پژوهشهاي چينه نگاري و رسوب شناسي
سال بيست وپنجم – شماره پياپي ۳۶ – شماره اول – بهار و تابستان ۱۳۸۸
تاريخ وصول: ۱۳۸۸/۳/۳۰ تاريخ پذيرش: ۱۳۸۸/۱۰/۲۷
صص۳۸-۱۷

منشاء و تاريخچه رسوبگذاري نهشته هاي سيليسي آواري سازند داهو (كامبرين پيشين) در شمال غرب كرمان، ايران

حامد زند مقدم، *دانشجوی دکتری زمین شناسي، دانشگاه فردوسي مشهد*
رضا موسوي حرمي، *استاد گروه زمين شناسي، دانشگاه فردوسي مشهد**
اسدا... محبوبي، *دانشيار گروه زمين شناسي، دانشگاه فردوسي مشهد*
بهنام رحيمي، *استاديار گروه زمين شناسي، دانشگاه فردوسي مشهد*

چكيده
دو برش گزوئيه و داهوئيه (الگو) در شرق و جنوب شرق زرند، شمال غرب كرمان به ضخامتهاي ۲۲۷ و ۲۴۰ متر جهت تفسير منشاء نهشته هاي سيليسي آواري سازند داهو به سن كامبرين پيشين انتخاب و مورد مطالعه قرار گرفته اند. اطلاعات حاصل از مجموعه رخساره هاي سنگي، عناصر ساختاري و داده هاي پتروگرافي موید رسوبگذاري نهشته هاي سيليسي آواري سازند داهو در يک سيستم رودخانه اي مئاندري است كه از سمت جنوب به شمال در حركت بوده است. مطالعات منشاء و تاريخچه رسوبگذاري با استفاده از خصوصيات پتروگرافي اجزاء تشكيل دهنده، آناليز جهت جريان ديرينه و موقعيت تكتونيكي اين نهشته ها بر روي ديagramهاي مثلثي Qt-F-L و Qm-F-Lt نشان مي دهد كه رسوبات سازند داهو از يك گرانيت آلكالي مرتبط با فاز كوهزايي پان آفريكن و در يك سيستم رودخانه اي از پهنه كراتوني عربستان سرچشمه گرفته و به عنوان رسوبات پس از ريفت در حوضه ريفتي كرمان راسب شده اند. اميد است كه اين داده ها بتواند در بازسازي جغرافياي ديرينه كامبرين پيشين در مقياس محلي و ناحيه اي مفيد واقع شوند.

واژه هاي كليدي: سازند داهو، سيليسي آواري، منشاء، تكتونيک.

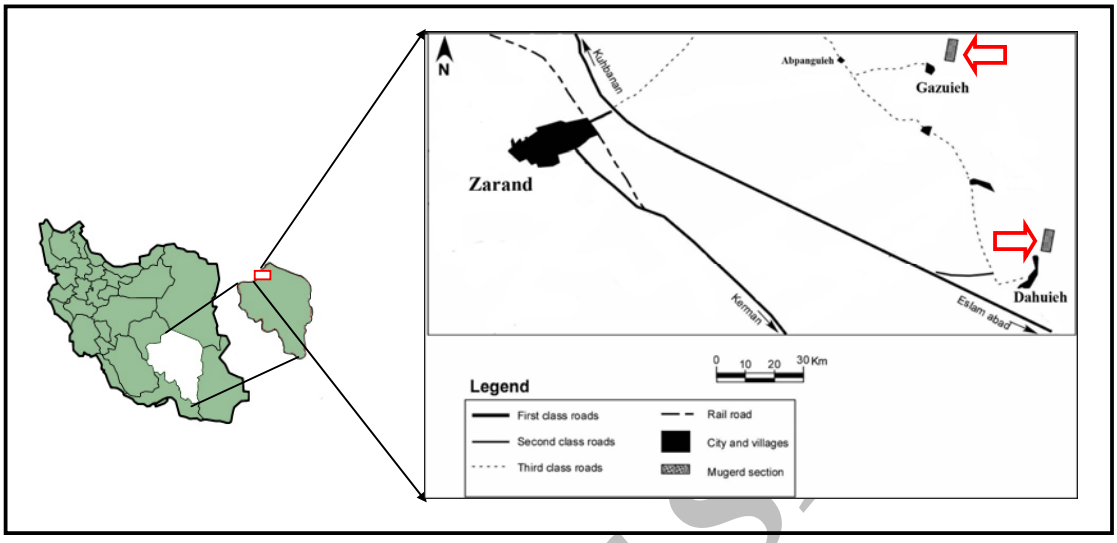
* نويسنده مسئول : ۰۹۱۵۱۱۰۰۹۳۷ Email: Harami2004@yahoo.com

مقدمه

آناليز منشاء رسوبات سيليسي آواري شامل مطالعاتي مي شود كه با شناخت تاريخچه ليتوسفر زمين همراه است (Basu 2003)، و تمامي فاكتورهاي توليد رسوب, فيزيوگرافي و آب و هواي ناحيه منشاء را در برمي گيرد (Weltge and Eynatten 2004). سازند داهو، براي اولين بار توسط هوكريده و همكاران (Huckriede et al. 1962) تحت عنوان سري داهو معرفي شده و آن را معادل سازند لالون در شمال ايران در نظر گرفته اند (Stocklin and Setudehnia 1971). با توجه به موقعيت چينه شناسي، براي سازند داهو سن كامبرين پيشين در نظر گرفته شده است (حمدي، ۱۳۷۴). اين رسوبات داراي گسترش فوق العاده زيادي در ايران و كشورهاي همجوار هستند از اين رو مطالعات منشاء و برخاستگاه تكتونيكي اين رسوبات مي تواند در بازسازي جغرافياي ديرينه كامبرين پيشين مفيد واقع شود. بنابراين هدف از اين تحقيق بررسي تاريخچه تكتونيک -رسوبگذاري رسوبات سيليسي آواري سازند داهو است كه در پي آن ليتوفاسيس ها، پتروفاسيس ها و محيط رسوبي اين نهشته ها شرح داده مي شود و در ادامه با تلفيقي از فرضيات موجود و نتايج حاصل از اين تحقيق، تاريخچه رسوبگذاري سازند داهو بحث مي گردد. لازم به ذكر است كه توصيف ليتوفاسيس ها و محيط رسوبي رسوبات مذكور به طور مبسوطي توسط موسوي حرمي و همكاران (a-۱۳۸۷) بررسي شده است با اين وجود شرح اندكي از آنها لازم به نظر مي رسد. اميد است تا اين تحقيق بتواند شروعي مناسب جهت مطالعات بيشتر در اين زمينه باشد.

موقعيت جغرافيايي ناحيه مورد مطالعه

جهت مطالعات رسوب شناسي رسوبات سيليسي آواري سازند داهو دو برش گزوئيه و داهوئيه (برش الگو) در شمال غرب كرمان اندازه گيري شده است (شكل ۱). روستاي گزوئيه در ۵ كيلومتري شرق شهرستان زرند قرار دارد كه سازند داهو در ارتفاعات مشرف بر اين روستا به ضخامت ۲۲۷ متر وجود اندازه گيري شده است.. رسوبات مورد مطالعه در دره گزوئيه داراي موقعيت جغرافيايي ۳۰ درجه و ۵۰ دقيقه و ۱۷ ثانيه عرض شمالي و ۵۶ درجه و ۴۱ دقيقه و ۴۷/۵ ثانيه طول شرقي بوده و بهترين راه دسترسي به اين برش از طريق راههاي آسفالته زرند - آب پنگوئيه- گزوئيه مي باشد (شكل ۱). روستاي داهوئيه نيز در ۶۲ كيلومتري شمال غربي كرمان و ۲۰ كيلومتري جنوب شرقي شهرستان زرند قرار دارد كه نام اين سازند برگرفته از نام همين روستا است. اين روستا هم اكنون در اثر زلزله سال ۱۳۸۳ زرند (حوت كن - داهوئيه) به ويران سرايي تبديل شده و اهالي آن در قسمتهاي پايينتر از موقعيت اوليه سكونت گزيده اند. ضخامت سازند داهو در حوالي روستاي داهوئيه ۲۴۰ متر بوده و داراي موقعيت جغرافيايي ۳۰ درجه و ۴۷ دقيقه و ۱۷ ثانيه عرض شمالي و ۵۶ درجه و ۴۲ دقيقه و ۵۶/۶ ثانيه طول شرقي مي باشد. راههاي دسترسي به اين برش از طريق راههاي آسفالته كرمان -اسلام آباد - داهوئيه و زرند - داهوئيه است (شكل ۱).



شكل ۱: موقعيت جغرافيايي ناحيه مورد مطالعه. نوک پيکان موقعيت دو برش سازند داهو را نشان مي دهند

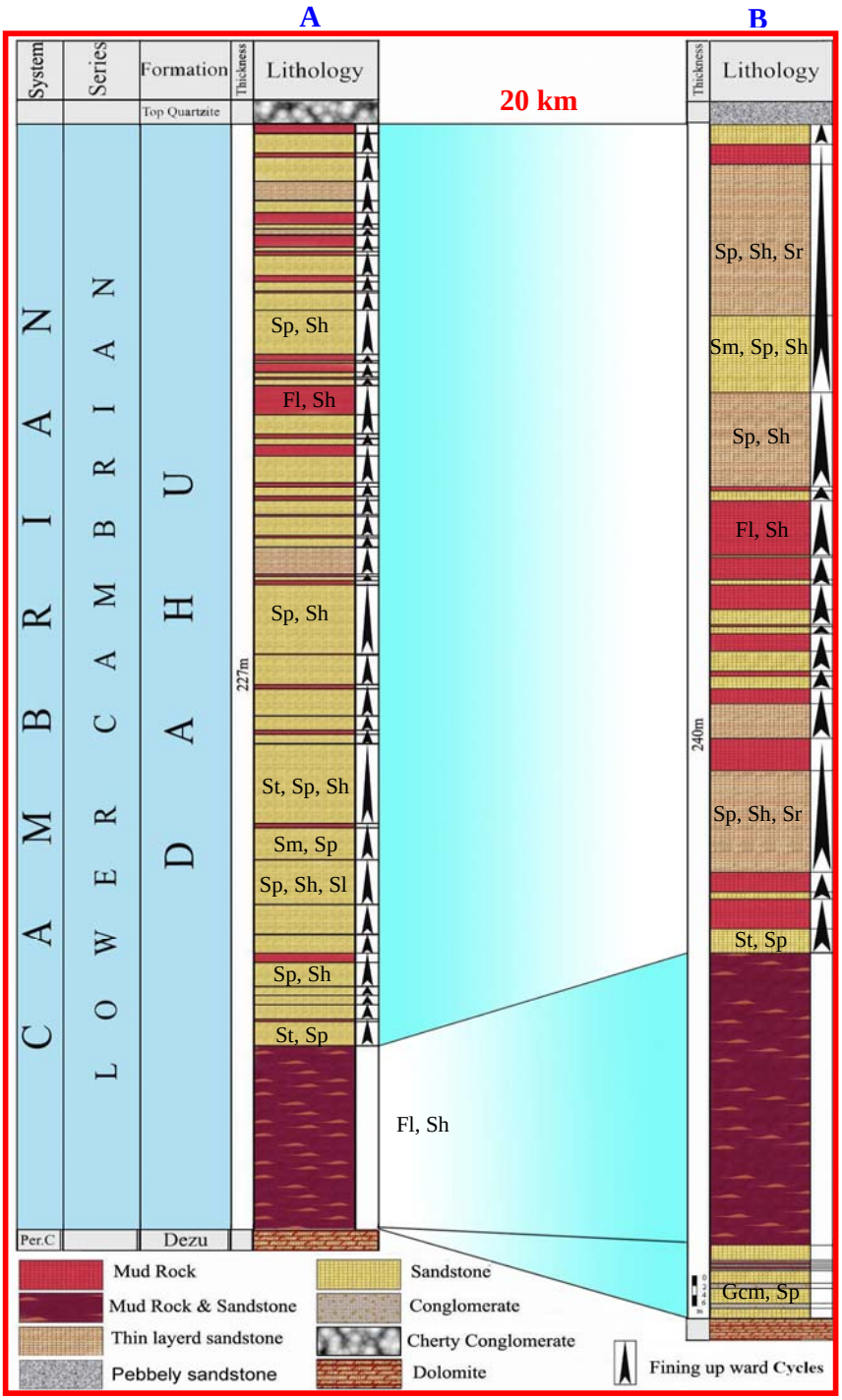
روش مطالعه

سازند داهو در ناحيه مورد مطالعه اغلب از رسوبات ماسه سنگي و گلسنگي تشكيل شده است. تشخيص ليتوفاسيس ها و عناصر ساختاري در صحرا صورت گرفته و نامگذاري آنها به روش ميال (Miall 1996, 2000) انجام گرديده است. در طي اندازه گيري برشهاي مذكور، ۷۵ ساختار رسوبي جهت دار به منظور آناليز جهت جريان ديرينه و ۱۶۰ نمونه سنگي برداشت شده است كه از اين تعداد ۱۰۰ مقطع نازك ميكروسكوپي تهيه شده و مورد مطالعات پتروگرافي قرار گرفته اند. شمارش دانه ها در ماسه سنگها به روش گزي – ديكينسون (Ingersoll et al. 1984) و توسط دستگاه شمارنده نقاط انجام گرفته و نامگذاري آنها بر اساس تقسيم بندي فولک (Folk 1980) مي باشد. همچنين سنگهاي دانه درشت به روش پتي جان (Pettijohn 1975) نامگذاري شده اند. جهت شناسايي دانه هاي اكسيد آهن نيز تعداد ۵ مقطع صيقلي تهيه و توسط ميكروسكوپ انعكاسي مطالعه شده است. از جداول ديكينسون (Dickinson 1985) نيز جهت بررسي جايگاه تكتونيكي رسوبات سيليسي آواري سازند داهو استفاده شده است. لازم به ذكر است كه از نرم افزارهاي استريونت و فتوشاپ به ترتيب جهت ترسيم دياگرامهاي گل سرخي (جهت جريان ديرينه) و ستونهاي چينه شناسي استفاده شده است.

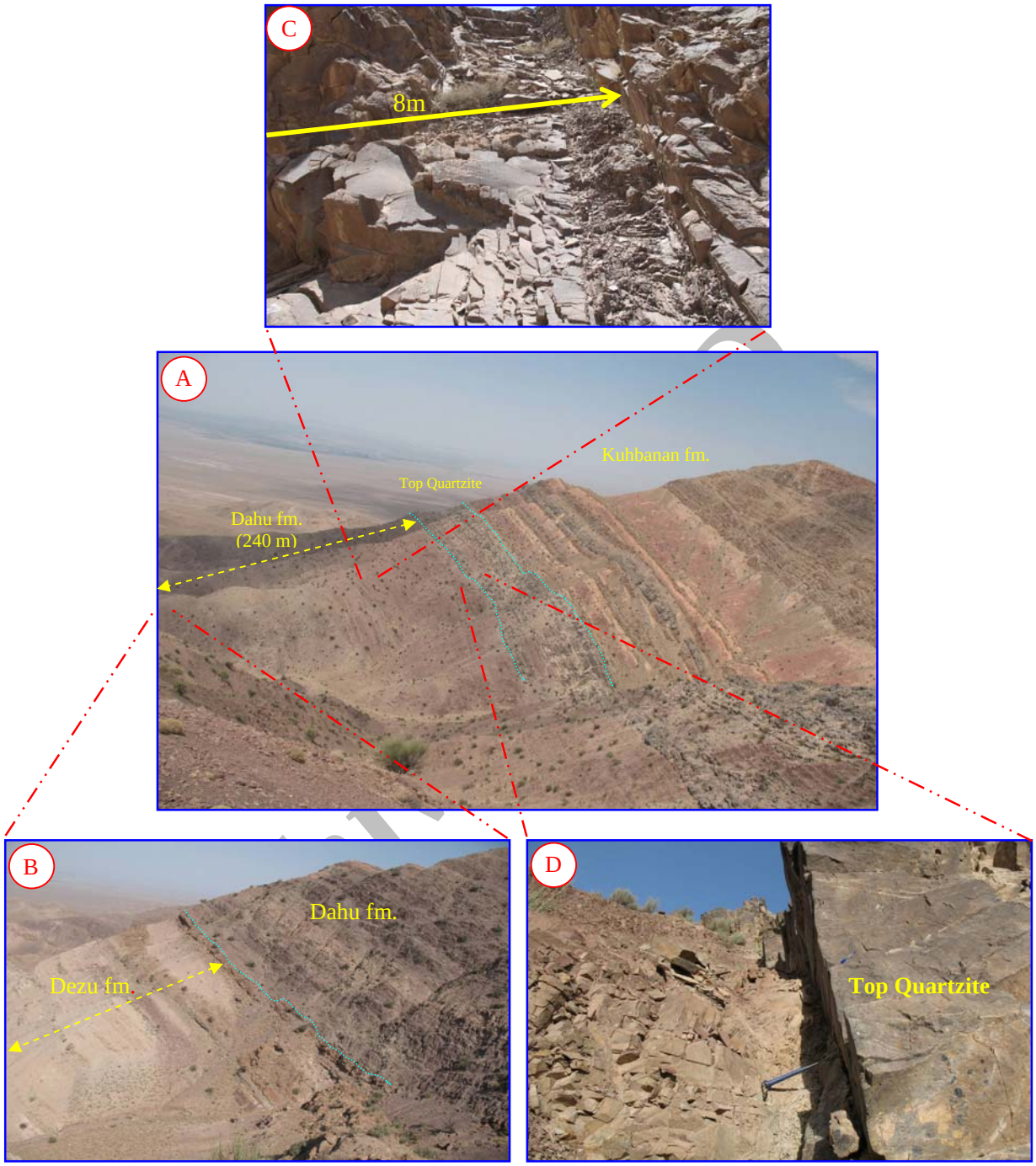
چينه شناسي

منطقه مورد مطالعه در زون ساختاري ايران مركزي و در بلوك پشت بادام قرار دارد. از مشخصات اصلي در اين

بلوك مي توان به رخنمونهاي دگرگوني منسوب به پركامبرين اشاره كرد كه بيشتر از نوع سنگهاي آتشفشاني و آذرآواري به همراه سنگ مرمرهاي آهكي و دولوميتي است (آقانباتي، ۱۳۸۵). پي سنگ ناحيه مورد مطالعه شبيه به پي سنگ پروتروزوئيك عربستان است كه مجموعه پان آفريكن نام دارد (Husseini 1989). سنگهاي ماگمايي اين بلوك محدود به پركامبرين نيستند به طوري كه نهشته هاي پر كامبرين پسين -كامبرين پيشين (سري ريزو و دزو) به ويژه در شمال كرمان همراه با گدازه هاي قليايي و داراي اختصاصات ريفتي هستند (آقانباتي، ۱۳۸۵ ;Husseini 1989). رسوبات قرمز رنگ سيليسي آواري سازند داهو با مرزي كنگلومرايي و فرسايشي به طور همشيب بر روي رسوبات دولوميتي - تبخيري سازند دزو قرار گرفته اند (شكلهاي ۲ و A, B-۳). مرز بالايي آن به كنگلومراي چرتي، متعلق به كوارتزيت راسي، خاتمه مي يابد كه به صورت همشيب بر روي رسوبات مورد مطالعه قرار مي گيرد (شكلهاي ۲ و A, D-۳). رسوبات سازند داهو در برشهاي مورد مطالعه به سه بخش ابتدائي، مياني و انتهايي تقسيم مي شود. ليتولوژي غالب در بخش ابتدائي كنگلومرا و ماسه سنگ است. اين بخش در برش داهوئيه ۱۴/۵ متر ضخامت دارد و در برش گزوئيه تنها به ۲۴ سانتيمتر (ميكروكنگلومرا) مي رسد. بخش مياني شامل رسوبات گلسنگي با عدسي هايي از ماسه سنگهاي دانه ريز است. ضخامت اين بخش در برش داهوئيه ۵۹ متر و در برش گزوئيه ۳۷ متر اندازه گيري شده است (شكل ۲). در نهايت بخش انتهايي شامل سيكلهاي به طرف بالا ريز شونده ماسه سنگي – گلسنگي است كه ضخامت آن در برش داهوئيه ۱۶۶/۵ متر و در برش گزوئيه بالغ بر ۱۹۰ است (شكل C-۳). هيچ گونه آثار فسيلي در اين نهشته ها مشاهده نشده است و سن آنها بر اساس جايگاه چينه شناسي تعين گرديده است (حمدي، ۱۳۷۴). رسوبات سازند داهو و هم ارز آنها از گسترش فوق العاده زيادي در ايران و كشورهاي همجوار برخوردار هستند به طوري كه مي توان آنها را در كشورهاي عربستان، تركيه، اردن، افغانستان و پاكستان دنبال كرد (Husseini, 1989, 2000) . اين امر منعكس كننده شرايط تقريبا يكسان تكتونيكي - رسوبگذاري است كه در ادامه مورد بحث و بررسي قرار خواهد گرفت.



شكل ۲: ستون چينه شناسي سازند داهو در دو برش گزوئيه **(A)** و داهوئيه **(B)**. جايگاه مهمترين رخساره هاي سنگي موجود در سازند داهو بر روي ستون چينه شناسي نشان داده شده است.



شكل ٣: برخي از خصوصيات صحرايي رسوبات سيليسي آواري سازند داهو. **A**- نمـايي كلـي از موقعيـت چينه شناسي سازند داهو در توالي كامبرين شمال غرب كرمان. **B**- نمايي از مرز سازند داهو با سـازند دزو. **C**- قسمت اعظم رسوبات سازند داهو متشكل از سيكلهاي به طرف بالا ريز شونده است كه در اين تـصوير مشخص مي باشد. **D**- مرز سازند داهو با رسوبات كوارتزيت راسي.

ليتوفاسيس و عناصر ساختاري

كليه خصوصيات سنگها در صحرا در رخساره هاي سنگي يا ليتوفاسيس ها خلاصه مي شود. هر رخساره سنگي توسط فرايندهاي همزمان با رسوبگذاري كنترل مي شوند از اين رو شناخت آنها در بازسازي محيط رسوبگذاري اهميت ويژه اي دارد (Catuneanu 2006). همانطور كه قبلا ذكر شد، آناليز دقيق مجموعه رخساره هاي سنگي سازند داهو توسط موسوي حرمي و همكاران (a-۱۳۸۷) انجام شده است اما از آنجايي كه تفسير تاريخچه تكتونيک - رسوبگذاري رسوبات سيليسي آواري ارتباط تنگاتنگي با مجموعه رخساره هاي سنگي و محيط رسوبگذاري آنها دارد لذا شرح مختصري از ليتوفاسيس هاي شناخته شده در رسوبات سازند داهو آورده مي شود. به طور كلي رخساره هاي سنگي رسوبات مورد مطالعه در سه دسته درشت دانه، متوسط دانه و ريز دانه قرار مي گيرند كه بر اساس كدهاي رخساره اي ميال (Miall 1996, 2000) نامگذاري شده اند.

رخساره گراولي دانه پشتيبان توده اي (Gcm) تنها رخساره درشت دانه در رسوبات سازند داهو به شمار مي رود (شكل A-۴). اين رخساره سنگي كه تنها در بخش ابتدائي رسوبات مورد مطالعه مشاهده مي شود با كنتاكت فرسايشي بر روي رسوبات زيرين قرار دارد و به طور جانبي به رخساره هاي ماسه سنگي تبديل مي شود (شكل B-۴). جريانهاي خرده دار مي تواند مهمترين عامل در تشكيل اين رخساره مي باشند (Petit et al. 2005).

رخساره هاي سنگي دانه متوسط از فراواني زيادي در رسوبات سازند داهو برخوردار هستند به طوري كه ۶ نوع رخساره ماسه سنگي شناسايي شده است كه به تفصيل عبارتند از:

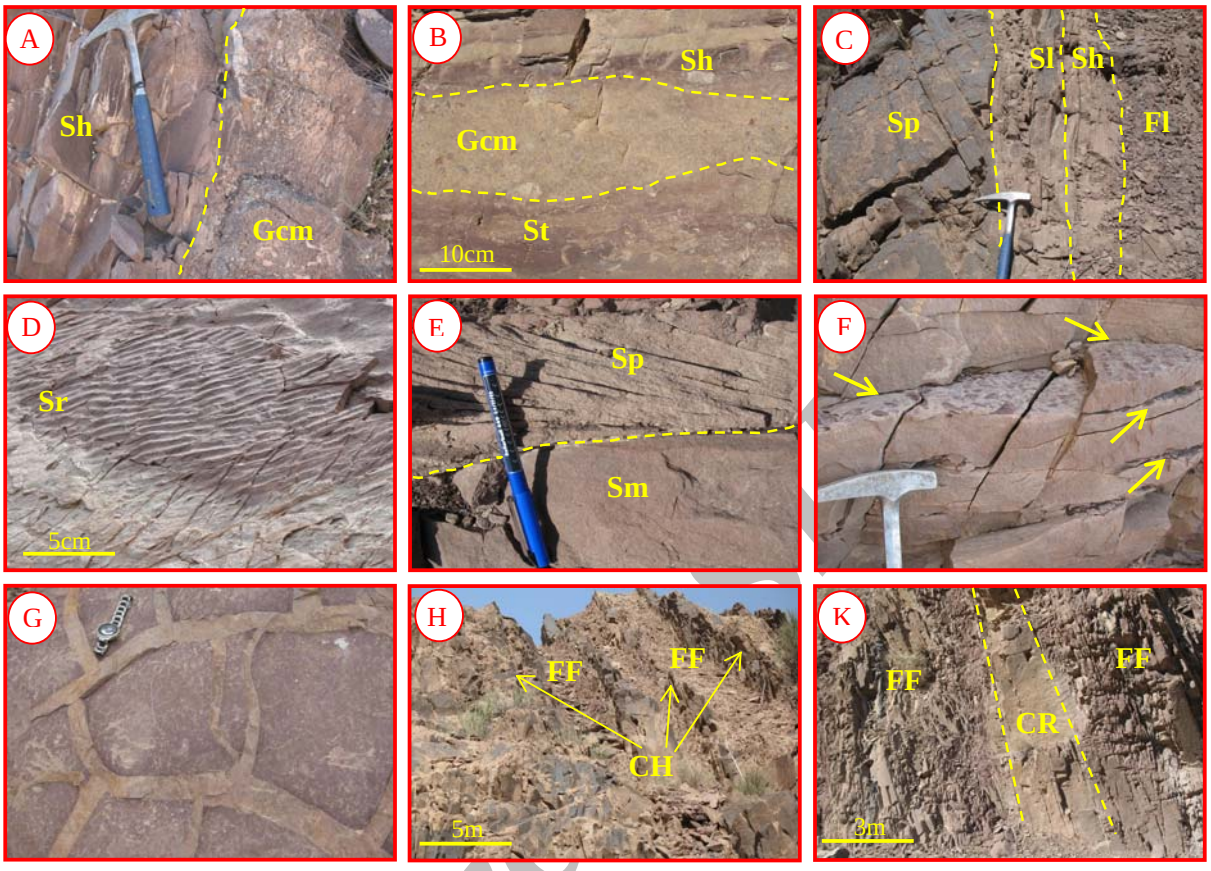
رخساره ماسه سنگي با طبقات مورب مسطح (Sp)، كه در سرتاسر برشهاي مورد مطالعه مشاهده مي شود (شكل C,E-۴). طبقه بندي مورب مسطح مشخصه اصلي اين رخساره كه اغلب مي تواند در اثر حركت ريپلهاي دوبعدي و با خط الرس مستقيم تشكيل شود (Ghosh et al. 2006). رخساره سنگي با طبقات مورب عدسي (St) اغلب در قاعده برشهاي مورد مطالعه و به مقدار اندكي مشاهده شده است (شكل B-۴). اين رخساره نيز اكثرا در اثر حركت ريپل ماركهاي سه بعدي با خط الرس سينوسي حاصل مي شوند (Ghosh et al. 2006). رخساره هاي سنگي Sp و St احتمالا در قاعده سدهاي طولي و متقاطع يا در تقاطع كانالها رسوبگذاري مي كنند (Khalifa and Catuneanu 2008). رخساره ماسه سنگي با طبقات موازي (Sh) به طور فراوان (شكل A,B,C-۴) و رخساره ماسه سنگي با طبقات مورب كم زاويه (Sl) به مقدار كمتر (شكل C-۴) در رسوبات دانه متوسط سازند داهو وجود دارد. اين رخساره ها اغلب در سرعتهاي بالاي جريان آب تشكيل مي شوند (Miall 2000). رخساره ماسه سنگي با لايه هاي ريپلي (Sr) از ساير رخساره هاي سنگي مشاهده شده مي باشد (شكل D-۴). ريپلها اكثرا از نوع جرياني هستند و عموما در رژيمهاي جرياني پايين تشكيل شده اند (Harms et al. 1982). در بين رخساره هاي متوسط دانه، رخساره ماسه سنگي توده

اي (Sm) از كمترين فراواني برخوردار است (شكل E-۴). اين رخساره مي تواند در اثر رسوبگذاري سريع تشكيل شده باشد (Miall 2000). لازم به ذكر است كه در اغلب بخشهاي سازند داهو، رخساره هاي ماسه سنگي به يكديگر و بعضا به رخساره هاي ريز دانه گلسنگي تبديل مي شوند. همچنين از مهمترين مشخصه ها در مجموعه رخساره اي ماسه سنگي مي توان به رسوبات باقيمانده (Lag deposits) و قالبهاي وزني اشاره كرد (شكل F -۴).

از رخساره هاي سنگي ريز دانه مي توان به رخساره ماسه اي ريز دانه، سيلتي و گلي داراي لاميناسيون يا Fl و بدون لاميناسيون يا Fm اشاره كرد كه از اين بين رخساره سنگي Fl بيش از ۹۵ درصد از اين مجموعه رخساره اي را در بر گرفته است (شكلهاي C, K-۴). اين رخساره ها در سرعتهاي بسيار پايين جريان آب و در اثر رسوبگذاري ذرات معلق حاصل مي شوند. تركهاي گلي بزرگ مقياس از مهمترين ساختهاي رسوبي در اين مجموعه رخساره اي بشمار مي رود (شكل G-۴).

مجموعه رخساره هاي سنگي سبب تفكيک عناصر ساختاري مي شود. عناصر ساختاري شامل اشكال فرسايشي و رسوبگذاري مي شود كه بر اساس محيط رسوبي دسته بندي مي شوند (Lowey 2007). به طور كلي ۵ عنصر ساختاري در رسوبات سازند داهو شناسايي شده است. عنصر ساختاري كانالي (CH) به فرم رسوبات پركننده كانال و اغلب قاعده سيكلهاي ريز شونده را در بر مي گيرد (شكل H-۴). رخساره هاي سنگي Sp, Sh, Sl, St, Sr, Sm و Gcm تشكيل دهنده اين عنصر ساختاري مي باشند. عنصر ساختاري با برفزايي جانبي (LA) از ديگر عناصر ساختاري شناسايي شده است. اين عنصر ساختاري بر اثر حركت جانبي و به طرف پايين دست كانال تشكيل مي شود (Miall 1996; Roberts 2007). از مهمترين رخساره هاي سنگي در تشكيل اين عنصر ساختاري مي توان به رخساره هاي ماسه سنگي Sp, Sh و بعضا Sr, Sl اشاره كرد. عنصر ساختاري FF جزء عناصر ريز دانه بشمار مي رود (شكلهاي H, K-۴). با توجه به ساختهاي رسوبي موجود (بالاخص تركهاي گلي) و حجم زياد رسوبات دانه ريز اين عنصر به نهشته هاي دشت سيلابي تفسير مي شود (Miall 1996). رخساره سنگي دانه ريز Fl مهمترين ليتوفاسيس اين عنصر ساختاري بشمار مي رود. بالاخره عناصر ساختاري كروس (CS و CR) كه در مواقع سيلابي و ورود شاخه هاي كانالي به دشت سيلابي شكل مي گيرند (شكل K-۴). در نهشته هاي سازند داهو اين عناصر به صورت عدسي شكل متشكل از رخساره هاي ماسه سنگي Sp و Sh در بين حجم وسيعي از رخساره هاي ريز دانه Fl قرار گرفته است.

مجموعه خصوصيات رخساره هاي سنگي و عناصر ساختاري رسوبات سيليسي آواري سازند داهو در برشهاي مورد مطالعه نشان داده است كه اين رسوبات در يک سيستم رودخانه اي از نوع مئاندري با بستر ماسه اي تشكيل شده است (موسوي حرمي و همكاران، a-۱۳۸۷).



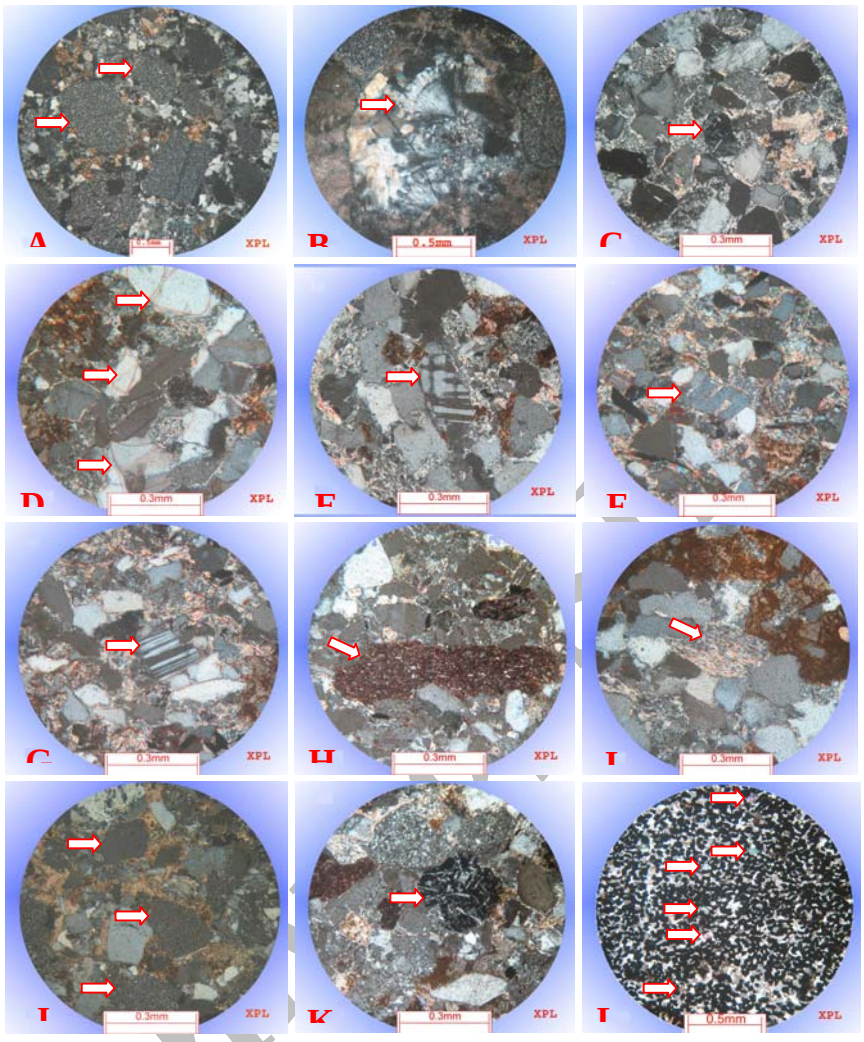
شكل ۴: نمايي از ساختهاي رسوبي، رخساره هاي سنگي و عناصر ساختاري رسوبات سيليسي آواري سازند داهو. **A**- نمايي از رخساره سنگي **Gcm** و **Sh** كه در بخش ابتدائي سازند داهو مشاهده مي شود. **B**- تبديل رخساره هاي درشت دانه به رخساره هاي ماسه سنگي **St** و **Sh**. **C**- نمايي از رخساره هاي سنگي **Sp, Sl, Sh** و **Fl** دريک سيكل به طرف بالا ريز شونده. **D**- رخساره ماسه سنگي **Sr** كه در آن ريپلها به صورت نامتقارن هستند. **E**- نمايي از رخساره هاي سنگي **Sp** و **Sm**. **F**- رسوبات باقيمانده يا **Lag deposits** در قاعده اكثر رخساره هاي ماسه سنگي مشاهده مي شود. **G**- نمايي از ترکهاي گلي موجود در رسوبات ريز دانه سازند داهو. **H**- نمايي از عنصر كانالي **CH** كه در ابتداي سيكلهاي ريز شونده مشاهده مي شود. **K**- عنصر ساختاري كروس **(CR)** كه در بين حجم وسيعي از عنصر دانه ريز دشت سيلابي **(FF)** محاط شده است.

پتروفاسيس

همانطور كه ذكر شد، نهشته هاي سازند داهو شامل سنگهاي آواري درشت، متوسط و ريز دانه بوده كه از اين ميان سنگهاي آواري درشت دانه كمترين مقدار را شامل مي شوند. از نظر تركيب، سنگهاي آواري درشت دانه اكثرا از اجزاء يكسان چرت تشكيل شده اند. قطعات چرتي داراي اندازه اي بيش از ۲ ميليمتر بوده و به طور متوسط اندازه اي برابر با ۴ ميليمتر را شامل مي شوند. پبلهاي چرتي اغلب گرد شده و از نوع ميكروكوارتز، كوارتزكريپتوكريستالين و كلسدوني هستند (شكلهاي A,

B-۵). با توجه به سن نهشته هاي مورد مطالعه، اين احتمال مي رود كه سيليس براي تشكيل چرتها در ناحيه منشاء از مواد ولكانيكي و آبهاي هيدروترمال (Hesse 1989) و بعضا فرايندهاي ديآژنتيكي تامين شده باشد. نامگذاري اين سنگها بر اساس تقسيم بندي پتي جان (۱۹۷۵)، از نوع ارتوكنگلومراي اليگوميكتيك و برون سازندي (Extraformational) است. اندازه دانه ها بين ۰/۱ تا ۰/۵ ميليمتر متغيير بوده و به طور متوسط اغلب دانه ها اندازه اي در حدود ۰/۳ ميليمتر را دارا مي باشند (شكلهاي F تا C-۵). كوارتز فراوانترين دانه در ماسه سنگهاي سازند داهو محسوب گرديده به طوري كه فراواني آن بين ۸۲ تا ۹۴ درصد در تغيير است. كوارتزها اغلب منوكريستالين و با خاموشي مستقيم تا موجي هستند كه در بعضي از آنها انكلوزيونهايي از روتيل و تورمالين قابل تشخيص است (شكل C-۵). همچنين كوارتز با رشد ثانويه نيز مشاهده مي شود (شكل D-۵). فلدسپاتها در مقاطع مورد مطالعه اكثرا از نوع ميكروكلين و ارتوكلاز هستند و به مقادير كمتر پلاژيوكلاز نيز مشاهده مي شود (شكلهاي E ,F, G-۵). دامنه گسترش فلدسپاتها بين ۳ تا ۱۶ درصد متغيير بوده و به طور متوسط مقاديري در حدود ۱۲ درصد را شامل مي شوند. قطعات خرده سنگي در ماسه سنگهاي سازند داهو شامل چرت، اسليت، شيل و به مقادير اندك خرده ولكانيكي هستند (شكلهاي H, I J, K-۵). مقدار اين دانه ها بين ۴ تا ۳۲ درصد در تغيير است كه به طور متوسط اغلب فراواني در حدود ۱۴ درصد را شامل مي شوند. از كانيهاي فرعي در اين ماسه سنگها مي توان به مسكويت، هماتيت، زيركان، آپاتيت و تورمالين اشاره كرد. در تعداد اندكي از نمونه ها ميزان هماتيت چنان بالا مي رود كه بيش از ۹۰ درصد از كل سنگ را به خود اختصاص داده است (شكل L-۵). بديهي است كه در اين مواقع بايستي از واژه سنگ آهن به جاي ماسه سنگ استفاده كرد. گردشدگي بالاي دانه هاي هماتيت بيانگر حمل و نقل طولاني است. بر اساس تقسيم بندي فولك (۱۹۸۰)، ماسه سنگهاي سازند داهو اغلب از دو پترفاسيس ساب آركوز و ساب ليت آرنايت تشكيل شده اند. از مشخصات اصلي در اين پتروفاسيسها مي توان به ميزان بالاي رس در آنها اشاره كرد كه بعضا ميزان آن تا ۳۵ درصد از كل سنگ نيز بالغ مي شود. اين رسها اغلب از نوع ايليت و كلريت مي باشند (موسوي حرمي و همكاران، b- ۱۳۸۷). سنگهاي آواري دانه ريز (mud rocks) اغلب از كانيهاي رسي ايليت (زندمقدم ۱۳۸۶) و دانه هاي كوارتز در اندازه سيلت تشكيل شده اند كه حجم وسيعي از توالي سازند داهو را به خود اختصاص داده اند. اين رسوبات در محيط آرام دشت سيلابي رودخانه مئاندري برجاي گذاشته شده اند (موسوي حرمي و همكاران a- ۱۳۸۷)

.



شكل ۵: اجزاء سنگهاي سيليسي آواري سازند داهو. **A**- پبلهاي گرد شده چرتي با خاموشي نقطه به نقطه (نـوك پيكـان). ايـن پبلها فراوانترين قطعات در سنگهاي درشت دانه نهشته هاي سازند داهو محسوب مي شـوند. **B**- قطعـات چرتـي بـه صـورت كلسدوني (نوك پيكان). **C**- كوارتزها اغلب منوكريـستالين و داراي خاموشـي مـستقيم مـي باشـند. برخـي كوارتزهـا داراي ادخالهايي از تورمالين هستند (نوك پيكان). **D**- كوارتزها با رشد ثانويه. مرز سيمان و دانه با لايه قرمز رنگ هماتيتي مـشخص است. **E**- فلدسپاتهاي موجود در ماسه سنگهاي سازند داهو اغلب از نوع ميكروكلين مي باشـند (نـوك پيكـان). **F**- كانيهـاي ارتوكلاز اكثرا دگرسان شده اند (نوك پيكان). **G**- فلدسپاتهاي پلاژيوكلاز نيز در ماسه سنگهاي مورد مطالعه مشاهده مي شـود (نوك پيكان) **H**- خرده هاي شيلي (گلي) (نوك پيكان). **I**- خرده سنگهاي دگرگوني از نوع اسليت (نوك پيكـان). **J**- خـرده هاي چرتي فراوانترين خرده سنگها در ماسه سنگهاي سازند داهو به شمار مي روند (نوك پيكان). **K**- خرده سنگهاي ولكانيكي به صورت پراكنده در ماسه سنگهاي سازند داهو مشاهده مي شوند (نوك پيكان) **L**- فراواني موضعي كانيهاي هماتيت. كانيهاي سنگين زيركان و آپاتيت به علت جورشدگي هيدروليكي در اين سنگها به وفور يافت مي شود (نوك پيكان).

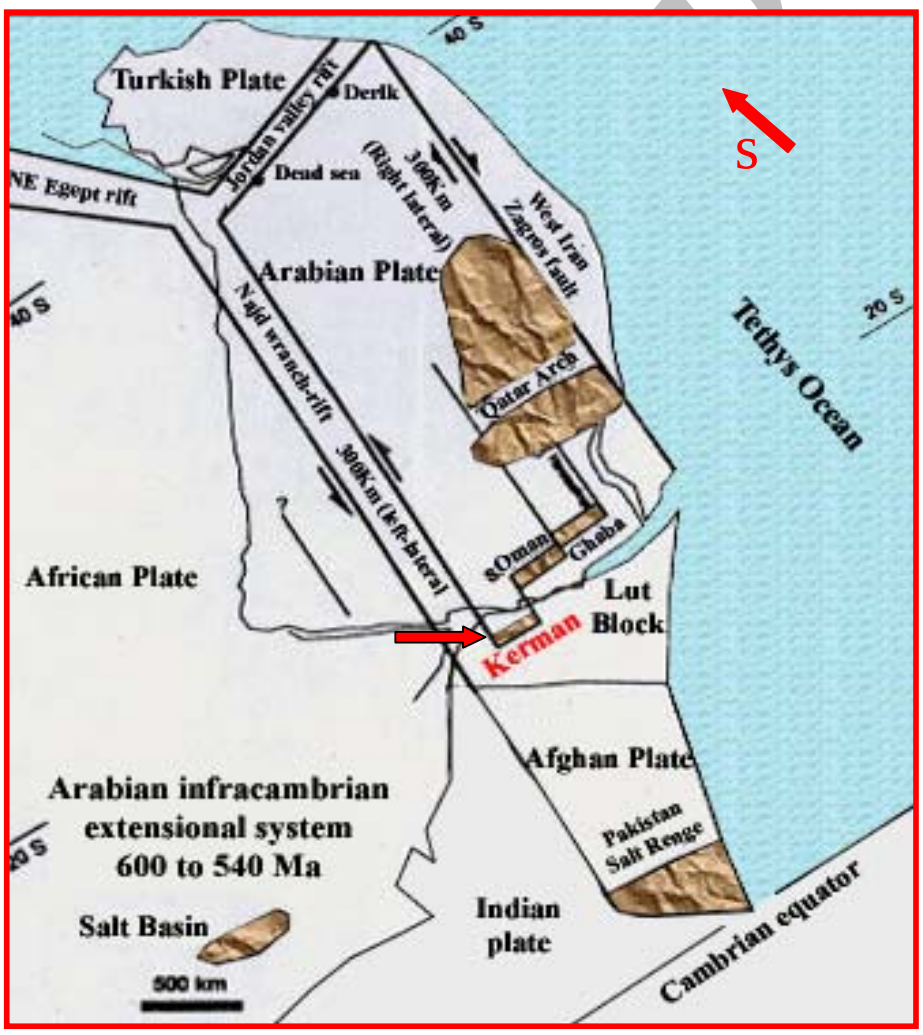
بحث

خرد ورق ايران در زمانهاي پركامبرين پسين - كامبرين همراه با صفحات عربستان، تركيه، هندوستان و چين قسمت اعظم ابرقاره گندوانا را شامل مي شدند (Berberian and King 1981; Husseini 1989, 2000; Abed 2005)(شكل ۶). گونه هاي يكسان تريلوبيت در نهشته هاي كامبرين اين صفحات با شرق آسيا بيانگر اين اتصال است (Kushan 1978). در طي پركامبرين پسين و كامبرين پيشين خرد ورق ايران همراه با صفحه عربستان به علت فرايندهاي پيچيده اي از برافزايي و تصادم قاره اي (Terrane accretion and plate collision) متصل به بخش شمال شرقي صفحه آفريقا و در حاشيه اقيانوس تتيس قرار گرفتند (Stosser and Camp 1985; Johnson et al. 1987). استوسر و كمپ (Stosser and Camp 1985) پي سنگ اين قطعات را نتيجه الحاق متوالي جزائر قوسي و قطعات قاره اي به حاشيه شمال شرقي آفريقا در فواصل زماني ۶۴۰ تا ۷۱۵ ميليون سال قبل (كوهزاد پان آفريكن) مي دانند. حسيني (Husseini 1989) نيز تصادم و برافزايي اين قطعات را بين ۶۲۰ تا ۷۲۰ ميليون سال پيش تخمين زده است. در مدل استوسر و كمپ (Stosser and Camp 1985) چنين پيشنهاد شده است كه قسمت غربي سپر عربي در ابتدا از الحاق سه جزيره قوسي (island arc) اسير (Asir)، حجاز (Hijaz) و ميدان (Midan) تشكيل شده بود. اين سه جزيره قوسي در طول خط درز بيرمق (Birumq) و يانبو (Yanbu) در حدود ۷۱۵ ميليون سال قبل به يكديگر متصل شده اند. در فواصل زماني ۶۸۰ تا ۶۴۰ ميليون سال قبل پهنه افيف (Afif Terrane) در خط درز نبيتاه (Nabitah) به سپر عربي متصل شده است و به دنبال آن در فاصله زماني ۶۴۰ تا ۶۲۰ ميليون سال قبل نيز پهنه اررايان (Ar Rayn Terrane) به سپر عربي برخورد كرده است كه خط درز ادساس (Idsas) گواهي بر اين امر است (Husseini 1989, 2000). پهنه اسير داراي دو سكانس ماگماتيسمي مربوط به جزائر قوسي است كه مجموعه قديميتر اغلب از سنگهاي آذرين پلوتونيكي تشكيل شده (در فواصل زماني ۹۵۰ تا ۷۶۰ ميليون سال قبل) و مجموعه جوانتر كه بين پهنه هاي اسير و حجاز رخ داده شامل سنگهاي به شدت تغيير ساختاري يافته و افيوليتها است (در حدود ۷۱۵ ميليون سال قبل). دومين پهنه (Hijaz Terrane) نيز شامل دو مجموعه ماگمايي است كه قديميترين آن سكانسي از جزائر قوسي را در بر مي گيرد كه مربوط به ۸۰۵ ميليون سال قبل مي باشد و دومين مجموعه از سنگهاي كالك آلكالني تشكيل شده است كه داراي سن ۷۰۰ تا ۶۸۰ ميليون سال قبل هستند اين مجموعه نيز يک توالي از سنگهاي مرتبط با جزائر قوسي تفسير شده است. پهنه ميدان كه سومين پهنه را شامل مي شود، اغلب از سنگهاي ولكانيكي و ولكانوكلاستي قديميتر از ۷۱۵ ميليون سال قبل را در برمي گيرد. برخورد پهنه افيف به پهنه هاي حجاز و اسير در طي فاز كوهزايي نابيتاه (Nabitah) انجام شده كه خط درز شكل گرفته نيز نابيتاه (Nabitah) نام دارد. پهنه افيف اغلب از گرانيتهاي بعد از كوهزايي و سنگهاي ولكانوكلاستيكي تشكيل شده (با سن ۶۶۰ تا ۶۰۰ ميليون سال قبل) كه به طور

ناپيوسته بر روي پي سنگ سياليک کريستالين قرار گرفته است. خط درز نابيتاه شامل مجموعه اي وسيع و خطي شکل از سنگهاي آذرين پلوتونيکي همزمان با کوهزايي، سنگهاي دگرگوني و افيوليتي است. برخورد قوس ماگمايي العمار (Al Amar) به پهنه افيف در فاصله زماني ۶۴۰ ميليون سال قبل بوده که در طي آخرين فاز کوهزايي پان آفريکن (به نام فاز کوهزايي ادساس (Idsas)) انجام شده است. در خط درز ادساس شواهدي از پلوتونيسم وسيع همزمان با کوهزايي وجود دارد. در شرق قوس ماگمايي العمار يک پهنه قاره اي وجود داشته است که به طور غير رسمي پهنه اررايان (Ar Rayn) نام دارد. اين پهنه احتمالا قسمت شرقي صفحه عربي، غرب ايران و مرکز ايران (بلوک لوت) را در برمي گرفته است. پهنه اررايان به همراه پهنه اسير و افيف و قوس ماگمايي العمار که اغلب از سنگهاي آذرين پلوتونيکي تشکيل شده اند، مي توانند منشاء مناسبي براي رسوبات سازند داهو محسوب شوند. شواهدي همچون وجود کوارتزهاي منوکريستالين با خاموشي مستقيم تا موجي همراه با اينکلوژنهايي از تورمالين در برخي از آنها، فلدسپاتهاي آلکالي از قبيل ميکروکلين و ارتوکلاز، کانيهاي فرعي زيرکان، مسکويت و آپاتيت همگي موید سنگ منشائي از نوع گرانيت آلکالي براي ماسه سنگهاي سازند داهو هستند (براي مثال، Tucker 2001; Ahmad and Bhat 2006). با اين وجود خرده هاي چرتي و دانه هاي هماتيت آواري از منشاء ولکانيکي (Hesse 1989) و کوارتزها با سيمان رورشدي بيانگر چرخه دوم رسوبگذاري يا حمل دوباره رسوبات در طي زمان هستند (Bernet and Bassett, 2005; Bernet et al., 2007). به دنبال وقوع آخرين مراحل کوهزايي پان آفريکن دسته جات مختلف گسلي از نوع امتداد لغز، پهنه شمال شرق آفريقا را در بر گرفته که از مهمترين اين گسلها مي توان به گسلهاي امتداد لغز نجد و زاگرس اشاره کرد (Husseini 1989, 2000; Sharland et al. 2001)، (شکل ۶). هر کدام از اين گسلها سبب تشکيل حوضه هاي جداگانه اي از نوع جدا از هم (Pull-apart Basin) شده اند که نهشته هاي رسوبي و سنگهاي ولکانيکي پرکامبرين پسين و کامبرين پيشين در البرز و ايران مرکزي مرتبط با تکوين و تکامل اين حوضه ها مي باشد (رحيمي، ۱۳۸۱). سيستم گسلي امتداد لغز و چپ رو نجد با روند شمال غرب-جنوب شرق يکي از مهمترين سيستمهاي گسلي بوده که فعاليت و تکوين آن سبب برقراري سيستم تغيير ساختاري تراکشش (Transtensional) و تشکيل حوضه جدا از هم در عربستان و بخشهايي از ايران (ناحيه مورد مطالعه) شده است (رحيمي، ۱۳۸۱). در مدل تکتونيکي- رسوبي که توسط حسيني (Husseini 1989, 2000) ارائه شده است، سنگهاي رسوبي پرکامبرين پسين و قسمت زيرين کامبرين پيشين به عنوان توالي همزمان با ريفت معرفي شده اند که در حدود ۵۵۰ تا ۶۰۰ ميليون سال قبل به وجود آمده اند. رسوبات همزمان با ريفت در ناحيه مورد مطالعه شامل سازندهاي ريزو و دزو مي شود که با رسوبات سري هرمز در زاگرس و سازندهاي بايندر، سلطانيه و باروت در البرز قابل مقايسه هستند. همچنين اين رسوبات با نهشته هاي فاتيما (Fatima) در عربستان

منطبق مي شوند. همزمان با رسوبگذاري در اين حوضه ها و پايين بودن سطح آبها در كامبرين پيشين (Rowland and Gangloff 1988)، رودخانه هاي مختلفي، رسوبات حاصل از فرسايش پهنه هاي متاثر از كوهزايي پان آفريكن را در اين حوضه ها برجاي مي گذاشته اند. نهشته هاي مورد مطالعه (سازند داهو) قسمتي از اين رسوبات به شمار مي روند كه در حوضه ريفتي كرمان راسب مي شده اند. تركيب ماسه سنگها نيز به خصوصيات ناحيه منشاء، فرايندهاي رسوبي در حين حمل و نقل و رسوبگذاري بستگي دارد و رابطه بين منشاء و حوضه رسوبگذاري توسط فرايندهاي تكتونيكي كنترل مي شود (Dickinson and Suzek 1979; Yan et al. 2006). با قرار دادن درصد اجزاء اصلي (كوارتز، فلدسپات و خرده سنگها) (جدول۱) بر روي دياگرامهاي Qt-F-L و Qm-F-Lt ديكينسون (Dickinson, 1985)، منشاء بلوك قاره اي (اكثرا حواشي كراتون پايدار) و تا اندازه اي چرخه مجدد كوهزايي مشخص مي‌شود (شكل۷). لازم به ذكر است كه در اين تقسيم بندي چرتها جزء كوارتزهاي پلي كريستالين به شمار مي روند بنابراين در دياگرام مثلثي Qt-F-L، نقاط پلات شده اكثرا در محدوده كراتون پايدار قرار مي گيرند. بنابراين بررسي موقعيت تكتونيكي نهشته هاي سازند داهو با مطالعات پتروگرافي و جغرافياي ديرينه هماهنگي خوبي نشان مي دهند به طوري كه رسوبات سازند داهو احتمالا از گرانيتي آلكالي در پهنه كراتوني مرتبط با فاز كوهزايي پان آفريكن ناشي شده اند. سوالي كه در اينجا مطرح است، اينكه رودخانه حاصله از چه مكاني سرچشمه گرفته است؟. براي بررسي اين موضوع جهت جريان ديرينه اندازه گيري شده است.(جدول۲) آناليز جهت جريان ديرينه با استفاده از داده هاي طبقه بندي مورب، جهت جرياني از سمت شمال شرق به جنوب غرب را نشان مي دهد (شكل ۸). با توجه به چرخش ميكروپليت ايران مركزي از زمان تريلس به اندازه ۱۳۵ درجه در خلاف جهت عقربه هاي ساعت (Schmidt and Soffel 1983) و با تصحيح اين چرخش در داده هاي جهت جريان ديرينه، جهت جرياني از سمت جنوب به شمال به دست مي آيد. قرار دادن اين جهت جريان در موقعيت ناحيه مورد مطالعه در مدت زمان كامبرين پيشين (شكل ۶) مشخص مي شود كه پهنه كراتوني سپر عربستان منشاء اصلي براي رسوبات سيليسي آواري سازند داهو است. خرده هاي چرتي و كوارتزهاي با رشد ثانويه و همچنين هماتيتهاي آواري مي توانسته به ترتيب از سازندهاي هم ارز ريزو و دزو در صفحه عربستان كه از مقادير بالايي چرت برخوردار هستند، و طبقات آهن دار پركامبرين نشات گرفته باشند. اين دانه ها نيز با موقعيت تكتونيكي كوهزايي مجدد دياگرام Qm-F-Lt هماهنگي دارد. همچنين تعيين سن و برخاستگاه زيركن هاي آواري در ماسه سنگ ساق در شمال عربستان (معادل سازند داهو) نشان مي دهد كه اين كانيها از فواصل چند صد كيلومتري جنوب عربستان حمل گرديده كه در اثر فعاليتهاي پس از تكتونيك، ولكانيسمهاي همزمان با ريفت و گسلهاي امتدادلغز تشكيل شده اند (Avigad et al. 2003). همچنين مطالعات اميره و همكاران (Amireh et al. 2008) بر

روي سازند ام قداه (Umm Gaddah) در اردن كه هم ارز سازند داهو مي باشد، نشان مي دهد كه اين رسوبات از نوع رسوبات پس از ريفتي هستند كه در يک سيستم رودخانه اي راسب شده اند. بنابراين رودخانه هاي مختلفي كه سبب تشكيل رسوبات سيليسي آواري سازند داهو و هم ارزهاي آن در نواحي مختلف شده است، اغلب از سمت جنوب به سمت شمال جريان داشته اند به عبارتي ديگر رودخانه ها از سپر كراتوني عربستان به سمت درياي تتيس در شمال در حركت بوده اند و رسوبات خود را در حوضه هاي ريفتي (Husseini 1989) كه در ارتباط مستقيم يا غير مستقيم با درياي تتيس بوده است، برجاي مي گذارده اند.



شكل ۶: نقشه جغرافياي ديرينه پر كامبرين پسين- كامبرين پيشين، دسته جات مختلف گسلي از نوع امتداد لغز، كه در اواخر كوهزايي پان آفريكن صفحات مزبور را در بر مي گيرد كه شامل گسل امتداد لغز نجد است كه اين گسل سبب تشكيل حوضه ريفتي كرمان شده است (نوك پيكان) (اقتباس از حسيني، ۱۹۸۹). به وضعيت جهات جغرافيايي توجه گردد

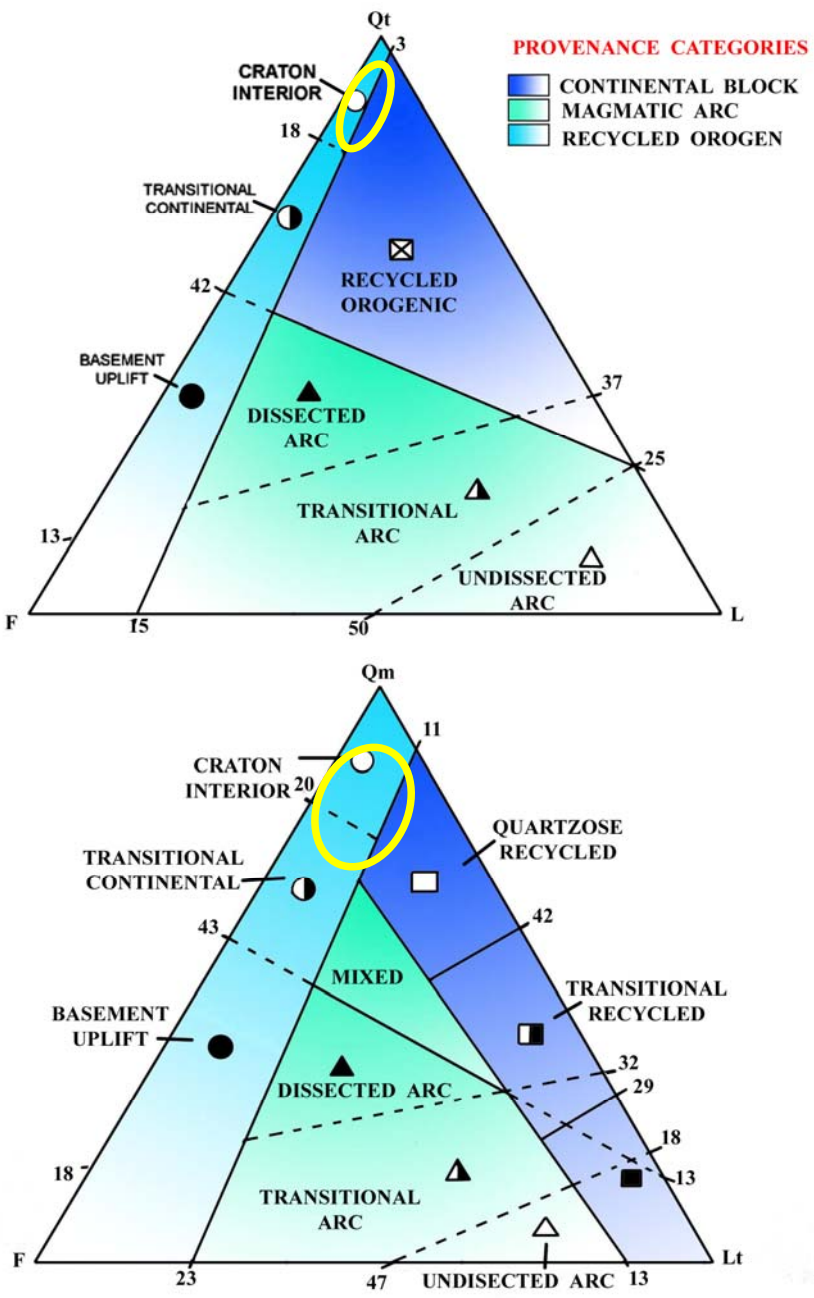
جدول ١: ميزان ذرات ترسيم شده بر روي نمودار هاي ديكينسون(١٩٨٥)

No.	Qt	Qm	F	Lt	L
Dd_3	85	77	11	12	4
Dd5	84	80	13	7	3
Dd6/1	92	83	7	9	3
Dd8	85	81	13	6	2
Dd9	91	84	9	5	2
Dd9/1	89	87	10	3	1
Dd10	83	78	12	10	5
Dd10/1	85	75	14	15	6
Dd11	90	89	6	5	4
Dd12	86	84	8	8	4
Dd12/1	82	75	14	10	4
Dd12/2	86	81	10	7	5
Dd14	84	80	13	7	3
Dd15	84	79	14	7	2
Dd16	85	80	11	9	4
Dd17/1	91	86	8	6	3
Dd17/2	90	80	4	15	5
Dd17/3	92	89	6	5	2
Dd17/4	87	84	9	6	3
Dd18	93	60	5	32	2
Dd19/1	82	70	13	16	2
Dd19/2	86	73	7	20	7
Dd19/3	89	83	6	11	5
Dd19/4	92	87	5	7	3
Dd20	94	86	4	10	3
DG2/1	81	75	11	8	2
DG2/2	85	81	11	8	3
DG3/1	93	88	3	7	4
DG3/2	91	88	6	5	2
DG5/1	85	82	5	13	10
DG5/2	84	75	7	14	9
DG6/1	87	78	4	16	9
DG6/2	90	85	5	9	5
DG7/1	90	83	3	13	7
DG7/2	91	87	7	5	2
DG9/1	90	86	5	9	5
DG9/2	89	93	5	11	6

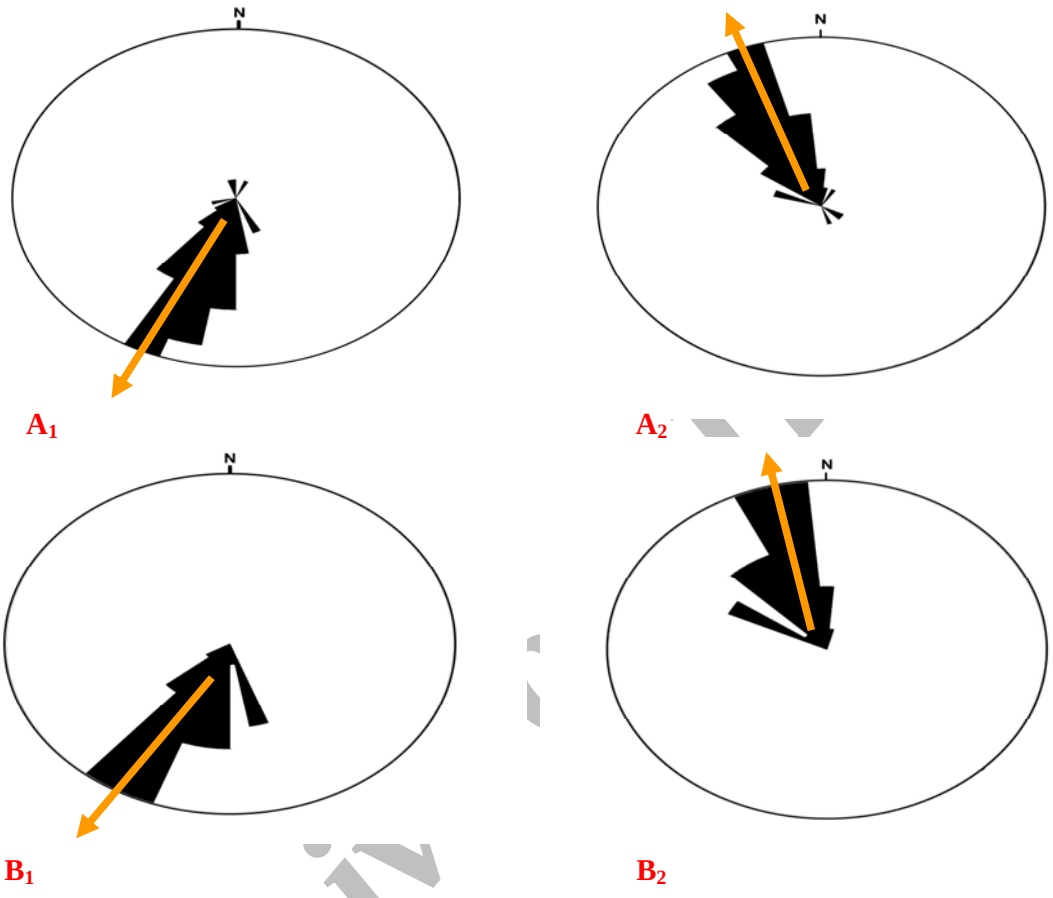
No.	Qt	Qm	F	Lt	L
DG9/3	93	90	5	5	2
DG10/1	93	88	3	8	5
DG11/1	91	85	5	9	4
DG11/2	89	84	6	9	5
DG11/3	89	87	7	6	4
DG12/1	87	80	7	11	6
DG12/2	85	77	9	13	5
DG13/1	89	82	5	11	6
DG13/2	87	80	9	10	4
DG19/1	87	84	8	8	5
DG19/2	92	87	5	7	3
DG19/3	85	83	12	5	2
DG19/4	84	78	13	7	3
DG19/5	81	76	14	9	5
DG19/6	84	81	12	7	4
DG25/1	85	82	10	7	5
DG25/2	80	76	14	10	6
DG26/1	83	77	12	10	5
DG26/2	88	83	5	11	6
DG26/3	88	82	7	11	5
DG29/1	87	78	6	16	7
DG29/3	85	73	5	20	10
DG29/4	85	78	10	11	5
DG34/1	85	82	13	5	2
DG34/2	89	83	8	8	3
DG34/3	80	72	16	12	4
DG34/4	82	78	11	11	5
DG34/5	88	83	9	6	2
D40/1	85	82	13	4	2
D40/2	83	77	10	12	5
D40/3	85	77	8	15	7
D40/4	82	80	16	4	2
D40/5	85	81	11	9	5
D40/6	92	89	5	5	3
D40/7	88	83	5	12	7
D40/8	94	89	3	8	3
D40/9	86	80	9	11	5

جدول ۲: داده هاي جهت جريان ديرينه با استفاده از طبقه بندي مورب توجه شود كه ستون جديد بعد از اعمال چرخش خرده قاره ايران مركزي مي‌باشد

Layer(field data)		Cross-bedding		Layer(after correction)		New cross-bedding	
Strike	Dip	Strike	Dip	Strike	Dip	Strike	Dip
N62E	50	250	4	23.5	0	157.2	49.6
N80E	50	265	3	61	0	173.9	49.8
EW	60	270	12	346.1	0	193.8	60.7
EW	50	270	30	336.3	0	217	56.2
EW	60	270	5	265.6	0	185.9	65.1
EW	60	270	10	346.1	0	191.5	50.5
N86E	63	246	30	287	0	205	76.1
N70E	62	250	40	332.6	0	203.5	68.9
N85E	75	165	40	252.7	0	348	65.6
N45E	85	225	78	106.7	0	213	89
N75E	70	265	35	284.7	0	202.5	68.1
N70E	65	250	45	169.6	0	207.8	72.6
N70E	72	250	52	281	0	213.4	79
N70E	64	250	35	327.3	0	197.9	69
N80E	50	250	40	61	0	213.9	66
EW	56	265	25	201.4	0	208.6	61.6
N80E	35	260	9	37.7	0	185.4	36
N75E	45	260	22	287	0	195.5	47.3
EW	55	270	26	335.8	0	210.8	59
N80W	63	260	16	93.2	0	206.1	69.4
N75E	65	265	45	250.9	0	214.8	65.8
N80W	40	255	10	30.8	0	185	41.9
EW	45	270	40	347.8	0	229.9	57.2
N70E	52	280	45	294.3	0	218.4	46
N70E	52	290	55	180.7	0	238.5	39.8
N75E	35	250	45	260.5	0	222.1	57.1
N80W	67	260	10	103.7	0	200	70.7
N85E	46	260	17	311.9	0	194.4	49.8
N75E	35	250	45	260.5	0	227.9	57.1
EW	55	290	20	335.8	0	204.6	50.6
N85W	45	270	35	15.9	0	227.9	57.1
N80E	47	340	30	92.3	0	186.3	18.1
N65E	46	300	10	309.3	0	164.3	38.1
N80E	50	210	30	61	0	159.5	74.7
N75E	65	320	50	250.9	0	213.2	25.7
N70E	64	250	43	327.3	0	206.1	71.3
N70E	66	250	42	293.8	0	204.6	72.4
N85E	72	265	49	316.8	0	194.9	73



شكل٧: موقعيت تكتونيكي نهشته هاي سيليسي آواري سازند داهو در دياگرامهاي مثلثي **Qt-F-L** و **Qm-F-Lt** ديكينسون (١٩٨٥). دوايز زرد رنگ تمركز داده هاي پلات شده (جدول ١) را نشان مي دهد.



شكل ۸ : آناليز جهت جريان ديرينه براساس داده هاي طبقه بندي مورب در سازند داهو A_1- جهت جريان در برش گزوئيه قبل از چرخش، A_2- جهت جريان در برش گزوئيه بعد از تصحيح ميزان چرخش ۱۳۵ درجه در جهت عقربه هاي ساعت . B_1- جهت جريان در برش داهوئيه قبل از چرخش، B_2- جهت جريان در برش داهوئيه بعد از تصحيح ميزان چرخش ۱۳۵ درجه در جهت عقربه هاي ساعت (اقتباس از موسوي حرمي و همكاران **a**-۱۳۸۷).

نتيجه گيري

تاريخچه تكتونيكي - رسوبگذاري پركامبرين پسين-كامبرين پيشين ناحيه مورد مطالعه نشان مي دهد كه نهشته هاي اين برهه زماني اغلب در ارتباط با تكوين و تكامل گسل امتداد لغز نجد و تشكيل حوضه ريفتي كرمان است. مطالعات ليتوفاسيس، پتروفاسيس و محيط رسوبي سازند داهو نشان داده است كه اين رسوبات به نهشته هاي پس از ريفت تعلق دارند كه در طي افت سطح آبها در كامبرين پيشين و در يك سيستم رودخانه اي از نوع مئاندري برجاي گذاشته شده اند. مطالعات

پتروگرافي نشان مي دهد كه سنگ منشاء اصلي براي اين نهشته ها اغلب گرانيتي آلكالي است و موقعيت تكتونيكي آنها بر روي دياگرامهاي مثلثي Qt-F-L و Qm-F-Lt بيانگر منشاء بلوك قاره اي (كراتون پايدار) و تا اندازه اي چرخه مجدد كوهزايي است. آناليز جهت جريان ديرينه با استفاده از داده هاي طبقه بندي مورب، جهت جرياني از سمت شمال شرق به جنوب غرب را نشان مي دهد كه با توجه به چرخش خرد ورق ايران مركزي و تصحيح آن در داده هاي بدست آمده، جهت جريان از سمت جنوب به شمال تغيير مي يابد. با پلات داده هاي حاصله از منشاء رسوبات سازند داهو بر روي نقشه زمانهاي پركامبرين- كامبرين پيشين نتيجه مي شود كه اين رسوبات از پهنه كراتوني عربستان و اغلب از پهنه هاي اررايان، اسير، افيف و قوس ماگمايي العمار كه متشكل سنگهاي پلوتونيكي آلكالي و كالك آلكالي هستند، سرچشمه گرفته اند. لازم به ذكر است كه اين پهنه ها در مراحل مختلف فاز كوهزايي پان آفريكن تشكيل شده اند.

منابع

- آقانباتي، ع.، ۱۳۸۵، زمين شناسي ايران. انتشارات سازمان زمين شناسي و اكتشافات معدني كشور، ۵۸۶ صفحه.

- حمـدي، ب.، ۱۳۷۴، سـنگهاي رسـوبي پركـامبرين- كامبرين در ايـران. سـازمان زمـين شناسـي و اكتـشافات معدني كشور، طرح تدوين، ۳۵۳ صفحه.

- رحيمي، ب.، ۱۳۸۱، مطالعات ساختاري رشته كوه البرز در شمال دامغان. رسالة دكتري، دانشگاه شهيد بهشتي، ۲۰۸ صفحه.

- زندمقدم، ح.، ۱۳۸۶، تفسير تاريخچه رسوبگذاري و چينه نگاري سكانسي سازند داهو (كامبرين پيشين) در شرق و جنوب شرق زرند كرمان. پايان نامه كارشناسي ارشد، دانشگاه فردوسي مشهد، ۲۰۲ صفحه.

- موسوي حرمي، ر.، محبوبي، ا.، خردمند، ع.، زندمقدم، ح.، a- ۱۳۸۷، آناليز رخساره هاي سنگي و سيكلهاي به طرف بالا ريز شونده در نهشته هاي سيليسي آواري سازند داهو (كامبرين پيشين)، واقع در شرق و جنوب شرق زرند، شمال غرب كرمان. فصلنامه زمين شناسي ايران، شماره ششم، ۷۱-۸۵.

- موسوي حرمي، ر.، محبوبي, ا.، خردمند, ع. و زندمقدم، ح.، b- ۱۳۸۷، تفسير توالي پاراژنتيكي نهشته هاي سيليسي آواري سازند داهو (كامبرين پيشين) در شرق و جنوب شرق زرندكرمان، فصلنامه علوم زمين، شماره ۷۰، ۱۲۶-۱۳۹.

-Abed, A.M., 2005, Long period cycles: A case study from the Arabian – Nubian craton.. In: J.M. Mabesoone and V.H. Neumann, (Eds.), Cyclic Development of Sedimentary Basins. Elsevier, 517 p.

-Ahmad, A.H.M. and Bhat, G.M., 2006, Petrofacies, Provenance and diagenesis of the dhosa sandstone member (Chari Formation) at Ler, Kachchh sub-basin, Western India: Journal of Asian Earth Sciences, v. 27, p. 857-872.

-Amireh, B.S., Amireh, M.N. and Abed, A.M., 2008, Tectono sedimentary evolution of the Umm Ghaddah Formation (late Ediacaran-early Cambrian) in Jordan: Journal of Asian Earth Sciences, v. 33, p. 194–218.

-Avigad, D., Kolodner, K., McWilliams, M., pressing, H. and Weissbrod, T., 2003, Origin of

fluvial succession: The Permian Warchha sandstone, Salt Range, Pakistan: Sedimentary Geology, v. 221, p. 99-126.

-Ghosh, P., Sarkar, S. and Maulik, P., 2006, Sedimentology of a muddy alluvial deposit: Triassic Denwa Formation, India: Sedimentary Geology, v. 191, p. 3–36.

-Harms, J.C., Southard, J.B. and Walker, R.G., 1982, Structures and Sequence in Clastic Rock. SEPM (Socity of Economic Paleontologists and Mineralogists), Short Course, Chater v. 1, p. 55.

-Hesse, R., 1989, Silica diagenesis: origin of inorganic and replacement cherts. Earth Science Reviews, v. 26, p. 253-284.

-Huckriede, R,. Kursten, M., and Venzlaff, H. 1962. Zur Geolog. Des Gebietes Zuischen Kerman and Saghakd (Iran). Beih. Geo. Jarb,. No.51, 197 p.

-Husseini. M.I., 1989. Tectonic and depositional model for the Late Precambrian – Cambrian Arabian plate: AAPG Bulletin, v. 73, p. 1117-1131.

-Husseini. M.I., 2000, Origin of the Arabian plate structure: Amar collision and Najd rift., GeoArabia, v. 5(4), p. 527-542.

-Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D. and Sares, S.W., 1984, The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point – conting method: Journal of Sedimentary Petrology, v. 54, p103-116.

-Johnson, P.R., Scheibner, E. and Smith, A., 1987, Basement fragments, accreted tectonostratigraphic terranes, and overlap sequence: elements in the tectonic evolution of the Arabian shield. northern Gondwana Cambrian sandstone revealed by detrital zircon SHRIMP dating: Geology, v. 31, p. 227-230.

-Basu, A., 2003, A perspective on quantitative provenance analysis. In: Valloni, R. and Basu, A. (Eds.), Quantitatve Provenance Studies in Italy, Memorie Descrittive della Carta Geological dell Italia, v. 61, p. 11-22.

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

-Bernet, M. and Bassett, K., 2005, Provenance analysis by single quartz- grain SEM-CL/Optical microscopy: Journal of Sedimentary Research, v. 75, p. 492-500.

-Bernet, M., Kapoutsos, D. and Bassett, K., 2007, Diagenesis and provenance of Silurian quartz arenites in south-eastern New York State: Sedimentary Geology, v. 201, p. 43–55.

-Catuneanu, O., 2006, Principles of Sequence Stratigraphy. First Edition, Elsevier, Amsterdam, 375 p.

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

-Dickinson, W.R. and Suczek, C.A., 1979, Plate tectonic and sandstone compositions: A.A.P.G.Bulletin, v. 86, p. 273-286.

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

-Ghazi, S. and Mountney, N.P., 2009, facies and architectural element analysis of a meandering

Cretaceous Kaiparowits Formation, southern Utah: Sedimentary Geology, v. 197, p. 207–233.

-Rowland, S.M., and Gangloff, R.A., 1988, Structure and paleogeology of Lower Camberian reefs: Palaios, v. 3, p. 111-135.

-Schmidt, K. and Soffel, H., 1983. Mesozoic – Cenozoic geological event in central – east Iran and their relation to paleomagnetic result: Minstry of Mines and Metals Geological Survey of Iran., report no, v. 51, p. 27-35.

-Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Hevard, A.P., Horbury, A.D. and Simmons, M.D. 2001, Arabian plate sequence stratigraphy: GeoArabian, Special Publication v., 2, 270 p.

-Stocklin, J., and Setudehnia, A. 1971, Stratigraphic Lexicon of Iran. Geol. Survey of Iran R. no.18.

-Stosser, D.B. and Camp., 1985, Pan-African microplate accretion of the Arabian shiled: G.S.A.Bulletin, v. 96, p. 817-826.

-Tucker, M.E., 2001, Sedimentary Petrology. Third Edition, Blackwell, Oxford, 260 p.

-Weltje, G.J. and Eynatten, H.V., 2004, Quantitative provenance analysis of sediment: reviwe and outlook: Sedimentary Geology, v. 171, p. 1-11.

-Yan, Z., Wang, Z., Wang, T., Yan, Q., Xiao, W., Lh, J., 2006, Provenance and tectonic setting of clastic deposits in the Devonian Xicheng basin, Qinling orogen, central China.: Journal Sedimentary Research ,v. 76, p. 557-574.

Geodinamics Series, American Geophysical Union, v. 17, p. 323-343.

-Khalifa, M.A. and Catuneanu, O., 2008, Sedimentology of the fluvial and fluvio-marine facies of the Bahariya Formation (Early Cenomanian), Bahariya Oasis, Western Desert, Egypt. Journal of African Earth Sciences, v. 51, p. 89–103.

-Kushan, B., 1978, Stratigraphy and trilobite funa of the Mila Formation (Middle Camberian-Tremadocian) of the Alborz Range, north Iran. Geol.Surv. of Iran, Report, no. 46.

-Lowey, G.W., 2007, Lithofacies analysis of the Dezadeash Formation (Jura–Cretaceous), Yukon, Canada: The depositional architecture of a mud/sand-rich turbidite system: Sedimentary Geology, v. 198, p. 273–291.

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

-Miall, A.D., 2000, Principle of Sedimentary Basin Analysis. Springer- Verlag, New York, 668 p.

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

-Pettijohn, F.J., 1975, Sedimentary Rocks. Harper and Row, New York, 628 p.

-Roberts, E., 2007, Facies architecture and depositional environments of the Upper