tehran, Iran.
- Alavi, M., Vaziri, K., Seyed-Emami, H., & Lasemi, Y., 1997. The Triassic, associated rocks of the Aghdarband areas in central, northeastern Iran as remnant of the Southern Turanian active continental margin. *Geological Society of American Bulletin*, 109: 1563-1575.
- Alonso-Zarza, A.m., & Wright, V.P., 2010. Chapter 5 Calcretes. *Developments in sedimentology*, 61: 225-267.
- Amireh, B.S., 1991. Mineral composition of the Cambrian-Cretaceous Nubian series of Jordan: provenance, tectonic setting and climatological implication. *Sedimentary Geology*, 71: 99-119.
- Basu, A., Young, S.W., Suttner, L.J., Jame, W.C., & Mack, G.H., 1975. Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45: 873-883.
- Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. Toward a paleogeography, tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91: 611-627.
- Blatt, H., 1967. Provenance determination and recycling of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37: 1031-1034.
- Blatt, H., 1985. Provenance studies and mudrocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 69-75.
- Bridge, J.S., 2006. Fluvial facies models: Recent developments. In: Posamentier, H.W., & Walker, R.G., (eds.), *Facies Models Revisited. Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication*, 84: 85-170.
- Chen, H.W., Lee, T.Y., & Wu, L.C., 2010. High-resolution sequence stratigraphic analysis of Late Quaternary deposits of the Changhua Coastal Plain in the frontal arc-continent collision belt of Central Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39: 192-213.
- Crook, K.A.W., 1974. Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variations in flysch arenites (graywackes). In: Dott, R.H. Jr., & Shaver, R.H., (eds.), *Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Society for Sedimentary Geology Special Publication*, 19: 304-310.
- Das, B.K., Al-Mikhailafi, A.S., & Kaur, P., 2006. Geochemistry of Mansar Lake sediments, Jammu, India: Implication for source-area weathering, provenance, and tectonic setting. *Journal of Asian Earth Science*, 26: 649-668.
- Dickinson, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 695-707.
- Dickinson, W.R., Beard L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec J.L., Ferguson, R.C., & Inman K.P., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 222-35.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstone. In: Zuffa, G.G., (ed.), *Provenance of Arenites. Reidel Publishing Company*, 407: 333-363.
- Dickinson, W.R., & Suczek, C., 1979. Plate tectonic and sandstone composition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63: 2164-2182.
- Dill, H.G., Khishigsuren, S., Melcher, F., Bulgamaa, J., Bolorma, Kh., Botz, R., & Schwarz-Schampera, U., 2005. Facies-related diagenetic alteration in lacustrine-deltaic red beds of the Paleogene Ergeliin Zoo Formation (Erdene Sum area, S. Gobi, Mongolia). *Sedimentary Geology*, 181: 1-24.
- El-Azabi, M.H., & El-Araby, A., 2007. Depositional framework and sequence stratigraphic aspects of the Coniacian-Santonian mixed siliciclastic/carbonate Matulla sediments in Nezzazat and Ekma blocks, Gulf of Suez, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 47: 179-202.

- Floyd, P.A., & Leveridge, B.E., 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Corn Wall: framework mode and geochemical evidence from turbidite sandstone. *Journal of Geological Society of London*, 14: 531-542.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks Analysis Interpretation and Application*, 2<sup>nd</sup> Edition. Springer-Verlog, 984p.
- Folk, E., 1980. Petrography of Sedimentary Rocks. *Hemphill Publishing Company*, p. 182.
- Gateneh, W., 2000. Geochemistry provenance and depositional tectonic setting of the Adigrat Sandstone northern Ethiopia. *Journal of African Earth Sciences*, 35: 185-198.
- Gazzi, P., 1966, Le Arenarie del Flysch Sopracretaceo dell'Appennino Modenese: Correlazioni con il Flysch di Monghidoro. *Mineralogica e Petrografica Acta*, 12: 69-97.
- Ghazi, S., & Mountney, N.P., 2009. Facies and architectural element analysis of a meandering fluvial succession: The Permian Warchha Sandstone, Salt Range, Pakistan. *Sedimentary Geology*, 221: 99-126.
- Ghosh, P., Sarkar, S., & Maulik, P., 2006. Sedimentology of a muddy alluvial deposit: Triassic Denwa Formation, India. *Sedimentary Geology*, 191: 3-36.
- Gibert, L., Orti, F., & Rosell, L., 2007. Plio-Pleistocene lacustrine evaporites of the Baza Basin (Betic Chain, SE Spain). *Sedimentary Geology*, 200: 89-116.
- Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the Southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 39: 251-252.
- Harms, J.C., Southard, J.B., & Walker, R.G., 1982. Structures and Sequence in Clastic Rock. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Short Course, Chapter 1, 55p.
- Harnois, L., 1988. The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, 55: 319-322.
- Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal Sedimentology Petroleum*, 58: 820-829.
- Higgs, K.E., King, P.R., Raince, J.I., Sykes, R., Browne, G.H., Grouch, E.M., & Baur, J.R., 2012. Sequence stratigraphy and controls on reservoir sandstone distribution in an Eocene marginal marine-coastal plain fairway, Taranaki Basin, New Zealand. *Marine and Petroleum Geology*, 32: 110-137.
- Huerta, P., Armenteros, I., Recio, C., & Ahtonio Blanco, J., 2010. Palaeoground water evaluation in playalake environments sedimentary facies and stable isotope record (palaeogene, Almazan basin). *Paleogeography, paleoclimatology, paleoecology*, 286: 135-148.
- Ingersoll, R.V., & Suczek, C.A., 1979. Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans. DSDP sites 211 and 218. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49: 1217-1228.
- Ito, M., Matsukawa, M., Saito, T., & Nichols, D.J., 2006. Facies architecture and paleohydrology of a synrift succession in the Early Cretaceous Choyr Basin, Southern Mongolia. *Cretaceous Research*, 27: 226-240.
- Jin, Z., Li, F., Cao, J., Wang, S., & Yu, J., 2006. Geochemistry of Daihai Lake sediments, Inner Mongolia, north China: Implications for provenance, sedimentary sorting and catchment weathering. *Geomorphology*, 80: 147-163.
- Khalifa, M.A., & Catuneanu, O., 2008. Sedimentology of the fluvial and fluvio-marine facies of the Bahariya Formation, Bahariya oasis, Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 51 (2): 89-103.
- Koykka, J., 2011. Precambrian alluvial fan and braidplain sedimentation patterns: Example from the Mesoproterozoic Rjukan Rift Basin, southern Norway. *Sedimentary Geology*, 234: 89-108.
- Lee, H.S., & Chough S.K., 2006, Refined lithostratigraphy and depositional environments of the Pyeongan Supergroup (Carboniferous- Permian) in the Taebaek area, mideast Korea. *Journal of Asian Earth Science*, 26: 339-352.
- Legler, B., Schneider, J.W., Gebhardt, U., Merten, D., & Gaupp, R., 2011. Lake deposits of moderate Salinity as sensitive indicators of lake level fluctuations: Example from the Upper Rotliegend saline lake (Middle-Late Permian, Northeast Germany). *Sedimentary*, 234: 56-69.
- Leonid, P., Borgomano, J., Masse, J.P., & Doublet, S., 2012. Relation between stratigraphic architecture and multi-scale heterogeneities in carbonate platforms: The Barremian-lower Aptian of the Monts de Vaucluse, SE France. *Sedimentary Geology*, 265: 87-109.
- Lyberis, N., & Manby, G., 1999. Oblique to orthogonal convergence across the Turan block in the post-Miocene. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 83: 1135- 1160.

- McBride, E.F., 1985. Diagenetic process that affect provenance determinations in sandstone, *In: Zuffa, G.G. (ed.), Provenance of arenite. Reidel Publishing Company*, 115-138.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., & Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics: Processes Controlling the Composition of clastic sediments. *Geological Society of American Special Paper*, 284: 21–40.
- McLennan, S.M., 2001. Relationship between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2 (4): 1-24.
- Mehring, J.L., & McBride, E.F., 2007. Origin of modern quartzarenite beach sands in a temperate climate, Florida and Alabama, USA. *Sedimentary Geology*, 201: 432-445.
- Miall, A.D., 2006. The Geology of Fluvial Deposits: sedimentary Facies, Basin Analysis, Petroleum Geology (4th printing). *Springer-Verlag*, New York, 582 p.
- Moussavi-Harami, R., & Brenner, R.L., 1990. Lower Cretaceous (Neocomian) fluvial deposits in eastern Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Cretaceous Research*, 11: 163-174.
- Moussavi-Harami, R., & Brenner, R.L., 1992. Geohistory analysis, petroleum reservoir characteristics of Lower Cretaceous (Neocomian) sandstones, eastern Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 76: 1200-1208.
- Moussavi-Harami, R., & Brenner, R.L., 1993. Diagenesis of non-marine petroleum reservoirs: The Neocomian (Lower Cretaceous) Shurijeh Formation, Kopet-Dagh Basin, NE Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 16: 55-72.
- Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Nadjafi, M., Brenner, R.L., & Mortazavi, M., 2009. Mechanism of calcrete formation in the Lower Cretaceous (Neocomian) fluvial deposits, northeastern Iran based on petrographic, geochemical data. *Cretaceous Research*, 30 (5): 1146-1156.
- Nesbitt, H.W., & Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715–717.
- Nesbitt, H.W., & Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based upon thermodynamic and kinetic consideration. *Geochimical Cosmochimical Acta*. 48: 1523-1534.
- Nesbitt, H.W., & Young, G.M., 1989. Formation and diagenesis of weathering profile. *Journal Geology*, 97: 129–147.
- Nesbitt, H.W., 2003. Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks. *In: Lenz, D.R. (ed.), Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks, Geotext4. Geological Association of Canada, Newfoundland*, pp. 39-51.
- Osaе, H., Asiedu, D.L., Banoeng-Yakubo, B., Koeberl, C., & Dampare, S.B, 2006. Provenance and tectonic setting of Late Proterozoic Beuем sandstones of southeastern Ghana: Evidence from geochemistry and detrital modes. *Journal of African Earth Sciences*, 44: 85-96.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., & Siever, R., 1987. Sand and Sandstone. *Springer-Verlag*, New York, 553 p.
- Potter, P.E., 1986. South America and a few grains of sand: Part 1– beach sands, *Journal of Geology*, 94: 301–319.
- Posamentier, H.W., & Walker, R.G., 2006. Facies Models Revisited. *Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication*, 84: 527.
- Ramazani Oomali, R., Shahriari, S., Hafezi Moghaddas, N., Omid, P., & Eftkharnejhad, J., 2008. A model for Active tectonics in Kopet Dagh (North-East Iran). *World Applied Sciences Journal*, 3: 312- 316.
- Rashid, S.A., 2002. Geochemical characteristics of Mesoproterozoic clastic sedimentary rocks from the Chakrata Formation, Lesser Himalaya: implications for crustal evolution and weathering history in the Himalaya. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21: 283-293.
- Rollinson, H.R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. *Longman Geochemistry Series, Routledge*, New York, 352p.
- Roser, B.P., & Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of Geology*, 94: 635–650.
- Ruttner, A.W., 1993. Southern borderland of Triassic Laurasia in northeast Iran. *Geology Rund*, 82: 110-120.
- Shukla, U.K., Bachmann, G.H., & Singh, I.B., 2010. Facies architecture of the Stuttgart Formation (Schiffsandstein, Upper Triassic), central Germany, and its comparison with modern Ganga system, India). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297: 110-128.



- Stampfli, G.M., & Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 17-33.
- Suttner, L.J., Basu, A., & Mack, G.M., 1981. Climate and the origin of quartz arenites. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 1235-1246.
- Suttner, L.J., & Dutta, P.K., 1986. Alluvial sandstone composition and palaeoclimate: framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 329-345.
- Taylor, S.R., & McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: its Composition and Evolution. *Blackwell, Oxford*, 312p.
- Tewari, P., Chinmoy Rajkonwar, C., Lalchawimawii, Lalnunluanga, P., Malsawma, J., Z., Ralte, V.Z., & Patel, S.J., 2011. Trace fossils from Bhuban Formation, Surma Group (Lower to Middle Miocene) of Mizoram India and their palaeoenvironmental significance. *Journal of Earth System Science*, 120: 1127-1143.
- Therrien, F., 2005. Palaeoenvironments of the Latest Cretaceous (Maastrichtian) dinosaurs of Romania: insights from fluvial deposits and paleosols of the Transylvanian and Hateg Basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 218: 15-56.
- Therrien, F., 2006. Depositional environments and fluvial system changes in the dinosaur-bearing Sânpetru Formation (Late Cretaceous, Romania): Post-orogenic sedimentation in an active extensional basin. *Sedimentary Geology*, 192: 183-205.
- Thomas, J.C., Cobbold, P.R., Shein, V.S., & Douaran, S., 1999. Sedimentary record of late Paleozoic to Recent tectonism in central Asia: analysis of subsurface data from the Turan and south Kazak domains. *Tectonophysics*, 313: 243-263.
- Turkmen, I., Aksoy, E., & KocTasgin, C., 2007. Alluvial and lacustrine facies in an extensional basin: The Miocene of Malatya basin, eastern Turkey. *Journal of Earth Sciences*, 30: 181-198.
- Varga, A., Szakmany, G., Argyelan, T., & Jozsa, S., 2007. Complex examination of the Upper Paleozoic siliciclastic rocks from southern Transdanubia, SW Hungary- Mineralogical, petrographic, and geochemical study, in Arribas, J., Critelli, S. and Johnsson, M.J., Edition., *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry. Geological Society of America Special Paper*, 420: 221-240.
- Wanas, H.A., 2008. Cenomanian rocks in the Sinai Peninsula, Northeast Egypt: Facies analysis and sequence stratigraphy. *Journal of African Earth Sciences*, 52: 125-138
- Warren, W.J., 2000. Dolomite: Occurrence, evolution and economically important association. *Earth Science Review*, 52: 1-81.
- Warren, J.K., 2010. Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. *Earth-Science Reviews*, 98: 217-268.
- Zhu, B., Kidd, W.S.F., Rowley, D.B., Currie, B.S., & Shafique N., 2005. Age of initiation of the Indiana-Asia collision in the east-central Himalaya. *Journal of Geology*, 113: 265-285.
- Zimmermann, U., & Bahlburg, H., 2003. Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina. *Sedimentology*, 50: 1079-1104.
- Zonneveld, J.P., Gingras, M.K., & Pemberton, S.G., 2001. Trace fossil assemblages in a Middle Triassic mixed siliciclastic-carbonate marginal marine depositional system, British Columbia. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 166: 249-279.

## Depositional environment and provenance of the Shurijeh Formation sandstones (Neocomian) in the Abgarm village, east of Kopet-Dagh basin

Golafshani, T.<sup>1</sup>, Khanehbad, M.<sup>2\*</sup>, Moussavi-Harami, S.R.<sup>3</sup>, Mahboubi, A.<sup>3</sup>

1- M.Sc. in Sedimentology, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

3- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

\*E-mail: mkhanehbad@ferdowsi.um.ac.ir

### Abstract

In this study, depositional environment and provenance of sandstones of the Shurijeh Formation (Lower Cretaceous) in the Abgarm section in the Kopet-Dagh basin are investigated. Analysis of Sedimentary facies in this section shows that there are two clastic (continental and coastal plain) and two carbonate (coastal plain) facies associations are present. The results of modal analysis and geochemical data show that siliciclastic sediments are derived from recycled orogenic and quartzose sedimentary source rock (recycled orogen). The use of discriminant function diagrams shows these sandstones plotted in the passive continental margin. Chemical index of alteration (CIA) for these rocks suggests a moderately high chemical weathering of the source terrains. The geochemical results are very similar to petrographic data that show semi-humid to semi-arid climate conditions.

**Keywords:** provenance; geochemistry; Shurijeh Formation; Kopet-Dagh; depositional environment.