

## بازنگری سازند قرمز بالایی به سن میوسن در منطقه آوج-آبگرم، غرب ایران

فاطمه احمدی‌قمی<sup>۱</sup>، بهروز رفیعی<sup>۲\*</sup> و امیرحسین صدر<sup>۳</sup>

۱، ۲ و ۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

نویسنده مسئول: b\_raffei@basu.ac.ir \*

دریافت: ۹۷/۲/۱۶ پذیرش: ۹۷/۳/۲۲

### چکیده

سازند قرمز بالایی به علت گسترش زیاد در منطقه آوج و پیچیدگی‌های چینه‌شناسی و تکتونیکی این منطقه، مورد بازنگری قرار گرفته است. ویژگی‌های تکتونیکی و رسوب‌شناسی این سازند مورد بررسی قرار گرفته است. رسوبات سازند قرمز بالایی در منطقه آوج به دو عضو M1 و M2 تقسیم شده است. بر اساس نتایج به دست آمده از مطالعات رسوب‌شناسی (کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و ساختمان‌های رسوبی) رسوبات دو عضو یاد شده از نظر سنگ‌شناسی (مقادیر کوارتز، فلدسپات، خرده‌سنگ‌های آتش‌فشانی، میزان گسترش سیمان کربناته و تفاوت در نوع کانی‌های رسی گل‌سنگ‌ها) با یکدیگر متفاوت هستند. جهت جریان دیرینه در عضو پایینی از جنوب شرقی به سمت شمال غربی و در عضو بالایی از شمال-شمال غربی به سمت جنوب-جنوب شرقی تغییر می‌کند. مشاهدات میدانی وجود یک دگرشیبی زاویه‌دار در مرز بین دو عضو را آشکار کرده است. گنبد نمکی شوراب نیز باعث دگرشکلی در رسوبات عضو پایینی شده است در حالی که این دگرشکلی بر رسوبات عضو بالایی تأثیری نداشته است. بر اساس شواهد یاد شده، دو عضو M1 (لایه‌های قرمز آوج) و M2 (کنگلومرای بی‌آب) متعلق به یک سازند نبوده و عضو بالایی (کنگلومرای بی‌آب) را باید به عنوان یک واحد سنگ‌چینه‌شناسی مجزا در نظر گرفت. با توجه به شواهد تکتونیکی، حرکات پایانی کوهزایی آلپی (کمتر از ۲۰ میلیون سال پیش) منجر به عملکرد معکوس در گسل آوج و در نهایت رسوب‌گذاری سازند قرمز بالایی شده است. کوهزایی آتیکان (آغاز کوهزایی حدود ۵ میلیون سال پیش) باعث ایجاد دگرشکلی در رسوبات سازند قرمز بالایی و ایجاد دگرشیبی زاویه‌دار در قاعده رسوبات کنگلومرای بی‌آب شده است. کوهزایی آتیکان هم‌چنین منجر به فعالیت مجدد گسل حسن‌آباد و پیدایش گسل میانبر خررود شده است. بالا آمدن بلوک خررود باعث تأمین رسوبات کنگلومرای بی‌آب شده است. رسوبات کنگلومرای بی‌آب احتمالاً در دوره پلیوسن رسوب‌گذاری و طی حرکات پاسادانین (بین ۲ تا ۱/۸ میلیون سال پیش) دچار دگرشکلی شده است.

**واژه‌های کلیدی:** سازند قرمز بالایی، گنبد نمکی، ناحیه آوج، ایران مرکزی، میوسن

### ۱- مقدمه

رسوبات سازند قرمز بالایی به سن میوسن به صورت دگرشیب بر روی آن‌ها نهشته شده است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ درویش‌زاده، ۱۳۸۴؛ آقانباتی، ۱۳۸۵؛ خسروتهرانی، ۱۳۸۶). پلیوسن در ایران مرکزی شامل رسوبات کنگلومرایی، آتشفشانی و سنگ‌های آهکی دریاچه‌ای است (اشتوکلین، ۱۹۵۳؛ دیمیتروویچ، ۱۹۷۳؛ بلورچی، ۱۹۷۹؛ امامی، ۱۹۸۱).

منطقه آوج واقع در استان قزوین، یکی از مناطق وسیع و کمتر شناخته شده پهنا ساختاری ایران مرکزی است. تکتونیک و چینه‌شناسی این منطقه برای اولین بار توسط بلورچی (۱۹۷۸ a) مورد مطالعه قرار گرفت اما پس از آن هیچ مطالعه دیگری در این منطقه انجام نشده است. اثر تکتونیک بر رسوب‌گذاری سازند قرمز بالایی در منطقه آوج اولین بار توسط رفیعی و همکاران (۲۰۱۰) پیشنهاد

فلات ایران به ۹ پهنا ساختاری شامل البرز، کپه‌داغ، سنندج - سیرجان، زاگرس، زاگرس مرتفع، پیش‌ژرف زاگرس، زابل - بلوچ، مکران و ایران مرکزی تقسیم شده است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱) (شکل ۱). پهنا ساختاری ایران مرکزی شامل یک توالی از سنگ‌های پرکامبرین تا کواترنری است. پیشتر اشاره شد که لایه‌های سرخ میوسن - پلیوسن ایران مرکزی را سازند قرمز بالایی می‌نامند (گانسر، ۱۹۵۵). رسوبات سنوزوییک در ایران مرکزی با کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های پالئوسن شروع می‌شود. این توالی با سنگ‌های آتش‌فشانی و آهکی ائوسن ادامه می‌یابد. پس از آن رسوبات قاره‌ای الیگوسن (سازند قرمز پایینی) و سپس سنگ‌های آتش‌فشانی و سنگ‌آهک‌های دریایی الیگومیوسن (سازند قم) رسوب‌گذاری کرده‌اند که

شده است. جهت تعیین نقش تکتونیک در رسوب‌گذاری این سازند مطالعات رسوب‌شناسی و تکتونیکی دقیق‌تر ضروری به نظر می‌رسد.

## ۲- زمین‌شناسی منطقه آوج

منطقه آوج در بخش غربی پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار گرفته است (عرض جغرافیایی  $30^{\circ} 35'$  تا  $36^{\circ} 00'$  شمالی و طول جغرافیایی  $49^{\circ} 00'$  تا  $49^{\circ} 30'$  شرقی). پهنه ایران مرکزی با شکل مثلثی خود به پهنه البرز در شمال، پهنه سنندج - سیرجان در جنوب غربی و پهنه زابل - بلوچ در شرق محدود می‌شود (شکل ۱، A).

بلورچی (۱۹۷۹) منطقه آوج را از نظر زمین‌شناسی به دو بخش پهنه آبگرم در شمال گسل آوج (بخشی از پهنه ساختاری ایران مرکزی) و پهنه رزن در جنوب گسل آوج (بخشی از پهنه ساختاری سنندج - سیرجان) تقسیم کرده است. وی بر این باور است که گسل آوج مرز بین پهنه‌های ساختاری ایران مرکزی و سنندج - سیرجان است. اما با توجه به نقشه پهنه‌های ساختاری ایران (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱) منطقه آوج به طور کامل در محدوده پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار گرفته است (شکل ۱، A).

طی ائوسن، در پی فرورانش صفحه عربی (با شیب شمال شرقی) به زیر صفحه ایران در امتداد گسل معکوس زاگرس، ایران مرکزی فعالیت‌های آتشفشانی گسترده‌ای را تجربه کرده است (جونگ و همکاران، ۱۹۷۶؛ بروکفیلد، ۱۹۷۷؛ فرهودی، ۱۹۷۸؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). به دنبال این فرورانش، در ائوسن پایانی (حدود ۳۵ میلیون سال پیش)، برخورد دو صفحه قاره‌ای عربی - اوراسیا آغاز شده است و تا کنون ادامه دارد (آگارد و همکاران، ۲۰۰۵؛ آلن و آرمسترانگ، ۲۰۰۸). کوهزایی پیرینه در ائوسن پایانی (حدود ۳۷ میلیون سال پیش) باعث به وجود آمدن حوضه‌های درون کوهستانی الیگوسن در سراسر فلات ایران شده است (اشتوکلین، ۱۹۶۸؛ آقانباتی، ۲۰۰۶). در اثر این کوهزایی در قاعده رسوبات الیگوسن ایران مرکزی، دگرشیبی ناحیه‌ای به وجود آمده است. این حرکات همچنین باعث بالآمدگی کویر لوت واقع در بخش شرقی ایران مرکزی شده که در نتیجه، این بخش از ایران مرکزی فاقد رسوبات الیگوسن و میوسن است (بربریان و سهیلی، ۱۹۷۳؛ آلن و آرمسترانگ، ۲۰۰۸). اما برخلاف کویر لوت

در بخش غربی ایران مرکزی (برای مثال منطقه آوج) رسوبات الیگوسن (سازند قرمز پایینی) به صورت دگرشیب بر روی رسوبات ائوسن نهشته شده‌اند (بلورچی، ۱۹۷۸a). در سنوزویک ایران مرکزی دو سری از لایه‌های سرخ وجود دارد. سری اول مربوط به الیگوسن بوده و از آن با نام سازند قرمز پایینی یاد می‌شود در حالی که سری دوم مربوط به میوسن - پلیوسن بوده که آن را سازند قرمز بالایی نامیده‌اند. رسوبات هر دو سازند از گل‌سنگ، ماسه‌سنگ، کنگلومرا و رسوبات تبخیری همراه آن‌ها تشکیل شده است. این لایه‌ها از نظر محتوای فسیلی ضعیف بوده و فقط در صورت وجود سازند قم می‌توان آن‌ها را تفکیک نمود. در غیر این صورت از این لایه‌ها با نام لایه‌های قرمز نئوژن یاد می‌شود (لوفتوس، ۱۸۵۴؛ تیتزه، ۱۸۷۵؛ استال، ۱۹۱۱؛ ریبین، ۱۹۵؛ فورون، ۱۹۴۱؛ فورر و سودر، ۱۹۵۵؛ گانسر، ۱۹۵۵؛ درویش‌زاده، ۱۳۸۴؛ آقانباتی، ۱۳۸۶). بر اساس نقشه زمین‌شناسی آوج (۱:۱۰۰۰۰۰) در این منطقه رخنمون کوچکی از رسوبات سازند قرمز پایینی وجود دارد (بلورچی، ۱۹۷۸b). در میوسن پیشین (کمتر از ۲۰ میلیون سال پیش)، حرکات پایانی کوهزایی آلیپی باعث خروج گسترده از آب و غلبه شرایط رسوب‌گذاری قاره‌ای در سراسر ایران مرکزی شده است. در نتیجه رسوبات کربناته و سنگ‌های آتشفشانی سازند قم به صورت دگرشیب با رسوبات قاره‌ای میوسن (سازند قرمز بالایی) پوشیده شده‌اند (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱).

بلورچی (۱۹۷۸a، ۱۹۷۸b و ۱۹۷۹) رسوبات سازند قرمز بالایی در منطقه آوج را به دو عضو M1 و M2 تفکیک نموده است. به عقیده وی عضو M1 یا لایه‌های سرخ آوج، با ضخامتی بین ۲۷۵۰-۱۶۵۰ متر به صورت تدریجی بر روی رسوبات سازند قم نهشته شده است. این عضو شامل رخنساره‌های قاره‌ای و تبخیری است. رسوبات تبخیری آن عمدتاً شامل ژپیس بوده و در قسمت‌های پایینی سازند رخنمون دارند. بخش بالایی عضو M1 متشکل از سیلت‌سنگ، ماسه‌سنگ و کنگلومرا با میان‌لایه‌های مارن رنگی (صورتی، قرمز، سبز، خاکستری و زرد روشن) است. ضخامت عضو M2 یا کنگلومرای بی‌آب در برخی از مناطق به حدود ۱۱۵۰ متر می‌رسد. رسوبات سازند قرمز بالایی در منطقه آوج به گسل حسن‌آباد در شمال و گسل آوج در جنوب محدود می‌شوند (شکل ۱، B). بلورچی (۱۹۷۹)

۱) ویژگی‌های بافتی (شامل اندازه دانه، موفولوژی دانه و فایریک)، ساختمان‌های رسوبی و جنس دانه‌ها در کنگلومراها با جمع‌آوری داده‌های صحرایی مورد مطالعه قرار گرفته است.

۲) ساختمان رسوبی ماسه‌سنگ‌ها توسط جمع‌آوری داده‌های صحرایی بررسی شده‌اند. داده‌های جمع‌آوری شده از ساختمان‌های رسوبی جهت‌دار از نظر تکتونیکی تصحیح شده است. جهت جریان دیرینه با استفاده از ساختمان‌های رسوبی جهت‌دار و بر اساس رابطه زیر محاسبه شده است (فریتز و مور، ۱۹۸۸):

$$\tan \alpha = \frac{\sum n \sin \alpha}{\sum n \cos \alpha} \quad \text{رابطه ۱}$$

$$\text{vector mean} = \arctan \alpha \quad \text{رابطه ۲}$$

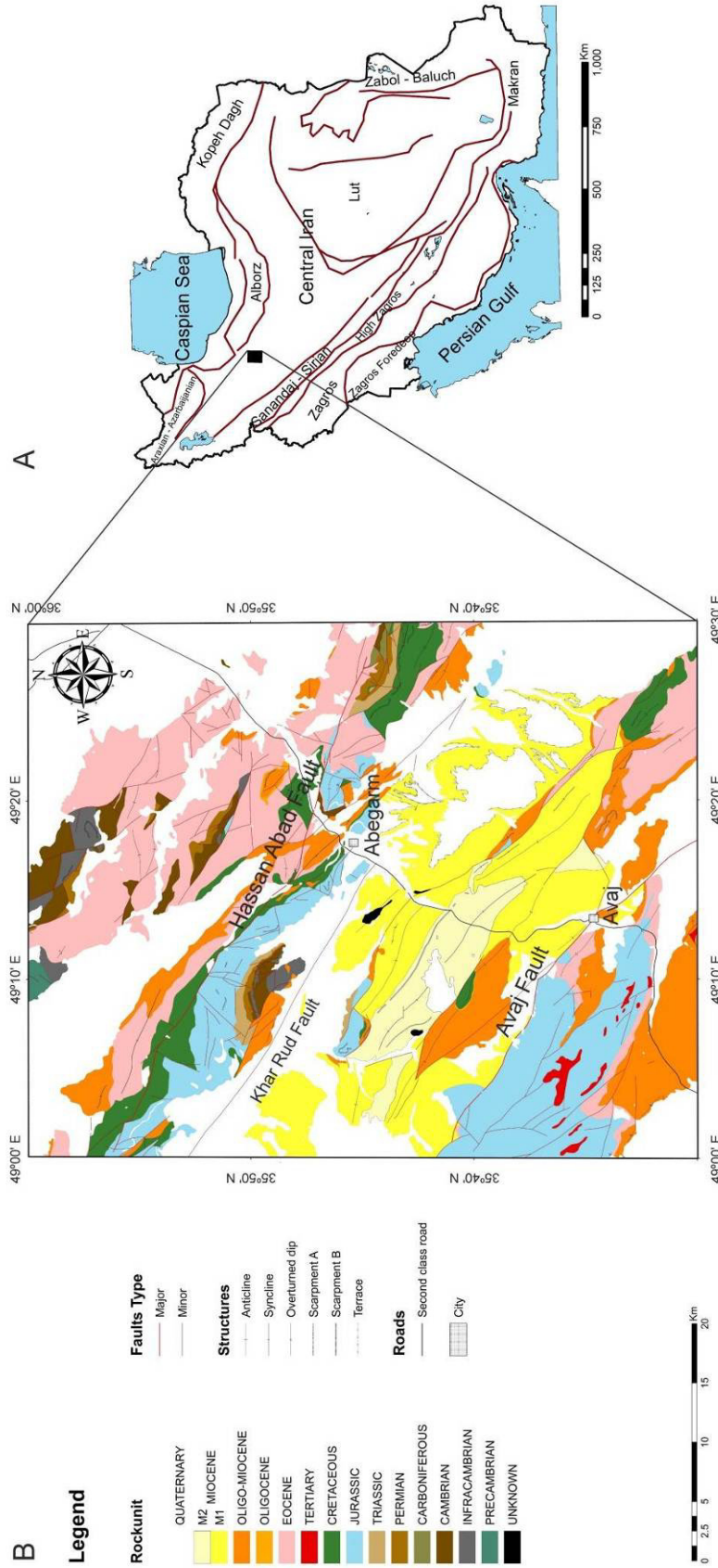
که در این رابطه  $\alpha$  آزمون جهت جریان دیرینه است. به منظور بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی ماسه‌سنگ‌ها، با توجه به تغییر ویژگی‌های ظاهری (مانند تغییر رنگ و یا اندازه ذرات)، نمونه‌برداری در راستای ۴ برش اروان، ارغای، منصور و امامزاده قاسم انجام شده است. از آنجا که رخنمون‌های بخش شرقی از نظر سنگ‌شناسی یکنواخت بوده و برش امامزاده قاسم کامل‌ترین برش در این منطقه به حساب می‌آید، نمونه‌برداری از ماسه‌سنگ‌ها در رخنمون شرقی فقط در طول این برش صورت گرفته است. از میان تعداد ۱۳۰ نمونه ماسه‌سنگی مورد استفاده برای بررسی‌های بافتی و ترکیبی، تعداد ۷۴ نمونه متعلق به برش اروان، ۳۰ نمونه متعلق به برش ارغای، ۱۱ نمونه متعلق به برش منصور و ۱۵ نمونه متعلق به برش امامزاده قاسم می‌باشد. برای روش نقطه شماری از روش گتزی-دیکینسون استفاده شده است (اپنرگسول و همکاران، ۱۹۸۴؛ دیکینسون، ۱۹۸۵) و سپس نمونه‌ها بر اساس روش فولک و همکاران (۱۹۷۰) طبقه‌بندی شده‌اند. جهت تشخیص کانی‌های سنگین، آنالیز پراش پرتوی ایکس (XRD)، با استفاده از دستگاه *Italstructures X-ray diffractometer* مجهز به لامپ مس (CuK $\alpha$ ) و در شرایط ۳۰ mA، ۴۰ kV، به دو روش نمونه پودری و نمونه‌های سنگی (مقطع صیقلی) برای ۳۰ نمونه انتخابی انجام گرفته است. نمونه‌های پودری به روش جداسازی کانی‌های سنگین با برموفورم آماده‌سازی شده‌اند (CHBr $_3$ , 2.89 g/cm $^3$ ).

منطقه آوج را از نظر زمین‌شناسی به دو بخش پهنه آبگرم در شمال گسل آوج (بخشی از پهنه ساختاری ایران مرکزی) و پهنه رزن در جنوب گسل آوج (بخشی از پهنه ساختاری سنندج - سیرجان) تقسیم کرده است. وی بر این باور است که گسل آوج مرز بین پهنه‌های ساختاری ایران مرکزی و سنندج - سیرجان است. اما با توجه به نقشه پهنه‌های ساختاری ایران (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱) منطقه آوج به طور کامل در محدوده پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار گرفته است (شکل ۱، A)، به این ترتیب به نظر می‌رسد این ادعا نیازمند بازنگری باشد.

### ۳- مواد و روش‌ها

جهت بازنگری سازند قرمز بالایی، شواهد تکتونیکی از جمله ساختار گسل‌ها و چین‌ها، توسط تصاویر ماهواره‌ای<sup>۱</sup> و جمع‌آوری اطلاعات صحرایی مورد بررسی قرار گرفت. ویژگی‌ها و موقعیت چینه‌شناسی این سازند در طول شش برش اروان، ارغای، منصور، امامزاده قاسم، هلدر و میلاق بررسی شده است. به این منظور پس از بررسی و پیمایش صحرایی تمام رخنمون سازند قرمز بالایی در منطقه مورد مطالعه، تعداد شش برش سطحی در نقاط مختلف انتخاب شده است (شکل A ۲). دلایل انتخاب برش‌های یاد شده به این شرح است: ۱) برش اروان: وجود توالی کامل رسوبات از الیگومیوسن (سازند قم) تا کواترنری، از آنجا که سایر برش‌ها از این ویژگی برخوردار نیستند از این برش به عنوان برش مرجع در این مطالعه یاد می‌شود؛ ۲) برش ارغای: وجود رخنمون هر دو عضو M1 و M2؛ ۳) برش منصور: کامل‌ترین برش از عضو M1 در بخش غربی منطقه؛ ۴) سه برش هلدر، امامزاده قاسم و میلاق: به منظور پوشش رخنمون بسیار بزرگ عضو M1 در بخش شرقی منطقه که از این میان برش امامزاده قاسم به عنوان نماینده کاملی از رخنون شرقی به حساب می‌آید. نمونه‌برداری از واحدهای سنگی مختلف در طول برش‌های یاد شده صورت گرفته است اما بررسی ساختمان‌های رسوبی، ساختارهای تکتونیکی و سایر ویژگی‌های سازند محدود به این برش‌ها نمی‌شود. سه دسته اصلی سنگ‌های آواری شامل گل‌سنگ‌ها، ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراها با روش‌های گوناگونی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند:

<sup>1</sup> Google Earth



شکل ۱. (A) تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختمانی ایران (بر اساس بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ B) نقشه زمین‌شناسی آوج (بر اساس بلورچی، ۱۹۷۸).

آوج و حسن‌آباد قرار دارند (شکل ۲، B). همانطور که در شکل ۴ آمده است، روند غالب سیستم گسل‌ها در منطقه آوج شمال‌غربی - جنوب‌شرقی می‌باشد.

برای بررسی مرزهای سازند قرمز بالایی، علاوه بر مرزهای بالایی و پایینی سازند، مرز بین دو عضو M1 و M2 نیز مورد بررسی قرار گرفت. مرز پایینی سازند قرمز بالایی (سازند قم - سازند قرمز بالایی)، در دو برش اروان و هلدن قابل تشخیص است. این مرز در برش اروان به صورت یک دگرشیبی با زاویه کم و در برش هلدن از نوع گسله است (شکل ۵). مرز بالایی سازند (سازند قرمز بالایی - کواترنری) در هیچ یک از برش‌ها یا مناطق دیگر قابل تشخیص نبوده است. همانطور که پیشتر اشاره شد مرز بین دو عضو (M1-M2) فقط در طول برش‌های اروان و ارغای وجود دارد. این مرز در هر دو برش به صورت دگرشیبی زاویه‌دار اندازه‌گیری شده است. اگرچه به دلیل ابعاد و بزرگی عارضه یاد شده این دگرشیبی در بررسی‌های میدانی به راحتی قابل مشاهده نیست اما در تصاویر ماهواره‌ای مناطق دور از دسترس در پژوهش‌های صحرایی به خوبی مشاهده می‌شود (شکل ۶). محل عکس‌های ماهواره‌ای مورد استفاده در شکل ۲، A آمده است. دگرشیبی بین دو عضو سازند قرمز بالایی پیشتر توسط پژوهشگران گزارش شده است (برای مثال کوه یزدان در قم) اما آن را به چین‌خوردگی‌های همزمان با رسوب‌گذاری نسبت داده‌اند (نوگل‌سادات، ۱۹۸۵).

در رسوبات عضو M1، یک گنبد نمکی بزرگ وجود دارد که در نقشه زمین‌شناسی آوج تحت عنوان معدن نمک آمده است. محل این گنبد نمکی در شکل ۲، A با عنوان Shurab SD مشخص شده است. در محل گنبد نمکی شوراب، دگرشکلی قابل‌ملاحظه‌ای در رسوبات M1 به وجود آمده است اما همانطور که در تصاویر ماهواره‌ای مشاهده می‌شود، این دگرشکلی در مرز M1 - M2 متوقف شده و بر رسوبات M2 تأثیری نداشته است (شکل ۷). از آنجا که هیچ لایه رشدیافته‌ای در رسوبات M1 دیده نمی‌شود می‌توان نتیجه گرفت که حرکت توده نمک پس از رسوب‌گذاری M1 انجام یافته است اما با توجه به عدم تغییر شکل رسوبات M2 بر اثر حرکت توده نمک، بدیهی است که عضو M2 پس از حرکت توده نمک و با یک مرز فرسایشی واضح بر روی M1 نهشته شده است.

۳) تعداد ۲۵ نمونه گل‌سنگی از هر دو عضو M1 (۱۹) نمونه) و M2 (۶ نمونه) در راستای برش اروان جمع‌آوری شده است. دلیل انتخاب برش اروان برای نمونه‌های گل‌سنگی، کامل بودن توالی رسوبی (از الیگومیوسن تا کواترنری) در این برش است. تعداد نمونه‌های گل‌سنگی به دلیل هوازدگی، پوشش گیاهی، پوشیدگی با مقادیر قابل‌توجهی از خاک و رسوبات کواترنری و همچنین غیرقابل دسترس بودن لایه‌ها در برخی مناطق محدود شده است. میزان کربنات موجود در نمونه‌ها با استفاده از روش تیتراسیون اندازه‌گیری شده است (کارور، ۱۹۷۱). ویژگی‌های بافتی گل‌سنگ‌ها با استفاده از روش الکترون میکرومانوس، (۱۹۸۸) بررسی شده و سپس نمونه‌ها بر اساس فولک (۱۹۷۴) طبقه‌بندی شده‌اند. جهت شناسایی کانی‌های رسی موجود در گل‌سنگ‌ها از روش XRD استفاده شده است. به این منظور دو نوع مقطع جهت‌یافته از کانی‌های رسی تهیه شده است: (۱) نمونه اشباع شده با KCl و خشک شده در هوای اتاق؛ (۲) نمونه اشباع شده با  $MgCl_2$  و تیمار شده با اتیلن گلیکول (مور و رینولدز، ۱۹۹۷).

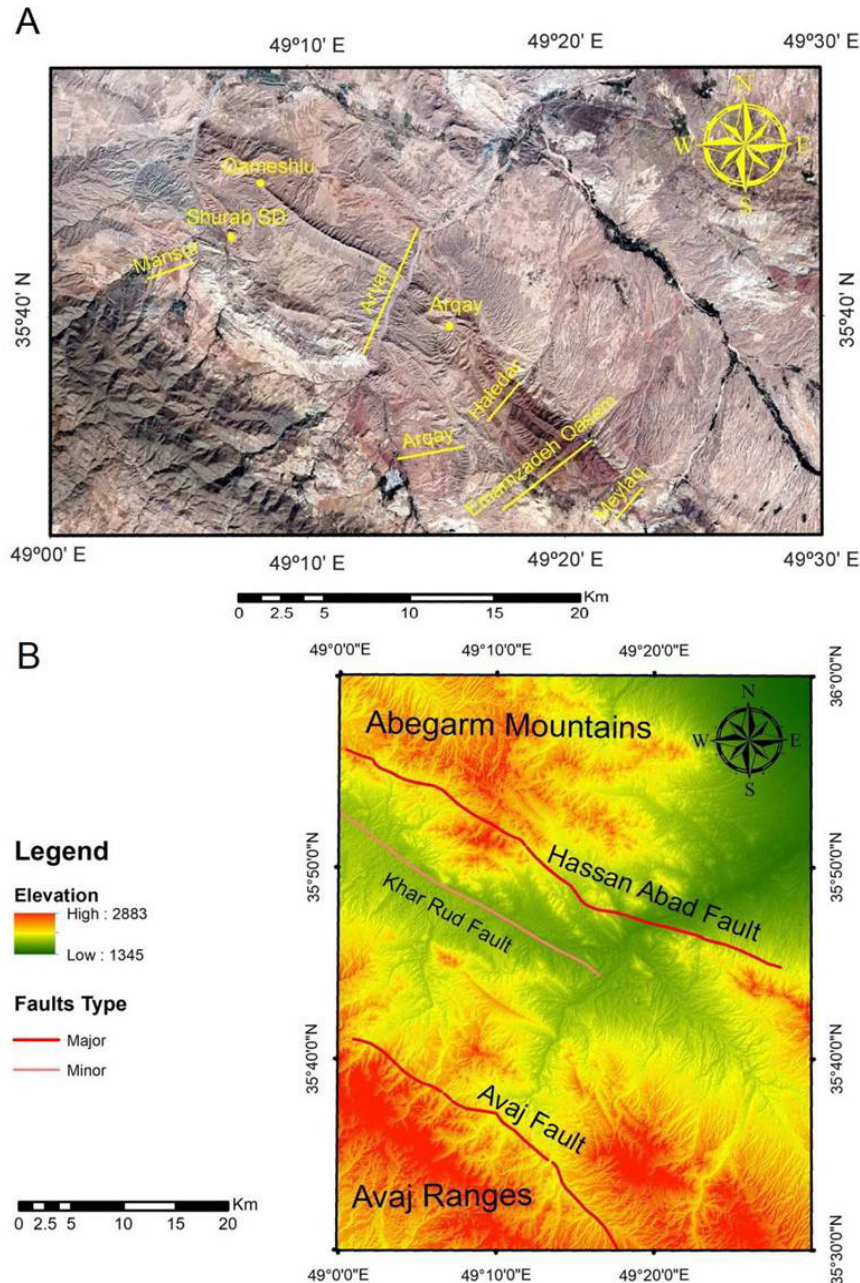
#### ۴- نتایج

##### ۴-۱- بررسی‌های چینه‌شناسی

ستون چینه‌شناسی ساده شده مربوط به سازند قرمز بالایی در برش‌های مورد مطالعه در شکل ۳ ارائه شده است. ستون چینه‌شناسی برش امامزاده قاسم (کامل‌ترین برش در بخش شرقی) نماینده برش‌های رخنمون شرقی به حساب می‌آید. شکل ۲، A موقعیت برش‌های مورد مطالعه را در عکس ماهواره‌ای نشان می‌دهد.

##### ۴-۲- شواهد تکتونیکی

سازند قرمز بالایی در منطقه آوج به گسل حسن‌آباد با شیب ۵۰ تا ۷۰ درجه به سمت شمال شرقی (قمریان، ۱۳۹۴)، در شمال و گسل آوج با شیب ۵۰ تا ۵۵ درجه به سمت جنوب غربی (قیطانچی، ۲۰۰۴؛ حمزه‌لو، ۲۰۰۵)، در جنوب محدود می‌شود (شکل ۱، B). مدل رقومی ارتفاع (DEM) منطقه آوج نشان می‌دهد که رسوبات سازند قرمز بالایی در این منطقه بین رشته کوه آوج در جنوب و کوه‌های آبگرم در شمال محصور شده است. ارتفاعات یادشده به ترتیب بر روی دیواره رانده گسل‌های

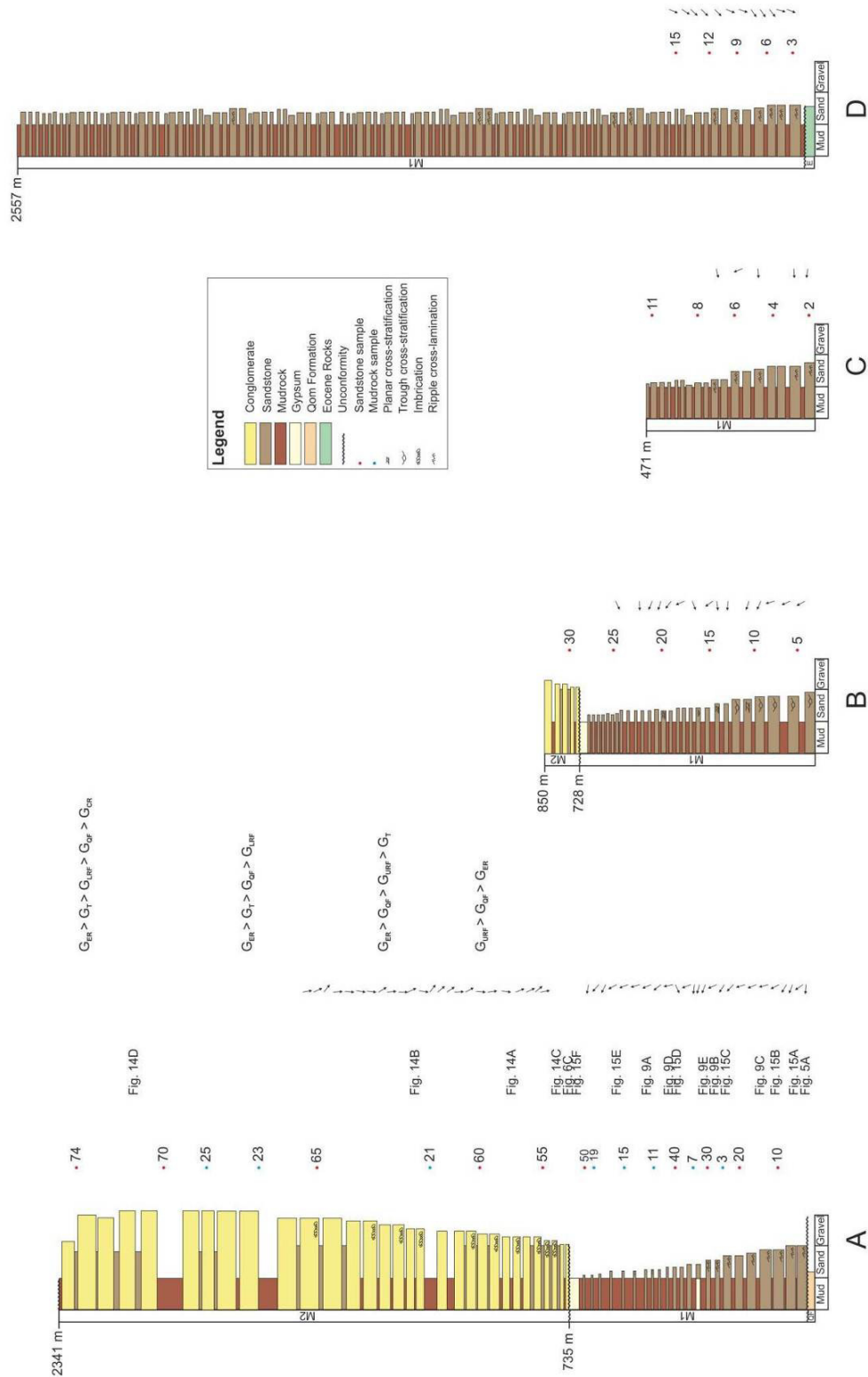


شکل ۲. A) تصویر ماهواره‌ای منطقه آوج (Google Earth). محل برش‌های مورد مطالعه با خطوط زرد و محل تصاویر ماهواره‌ای مورد استفاده (شکل‌های ۶ و ۷) با نقاط زرد مشخص شده است. B) مدل رقومی ارتفاع (DEM) منطقه آوج. رشته کوه آوج بر روی دیواره رانده گسل آوج و کوه‌های آبگرم بر روی دیواره رانده گسل حسن‌آباد قرار دارند.

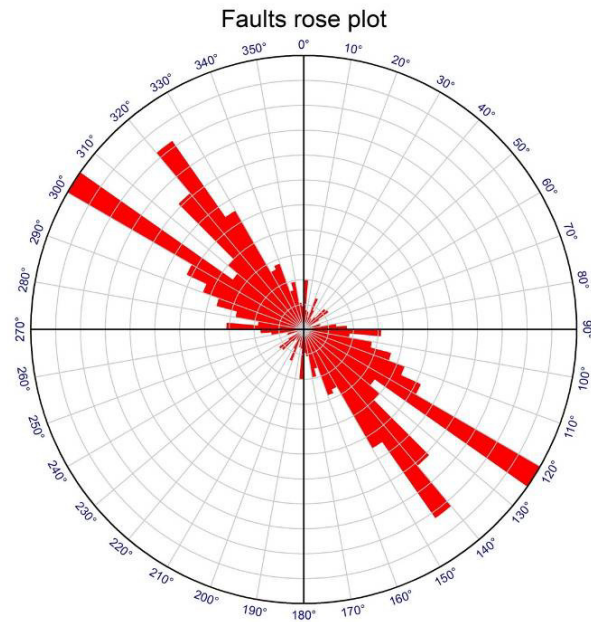
خود را به رسوبات گل‌سنگی داده و در انتها به رسوبات تبخیری (ژیپس) خاتمه می‌یابند (شکل ۳). ضخامت عضو M1 در برش اروان (برش مرجع) به حدود ۷۳۵ متر می‌رسد. عضو M2 با ضخامتی در حدود ۱۶۰۶ متر در برش اروان، بیش‌تر شامل کنگلومرا با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی و گل‌سنگی است.

#### ۳-۴- بررسی‌های رسوب‌شناسی

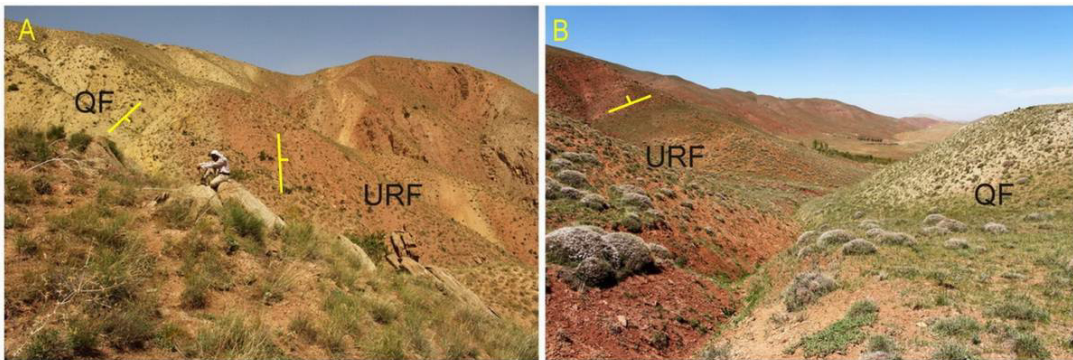
بررسی‌های صحرایی عضو M1 نشان می‌دهد که این عضو از نظر لیتولوژی شامل ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌های گل‌سنگی است. علاوه بر آن ژپس در هر دو بخش بالایی و میانی سکانس رسوبی قابل مشاهده است. رسوبات M1 شامل یک توالی به سمت بالا ریزش‌ونده است که در آن ماسه‌سنگ‌های موجود در ابتدای سکانس به تدریج جای



شکل ۳. ستون چینه‌شناسی ساده شده سازند قرمز بالایی در منطقه آوج برای برش‌های (A) اروان، (B) ارغای، (C) منصور و (D) امامزاده قاسم. (در ستون A:  $G_{URF}$ : گراول‌های منشأ یافته از سازند قرمز بالایی؛  $G_{UR}$ : گراول‌های منشأ یافته از سازند قم؛  $G_T$ : گراول‌های منشأ گرفته از سنگ‌های ترشیری؛  $G_{LRF}$ : گراول‌های منشأ گرفته از سنگ‌های سازند قرمز پایینی؛  $G_{ER}$ : گراول‌های منشأ گرفته از سنگ‌های ائوسن؛  $G_{CR}$ : گراول‌های منشأ گرفته از سنگ‌های کرتاسه).



شکل ۴. نمودار گل‌سرخ‌ی برای روند سیستم گسل‌های منطقه آوج (داده‌ها بر اساس بلورچی ۱۹۷۸b).



شکل ۵. مرز پایینی سازند قرمز بالایی (سازند قم - سازند قرمز بالایی) در (A) برش اروان و (B) برش هلدنر.

می‌دهد. همانطور که در شکل ۸ نشان داده شده است، کانی رسی اصلی در نمونه‌های M1 شامل ایلیت و کلریت است و به میزان جزئی اسمکتیت در این رسوبات وجود دارد. در حالی که در نمونه‌های M2، کانی‌های رسی عمدتاً شامل کائولینیت و اسمکتیت است و در مقایسه با M1 مقدار کمتری ایلیت در رسوبات وجود دارد. این تفاوت ممکن است بر اثر تغییر منشأ رسوبی و یا تغییرات آب و هوایی به وجود آمده باشد (شاملی، ۱۹۸۹).

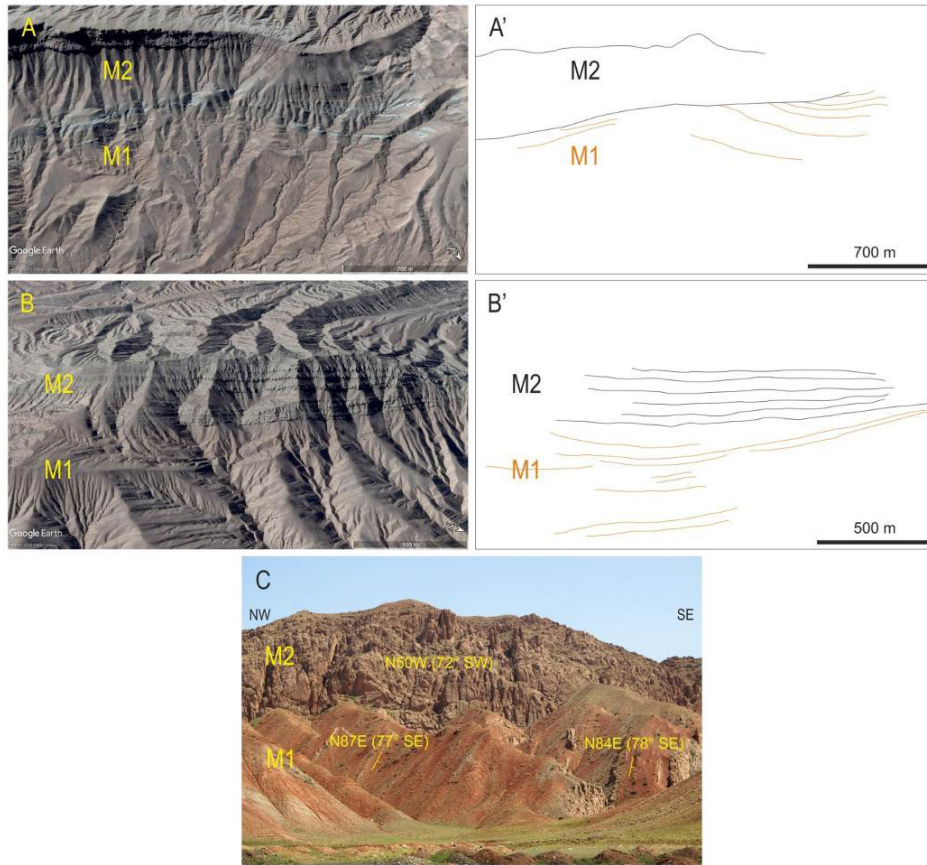
ساختمان‌های رسوبی موجود در ماسه‌سنگ‌های عضو M1 شامل ریپل‌مارک (تاج مستقیم، سینوسی و زبانه‌ای)، دون‌ها، تول‌مارک‌ها (آثار شیاری و آثار جناغی)، جدایی خطی، لایه‌بندی پیچیده، طبقات مورب ترفای و مسطح، رینکل‌مارک، قالب وزنی و آثار فسیل می‌باشد که از این

از آنجا که در مطالعه پیشین (بلورچی، ۱۹۷۸a)، از گل‌سنگ‌ها با عنوان مارن یاد شده است، مقدار کربنات گل‌سنگ‌ها با استفاده از روش تیتراسیون محاسبه شد. همانطور که در جدول ۱ آمده است میزان کربنات موجود در نمونه‌های عضو M1 بین ۳/۷۵٪ تا ۱۲/۵۰٪، و در نمونه‌های عضو M2 بین ۳/۷۵٪ تا ۶/۲۵٪ تغییر می‌کند. بر این اساس گل‌سنگ‌های موجود در این سازند مارن نمی‌باشند (بر اساس طبقه‌بندی پتی‌جان و همکاران، ۱۹۸۷). بر اساس ویژگی‌های بافتی گل‌سنگ‌ها، نمونه‌های مربوط به M1 در دسته رس‌سنگ تا گل‌سنگ و نمونه‌های مربوط به M2 از نوع رس‌سنگ ماسه‌ای می‌باشند (جدول ۱). نتایج آنالیز XRD تفاوت قابل‌ملاحظه‌ای را بین محتوای کانی‌های رسی دو عضو سازند قرمز بالایی نشان

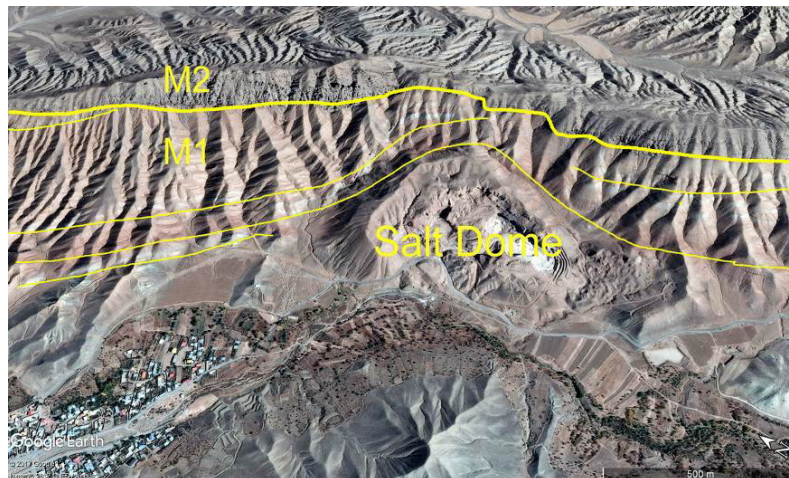


ارغای (۱۵ داده) و منصور (۵ داده) از جنوب شرقی به سمت شمال غربی (N 55 W) می‌باشد اما میانگین جهت جریان دیرینه در برش امامزاده قاسم از شمال شرقی به سمت جنوب غربی (S 35 W) محاسبه شده است (شکل ۱۰).

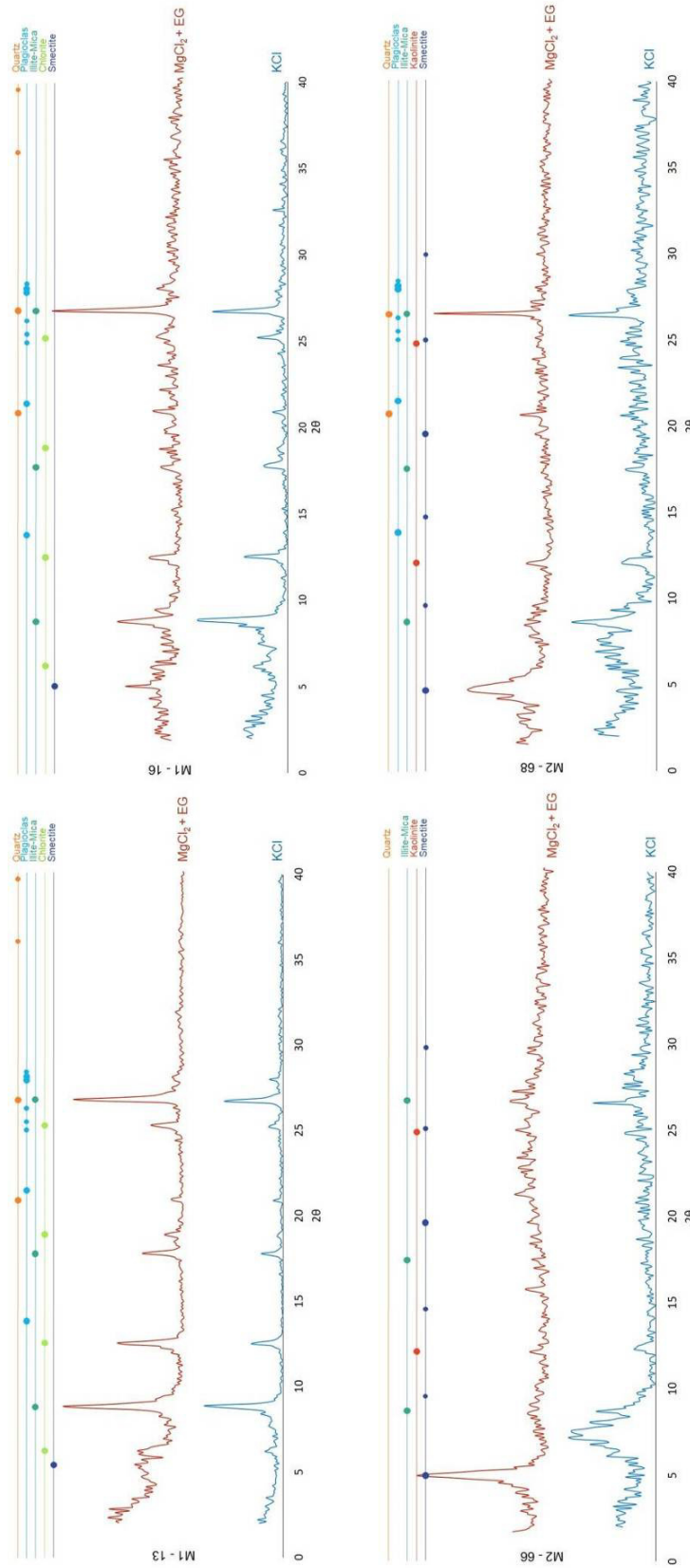
میان ساختمان‌های جهت‌دار برای تعیین جهت جریان دیرینه مورد استفاده قرار گرفته‌اند (شکل ۹). نتایج حاصل از محاسبات جهت جریان دیرینه در ماسه‌سنگ‌های M1، با استفاده از رابطه‌های (۱) و (۲)، نشان‌دهنده میانگین جهت جریان دیرینه برای برش‌های اروان (۲۵ داده)،



شکل ۶. تصاویر ماهواره‌ای دگرشیبی M1 - M2 در (A) قمشلو و (B) ارغای؛ (C) دگرشیبی M1 - M2 در برش اروان (دید به سمت شمال شرقی).



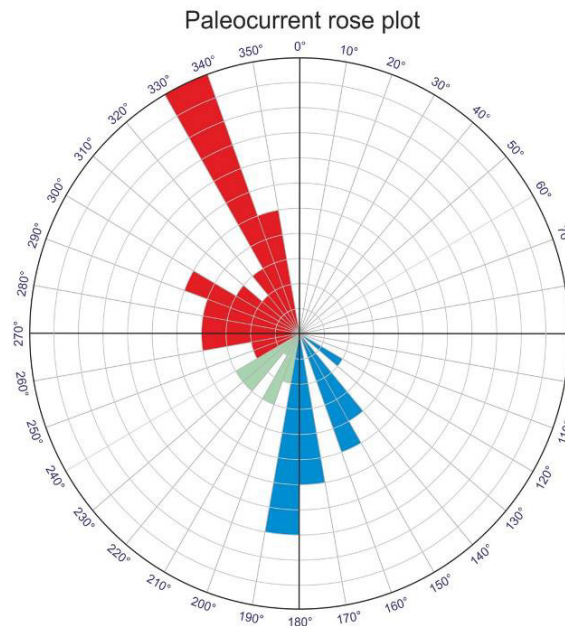
شکل ۷. تصویر ماهواره‌ای گنبد نمکی شوراب (Google Earth). دگرشکلی رسوبات M1 در اثر حرکت توده نمک در این تصویر به وضوح قابل مشاهده است. این دگرشکلی در مرز M1 - M2 متوقف شده است و بر رسوبات M2 تأثیری نداشته است.



شکل ۸. نتایج XRD مربوط به بخش رسی نمونه‌های گل‌سنگی متعلق به برش اروان. (نمودار آبی: نمونه اشباع شده با KCl و خشک شده در هوای اتاق؛ نمودار قرمز: نمونه اشباع شده با MgCl<sub>2</sub> و تیمار شده با اتیلن گلیکول).



شکل ۹. ساختمان‌های رسوبی جهت‌دار موجود در عضو M1؛ (A) قالب آثار شیبی؛ (B) قالب آثار جناغی؛ (C) جدایش خطی بر روی سطح لایه‌بندی ماسه‌سنگ‌ها؛ (D) و (E) ریپل‌مارک‌های دوبعدی



شکل ۱۰. نمودار گل‌سرخ‌ی جهت جریان دیرینه. (رنگ سرخ: جهت جریان دیرینه در عضو M1 بدون احتساب برش امامزاده قاسم؛ رنگ سبز: جهت جریان دیرینه در برش امامزاده قاسم؛ رنگ آبی: جهت جریان دیرینه برای عضو M2)

جدول ۱. آمار توصیفی (کمینه، بیشینه، میانگین و انحراف از معیار (SD)) پارامترهای دانه‌سنجی گل‌سنگ‌ها و محتوی کربنات موجود در نمونه‌ها (همه نمونه‌ها متعلق به برش اروان می‌باشند).

		Gravel %	Sand %	Silt %	Clay %	CaCO <sub>3</sub> %
M1 (n=19)	Min	0.00	0.10	1.04	19.27	3.75
	Max	1.75	14.10	19.04	47.61	12.50
	Mean	0.35	3.01	8.63	38.01	7.65
	SD	0.46	3.60	5.73	8.08	2.42
M2 (n=6)	Min	0.51	10.10	8.74	20.25	6.00
	Max	1.16	20.50	10.26	28.48	6.25
	Mean	0.04	13.67	10.84	28.72	3.75
	SD	0.04	5.92	8.74	20.25	3.75

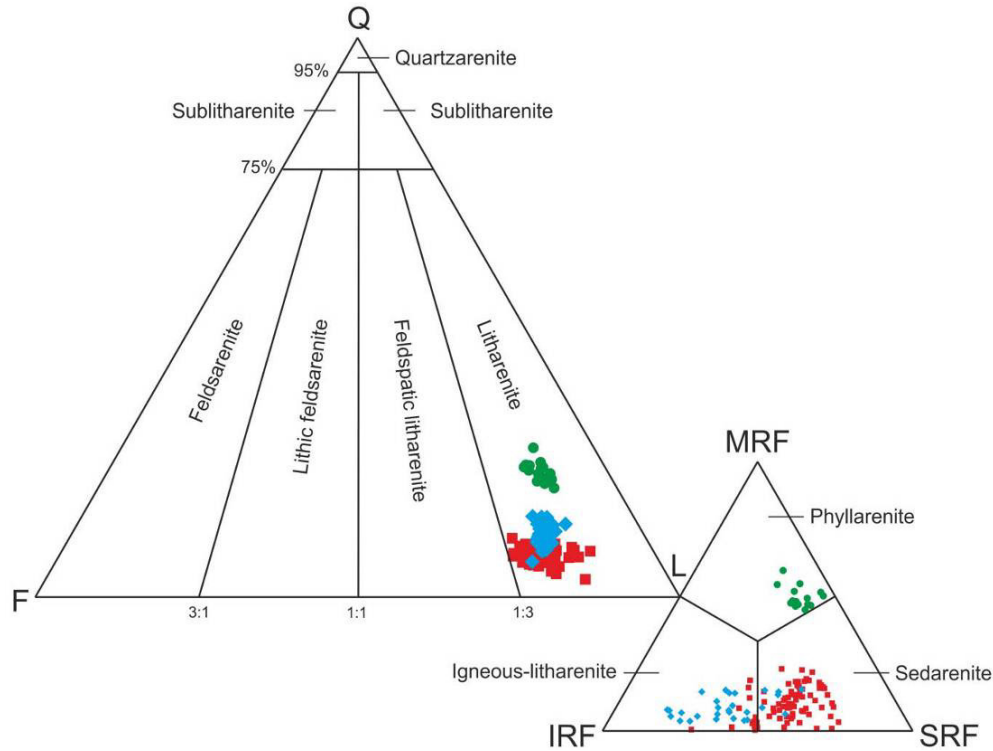
دولریتی، تراکیتی و دیابازی در M2 تغییر می‌کند. خرده‌سنگ‌های پلوتونیک، کوارتز پلی‌کریستالین، چرت و خرده‌سنگ‌های گری‌وکی نیز فقط در عضو M2 دیده می‌شوند. علاوه بر آن، فلدسپات‌ها از عمدتاً پلاژیوکلاز در M1 به فلدسپات‌های پتاسیک در M2 تغییر می‌یابد (شکل ۱۲). هم‌چنین میزان کانی‌های سنگین از M1 به M2 کاهش می‌یابد.

بر اساس نتایج XRD به دست آمده از ماسه‌سنگ‌های عضو M1، کانی سنگین موجود در نمونه‌های برش‌های اروان و ارغای شامل هماتیت، مگنتیت، انستاتیت، کلینوناستاتیت و هورنبلند می‌باشد در حالی که ترکیب کانی‌های سنگین در ماسه‌سنگ‌های برش امامزاده قاسم متفاوت بوده و شامل هماتیت، دیوپسید و مقادیر اندکی فروهورنبلند می‌باشد (شکل ۱۳).

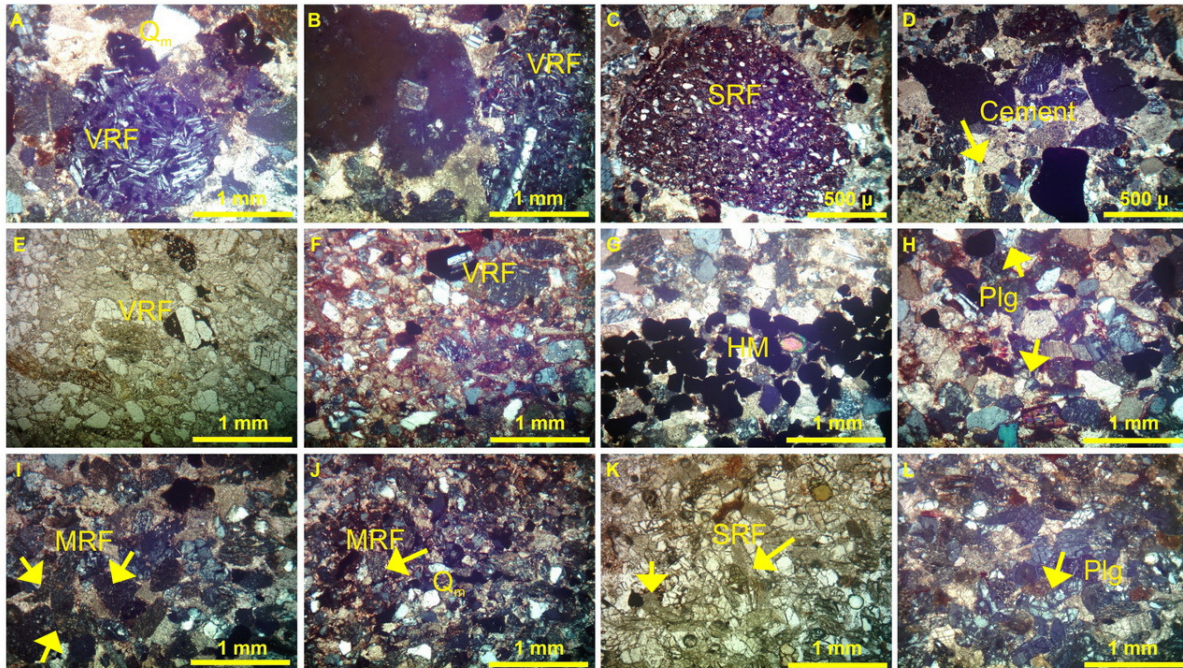
برای شمارش نقطه‌ای به روش گتری-دیکینسون، حداقل ۵۰۰ دانه در هر مقطع نازک مورد شمارش قرار گرفته است (جدول ۲). ماسه‌سنگ‌ها در هر دو عضو M1 و M2 در دسته ولکارنایت و کالکلیتارنایت جای گرفتند به جز نمونه‌های ماسه‌سنگی برش امامزاده قاسم که همگی در دسته فیلارنایت‌ها طبقه‌بندی شدند (شکل ۱۱). بر اساس مطالعات سنگ‌شناسی، اگرچه ماسه‌سنگ‌های دو عضو سازند قرمز بالایی در یک دسته طبقه‌بندی شده‌اند اما از نظر ترکیب و ویژگی‌های سنگ‌شناسی تفاوت عمده‌ای نشان می‌دهند. سیمان کربناته در ماسه‌سنگ‌های عضو M2 بیش‌تر بوده و تا حدود ۸ درصد می‌رسد در حالی که در نمونه‌های M1، حداکثر تا ۲ درصد سیمان کربناته در سنگ‌ها وجود دارد. خرده‌سنگ‌های آتشفشانی، از خرده‌سنگ‌های بازالتی در M1 به خرده‌سنگ‌های

جدول ۲. نتایج شمارش نقطه‌ای و آمار توصیفی (کمینه، بیشینه، میانگین و انحراف از معیار) ترکیب ماسه‌سنگ‌ها (میزان کانی‌های سنگین و سیمان کربناته) از محتوی کل سنگ محاسبه شده است. در بخش M1 نمونه‌های برش امامزاده قاسم در نظر گرفته نشده است. (Qm): کوارتز مونو کریستالین؛ Qp: کوارتز پلی کریستالین؛ Plg: پلاژیوکلاز؛ K-F: فلدسپات‌های پتاسیک؛ Sed: خرده‌سنگ رسوبی؛ Ign: خرده‌سنگ آذرین؛ Met: خرده‌سنگ دگرگونی؛ HM: کانی سنگین؛ Lv: خرده‌سنگ آتشفشانی؛ Lp: خرده‌سنگ پلوتونیک؛ Lc: خرده‌سنگ کربناته؛ Ch: چرت؛ Sh-SS: خرده‌سنگ ماسه‌سنگی و شیل).

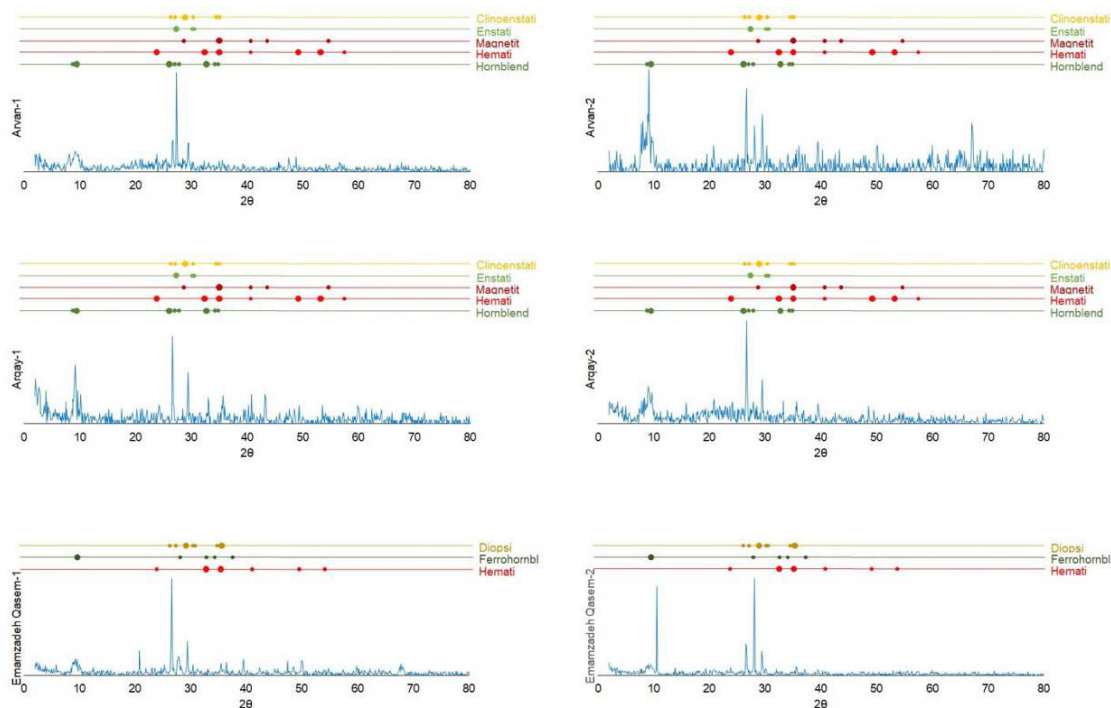
		Quartz (%)		Feldspar (%)		Rock Fragment (%)					HM (%)	Cement (%)	
		Qm	Qp	Plg.	K-F	Ig.		Sed.					
						Lv	Lp	Met.	Lc	Ch.			Sh-SS
M1 (n=86)	Min	0.69	0.00	7.04	0.00	15.55	0.00	0.00	20.38	0.00	0.00	5.00	0.00
	Max	8.61	6.38	20.00	6.54	52.38	0.00	17.81	60.70	0.95	1.28	40.00	2.00
	Mean	5.55	1.23	12.50	2.67	27.66	0.00	7.44	42.73	0.08	0.16	10.83	0.75
	SD	1.79	1.29	2.58	1.93	8.06	0.00	4.68	6.46	0.22	0.31	9.49	0.62
M2 (n=29)	Min	0.20	4.02	1.36	4.67	17.41	1.09	2.62	9.04	0.63	1.95	5.00	2.00
	Max	9.81	9.73	9.01	10.28	53.29	11.38	11.37	29.16	2.44	11.66	20.00	8.00
	Mean	5.13	5.61	6.01	7.17	37.43	5.09	6.41	19.01	1.34	6.81	11.00	4.50
	SD	2.54	1.58	1.86	1.42	9.09	2.30	3.08	5.77	0.51	2.53	5.51	2.35



شکل ۱۱. طبقه‌بندی ماسه‌سنگ‌های سازند قرمز بالایی (فولک و همکاران، ۱۹۷۰). از آنجایی که همه ماسه‌سنگ‌ها در نمودار اصلی در یک دسته جای گرفته‌اند از نمودار دختری برای تفکیک آنها استفاده شده است. (مربع قرمز: نمونه‌های M1 به استثنای نمونه‌های برش امامزاده قاسم؛ دایره سبز: نمونه‌های برش امامزاده قاسم؛ لوزی آبی: نمونه‌های ماسه‌سنگی عضو M2).



شکل ۱۲. تصویر میکروسکوپی ماسه‌سنگ‌ها: (A) تا (D) ماسه‌سنگ‌های عضو M2؛ (E) و (F) ماسه‌سنگ‌های عضو M1 در برش اروان؛ (G) و (H) ماسه‌سنگ‌های عضو M1 در برش ارغای؛ (I) و (J) ماسه‌سنگ‌های برش امامزاده قاسم؛ (K) و (L) ماسه‌سنگ‌های عضو M1 در برش منصور. (VRF: خرده‌سنگ آتشفشانی؛ Qm: کوارتز منو کریستالین؛ SRF: خرده‌سنگ رسوبی؛ MRF: خرده‌سنگ دگرگونی؛ Plg: پلاژیوکلاز؛ HM: کانی سنگین؛ Cement: سیمان کربناته).



شکل ۱۳. نتایج آنالیز XRD کانی‌های سنگین برای نمونه‌های ماسه‌سنگی عضو M1. (در نمودارهای XRD به دست آمده از مقاطع سیقلی کانی‌هایی چون کوارتز، پلاژیوکلاز، کلسیت و زئولیت قابل تشخیص است اما به منظور ساده‌سازی نمودار از ذکر آن‌ها صرف نظر شده است).

آهکی و خرده‌سنگ‌های آتشفشانی (بازالت‌های رنگی و توف) سازند قم، خرده‌سنگ‌های آتشفشانی متعلق به سنگ‌های ائوسن، آگات، چرت و دیوریت به سن ترشیری، ماسه‌سنگ‌های قرمز تیره سازند قرمز پایینی و سنگ‌های آهکی خاکستری مربوط به کرتاسه می‌باشد (شکل ۳، A).

##### ۵- بحث

حرکات پایانی کوهزایی آلپی (کمتر از ۲۰ میلیون سال پیش) باعث به وجود آمدن دگرشیبی در قاعده رسوبات سازند قرمز بالایی شده‌اند (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). در کوهزایی‌های برخوردی، فعالیت مجدد گسل‌های نرمال و بزرگ مرتبط با سیستم‌های کششی، منجر به بروز عملکرد معکوس در گسل‌ها می‌شود (ویلیامز و همکاران، ۱۹۸۹). معکوس‌شدگی عملکرد گسل‌های نرمال مربوط به پهنه ساختاری البرز در اثر برخورد صفحات عربی - اوراسیا به دفعات توسط محققان گزارش شده است (برای مثال: زانچی و همکاران، ۲۰۰۶؛ معین‌آبادی و یساقی، ۲۰۰۷؛ یساقی و معدنی‌پور، ۲۰۰۸). متأسفانه نبود مطالعه جامع درباره تاریخچه تحولات تکتونیک و رسوب‌گذاری در ایران مرکزی، قضاوت در این زمینه را قدری مشکل می‌سازد اما

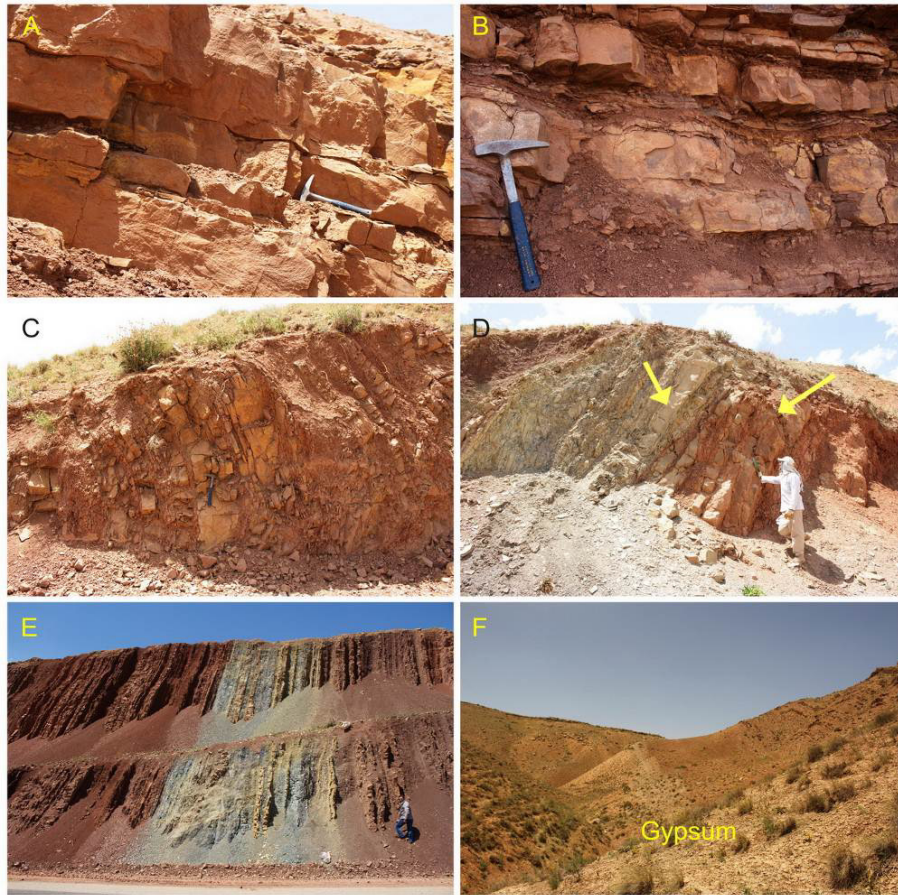
جهت جریان دیرینه در کنگلومراهای عضو M2 با استفاده از ساختمان ایمبریکاسیون (۲۵ داده) محاسبه و با توجه به تغییر در ویژگی‌های بافتی سنگ‌ها برآورد شده است. بر اساس نتایج به دست آمده از محاسبات داده‌های ایمبریکاسیون، جهت جریان دیرینه در کنگلومراها از شمال - شمال‌غربی به سمت جنوب - جنوب‌شرقی است (S 15 E) (شکل ۱۰). اندازه دانه‌ها و گردش‌دگی از جمله پارامترهای بافتی هستند که برای تعیین جهت جریان دیرینه به کار گرفته شده‌اند. در ردیابی اندازه دانه‌ها یک روند درشت‌شوندگی در توالی عمودی، از جنوب به شمال قابل تشخیص است (حداکثر اندازه دانه‌ها کمتر از ۵ میلی‌متر در جنوب تا بیش از ۴۰ سانتی‌متر در شمال) در حالی‌که در همین مسیر، گردش‌دگی دانه‌ها در خرده‌سنگ‌هایی با لیتولوژی یکسان کاهش می‌یابد (از نسبتاً گردشده تا خوب گردشده در جنوب به زاویه‌دار در شمال) (شکل ۱۴). بر این اساس می‌توان نتیجه گرفت در کنگلومراهای عضو M2 جهت جریان دیرینه از شمال - شمال‌غرب به جنوب - جنوب‌شرق بوده است. تغییر ترکیب کنگلومراها در توالی عمودی به ترتیب ظهور خرده‌سنگ‌ها شامل ماسه‌سنگ‌های عضو M1، سنگ‌های

رسوبات M1 با میان‌لایه‌های نازک گل‌سنگی در بین طبقات نسبتاً ضخیم ماسه‌سنگی آغاز می‌شود (شکل ۱۵، A و B). این توالی با افزایش میزان گل و کاهش میزان ماسه در رسوبات ادامه می‌یابد (شکل ۱۵، C). توالی به سمت بالا ریزشونده و نازک شونده به گل‌سنگ با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی (شکل ۱۵، D) و گل‌سنگ با طبقات بسیار نازک (کمتر از ۵ سانتی‌متر ضخامت) ماسه‌سنگی تبدیل می‌شوند (شکل ۱۵، E). این توالی در نهایت با رسوبات تبخیری (ژپیس) خاتمه می‌یابد (شکل ۱۵، F). به این ترتیب با توجه به تغییر لیتولوژی از ماسه‌سنگ به گل‌سنگ و سپس ژپیس، نرخ نسبی بالآمدگی در دیواره رانده گسل آوج به سرعت کاهش می‌یابد.

با توجه به فاصله کم منطقه آوج با پهنه البرز، مراجعه به مطالعات پهنه البرز می‌تواند تا حدودی راهگشا باشد. اگرچه با توجه به قرارگیری ارتفاعات منطقه آوج (رشته کوه آوج در جنوب و کوه‌های آبگرم در شمال) بر روی دیواره رانده گسل‌های آوج و حسن‌آباد، معکوس‌شدگی عملکرد این دو گسل بزرگ بدیهی به نظر می‌رسد (شکل ۲، B). با توجه به جهت جریان دیرینه در رسوبات M1 (از جنوب‌شرقی به سمت شمال‌غربی) که تابع روند کلی سیستم گسل‌های منطقه آوج نیز هست (شکل‌های ۴ و ۱۰) و محدود شدن رسوبات سازند قرمز بالایی به گسل رانده آوج در جنوب، به نظر می‌رسد حرکات پایانی آلیی باعث فعالیت مجدد گسل آوج، بالآمدگی دیواره رانده گسل و در نتیجه رسوب‌گذاری سازند قرمز بالایی طی میوسن شده است.



شکل ۱۴. ساختمان‌های رسوبی و ویژگی‌های بافتی کنگلومرای بی‌آب. (A)، (A') و (B) ایمبریکاسیون؛ (C) اندازه دانه‌ها و گردشگی در توالی عمودی بخش جنوبی و (D) بخش شمالی. (T: توف، L.S.: سنگ آهک، S.S.: ماسه‌سنگ).



شکل ۱۵. تغییرات لیتولوژی در توالی رسوبی عضو M1. (A) و (B) میان‌لایه‌های نازک گل‌سنگی در بین طبقات ضخیم لایه ماسه‌سنگی؛ (C) و (D) افزایش میزان گل‌سنگ‌ها در میان ماسه‌سنگ‌های نازک‌لایه؛ (E) جانشینی ماسه‌سنگ‌ها با گل‌سنگ‌ها و (F) خاتمه توالی M1 با رسوبات تبخیری از نوع ژپس.

تغییر قابل‌ملاحظه جهت جریان دیرینه در کنگلومرای بی‌آب حاکی از فعالیت تکتونیکی در شمال منطقه و یا به عبارتی فعالیت مجدد گسل حسن‌آباد پس از رسوب‌گذاری سازند قرمز بالایی است. با در نظر گرفتن مقاومت گسل‌های نرمال با زاویه شیب زیاد (مانند گسل حسن‌آباد) در برابر حرکت معکوس، برای انتقال تغییر شکل در اثر معکوس‌شدگی، بر روی فرودپواره گسل میانبرهای رانده به وجود می‌آید (کووارد، ۱۹۹۴؛ کوئینتانا و همکاران، ۲۰۰۶؛ کنستانتینوفسکایا و همکاران، ۲۰۰۷). بر روی بخش غربی فرودپواره گسل حسن‌آباد، یک گسل رانده فرعی با زاویه شیب کم به سمت شمال‌شرقی وجود دارد (گسل خررود) که بالآمدگی بسیار زیادی نشان می‌دهد. در اثر بالآمدگی در دیواره رانده گسل خررود، رسوبات پراکامبرین (روی دیواره رانده گسل خررود) در مجاورت رسوبات سازند قرمز بالایی (برروی فرودپواره گسل) قرار گرفته‌اند (شکل ۱، B). نبود رسوبات سازند قرمز بالایی در حدفاصل این دو

با در نظر گرفتن دگرشیبی بین دو عضو M1 و M2، ساختار گنبد نمکی شوراب که رسوبات M1 را دگرشکل ساخته اما بر رسوبات M2 تأثیری نگذاشته است و جهت جریان دیرینه در M2 که از شمال - شمال‌غربی به سمت جنوب - جنوب‌شرقی است، کاملاً روشن است که کنگلومرای بی‌آب بخشی از سازند قرمز بالایی نبوده و مدت‌ها پس از رسوب‌گذاری آن، نهشته شده است. این ادعا با نتایج سنگ‌شناسی ماسه‌سنگ‌ها و ترکیب کانی‌های رسی در گل‌سنگ‌ها نیز پشتیبانی می‌شود. در واقع تفاوت‌های ترکیب ماسه‌سنگ‌ها و گل‌سنگ‌ها را می‌توان به تغییر منشأ رسوبات از M1 به کنگلومرای بی‌آب، نسبت داد. دگرشیبی مرز M1-M2 ممکن است در زمان میوسن (۵ میلیون سال پیش)، زمانی که گسترش بستر دریای سرخ باعث به وجود آمدن کوهزایی آتیکن در تمام پهناهای ساختاری فلات ایران شد، رخ داده باشد (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱).



نشان می‌دهد کنگلومرای بی‌آب پس از کوهزایی آتیکن، طی پلیوسن رسوب‌گذاری کرده و پس از آن در اثر حرکات پاسادانین (بین ۲ تا ۱/۸ میلیون سال پیش) دچار چین‌خوردگی شده است (شکل ۱۶).



شکل ۱۶. یال شمالی ناودیس در کنگلومرای بی‌آب در طول برش اروان (دید به سمت شرق)

گسل (گسل حسن‌آباد و گسل خررود) قابل توجه است. به نظر می‌رسد گسل خررود، میانبر رانده گسل حسن‌آباد باشد که بالآمدگی در دیواره رانده آن رسوبات کنگلومرای بی‌آب را تأمین کرده است. با وجود اینکه در این ناحیه سن‌سنجی دقیقی صورت نگرفته است، شواهد موجود

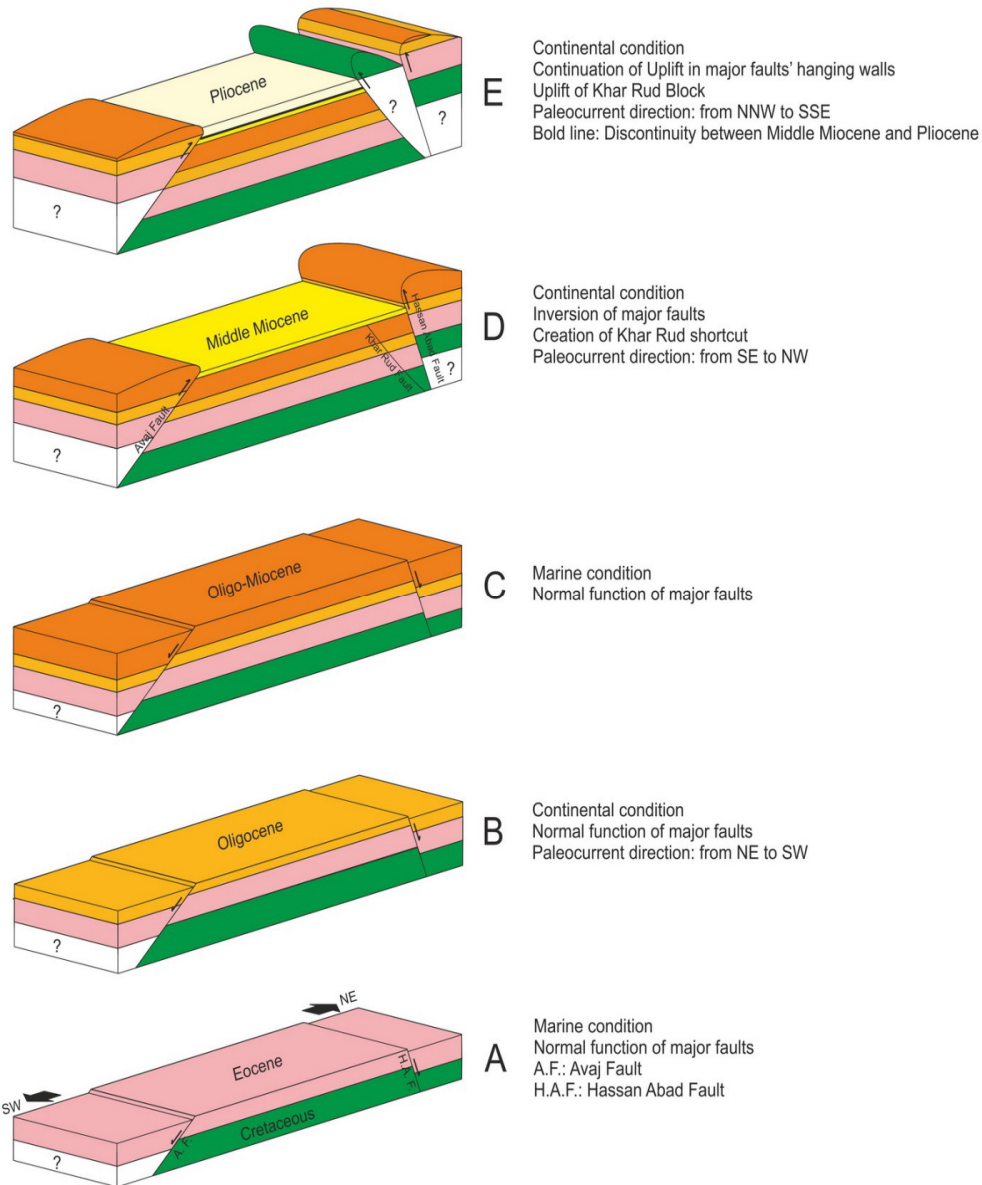
چشمگیری دارد. این ترکیب در برش‌های اروان و ارغای شامل هماتیت، مگنتیت، انستاتیت، کلینوانستاتیت و هورنبلند می‌باشد در حالی که در برش امامزاده قاسم شامل هماتیت، دیوپسید و مقادیر اندکی فروهورنبلند می‌باشد به علاوه با وجود اینکه مرزهای بین واحدهای سنگی از نوع گسله است، توالی رسوبی در این ناحیه بسیار گنگ و پیچیده است به نحوی که طبق نقشه زمین‌شناسی اوج (بلورچی، ۱۹۷۸b) (شکل ۱، B)، از شرق به غرب، توالی رسوبی شامل سنگ‌های ائوسن، سازند قرمز بالایی، قم و دوباره سازند قرمز بالایی است. با نگاه دقیق‌تر به تصاویر ماهواره‌ای در این ناحیه، در برخی از نقاط یک قطع‌شدگی در مسیر لایه‌ها به چشم می‌خورد (شکل ۱۸). با جمع‌بندی شواهد به دست آمده می‌توان نتیجه گرفت که رسوبات رخنمون شرقی به سازند قرمز بالایی تعلق ندارند بلکه مربوط به سازند قرمز پایینی هستند. در این صورت توالی رسوبات از شرق به غرب به ترتیب شامل سنگ‌های ائوسن، سازند قرمز پایینی به سن الیگوسن، سازند قم به سن الیگومیوسن و سازند قرمز بالایی به سن میوسن بالایی خواهد بود. قبلاً اشاره شد که بلورچی (۱۹۷۸a) ضخامت رسوبات واحد M1 را بین ۱۶۵۰ تا ۲۷۵۰ متر محاسبه کرده است اما ضخامت اندازه‌گیری شده در تنها برش کامل این سازند در حدود ۷۳۵ متر

با توجه به شواهد ارائه شده می‌توان نتیجه گرفت که عضو M1 همان سازند قرمز بالایی در منطقه آوج است که پس از حرکات پایانی آلپی (کمتر از ۲۰ میلیون سال پیش) رسوب‌گذاری کرده است و در اثر کوهزایی آتیکن (۵ میلیون سال پیش) دچار دگرشکلی شده است. کنگلومرای بی‌آب بخشی از سازند قرمز بالایی نبوده و خود یک واحد سنگ‌چینه‌نگاری مجزا به حساب می‌آید که طی پلیوسن رسوب‌گذاری کرده و در اثر حرکات پاسادانین (بین ۲ تا ۱/۸ میلیون سال پیش) دچار دگرشکلی شده است. شکل ۱۷ مدل شماتیکی از تحولات تکتونیکی و رسوب‌گذاری منطقه آوج در دوران سنوزوئیک می‌باشد.

در میان برش‌های منسوب به M1، در برش امامزاده قاسم، یک ناهنجاری سنگ‌شناسی و جهت جریان به چشم می‌خورد. رنگ این رسوبات بسیار تیره‌تر از رسوبات M1 در سایر برش‌ها (اروان، ارغای و منصور) است که این تفاوت به خوبی در تصاویر ماهواره‌ای دیده می‌شود (شکل ۱۸). جهت جریان دیرینه در برش امامزاده قاسم بر خلاف سایر برش‌ها (از جنوب‌شرقی به سمت شمال‌غربی)، از شمال‌شرقی به سمت جنوب‌غربی است. از نظر طبقه‌بندی ماسه‌سنگ‌ها نیز بر خلاف سایر برش‌ها، رسوبات این برش در دسته فیلازنایت‌ها جای می‌گیرد. هم‌چنین ترکیب کانی‌های سنگین در این رسوبات با سایر برش‌ها تفاوت

ضخامت واقعی این سازند از حدود ۳۹۰۰ متر در مطالعه قبلی به ۷۳۵ متر کاهش می‌یابد. اصلاحات نقشه زمین‌شناسی آوج بر اساس یافته‌های این پژوهش در شکل ۱۹ آمده است.

این تفاوت ممکن است به خاطر این باشد که وی رخنمون شرقی (برش‌های هلدنر، امامزاده قاسم و میلاق) را جزئی از سازند قرمز بالایی در نظر گرفته است. با حذف رخنمون شرقی و کنگلومرای بی‌آب از سازند قرمز بالایی،



شکل ۱۷. مدل شوماتیک تحولات تکتونیکی و رسوب‌گذاری منطقه آوج در دوران سنوزوئیک

و کنگلومرای بی‌آب) به یک واحد چینه‌شناسی تعلق ندارند که از جمله شواهد این ادعا می‌توان به موارد زیر اشاره نمود: (۱) تغییرات جهت جریان دیرینه (از جنوب شرقی به سمت شمال‌غربی در عضو پایینی به شمال-شمال‌غربی به سمت جنوب-جنوب شرقی در عضو بالایی)، (۲) دگرشیبی مشاهده شده و اندازه‌گیری شده در

#### ۶- نتیجه‌گیری

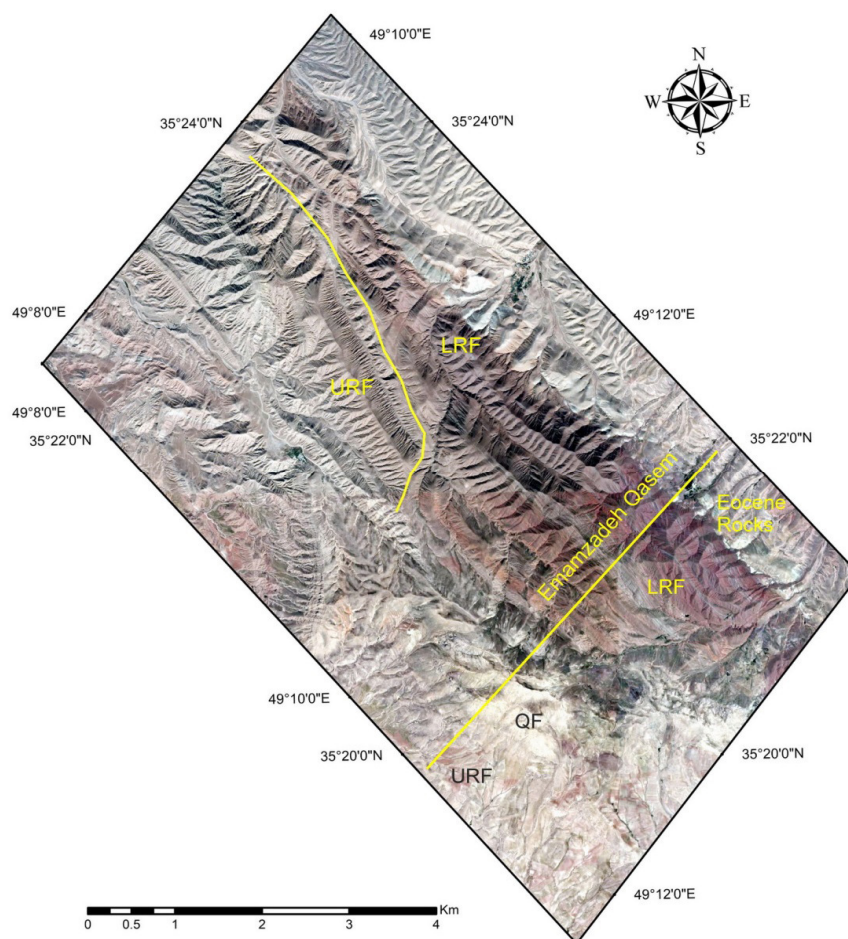
به منظور بازنگری سازند قرمز بالایی در منطقه آوج، این رسوبات از نظر رسوب‌شناسی، تکتونیک و جایگاه چینه‌شناسی مورد بررسی قرار گرفته‌اند. بر اساس نتایج به دست آمده از این پژوهش، دو عضو از پیش شناخته شده سازند قرمز بالایی در این منطقه (لایه‌های قرمز آوج

می‌رسد کنگلومرای بی‌آب طی پلیوسن رسوب‌گذاری کرده و در اثر حرکات پاسادانین (بین ۲ تا ۱/۸ میلیون سال پیش) دچار دگرشکلی شده‌اند. بنابراین کنگلومرای بی‌آب بخشی از سازند قرمز بالایی نبوده و خود یک واحد سنگ‌چینه‌نگاری مجزا به حساب می‌آید.

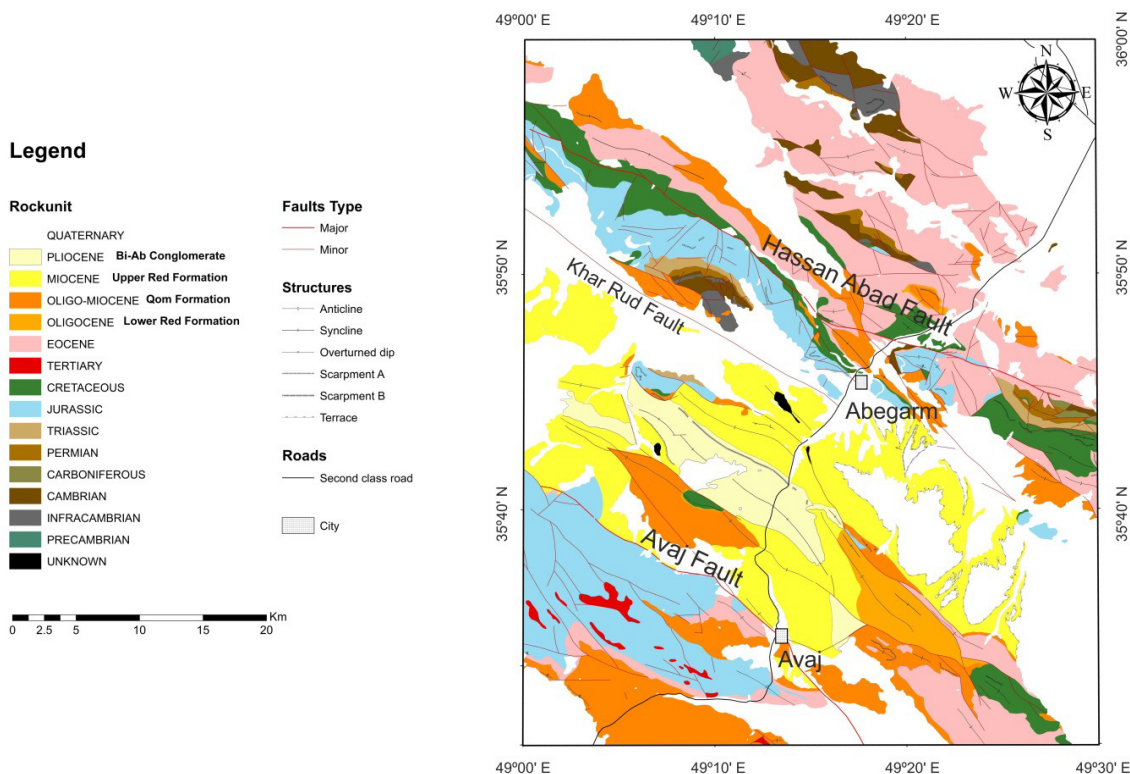
ترکیب کانی‌شناسی، مشخصات سنگ‌شناسی، جهت جریان دیرینه و جایگاه چینه‌شناسی رسوبات برش امامزاده قاسم بیانگر آن است که این رسوبات به سازند قرمز پایینی تعلق دارند. تعیین سن دقیق این رسوبات نیازمند مطالعات بیش‌تر است. با حذف رخنمون شرقی (رسوبات برش امامزاده قاسم) و کنگلومرای بی‌آب از سازند قرمز بالایی ضخامت واقعی این سازند از حدود ۳۹۰۰ متر در مطالعه قبلی به ۷۳۵ متر کاهش می‌یابد.

مرز بین M1 و M2، (۳) دگرشکلی ایجاد شده توسط حرکت گنبد نمکی شوراب و (۴) تفاوت‌های سنگ‌شناسی (در ماسه‌سنگ‌ها و گل‌سنگ‌ها) بین دو عضو یادشده.

بر اساس شواهد تکتونیکی، حرکات پایانی کوهزایی آلپی (کمتر از ۲۰ میلیون سال پیش) باعث معکوس‌شدگی گسل آوج و رسوب‌گذاری سازند قرمز بالایی شده است. به نظر می‌رسد دگرشیبی موجود در مرز M1 و M2 در اثر کوهزایی آتیکان (۵ میلیون سال پیش) به وجود آمده باشد. با توجه به (۱) جهت جریان دیرینه، (۲) ویژگی‌های فعالیت مجدد گسل حسن‌آباد و (۳) نبود رسوبات سازند قرمز بالایی در محدوده گسل حسن‌آباد و گسل خررود، به نظر می‌رسد فعالیت مجدد گسل حسن‌آباد طی کوهزایی آتیکان منجر به تشکیل گسل میانبر خررود و تأمین رسوبات کنگلومرای بی‌آب شده باشد. به این ترتیب به نظر



شکل ۱۸ تصویر ماهواره‌ای از برش امامزاده قاسم. قطع‌شدگی مسیر لایه‌ها با خط زرد نشان داده شده است.



شکل ۱۹. نقشه زمین‌شناسی منطقه آوج، اصلاح شده بر اساس یافته‌های این پژوهش.

قمریان، س (۱۳۹۴) تحلیل مورفوتکتونیک و نفوتکتونیک منطقه آوج- آبگرم (جنوب‌غرب قزوین). پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد. دانشگاه بوعلی سینا همدان.

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94: 409–419.

Allen, M. B., Armstrong, H. A (2008) Arabia–Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 265: 52–58.

Berberian, M., King, G.C.P (1981) Towards a paleogeographic and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 18: 210-265.

Berberian, M., Soheili, M (1973) Structural history of central Lut; consolidation of the supposed Lut Block during the Early Kimmerian orogeny—a preliminary field note. Geological Survey of Iran, internal report.

Bolourchi, M. H (1978a) Etude geologique de la region d'Avaj (NW de Iran), stratigraphie et tectonique. Ph.D. thesis, Geological Survey of Iran.

Bolourchi, M. H (1978b) Geological map of Iran, 1/100000 series, No. 5861, Avaj. Geological Survey of Iran, Tehran.

## تشکر و قدردانی

نویسندگان از دانشگاه بوعلی سینا به دلیل حمایت مالی کمال تشکر را دارند. همچنین از جناب آقای دکتر رضا علیپور (گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا) به دلیل هم‌اندیشی سازنده ایشان در بررسی‌های تکتونیکی سپاسگزاریم. در نهایت، از داوران محترم به دلیل قبول زحمت داوری این مقاله و ارائه پیشنهادات ارزشمند صمیمانه سپاسگزاریم.

## منابع

- آقاباتی، ع (۱۳۸۵) زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، ۵۹۲ ص.
- خسروتهرانی، خ (۱۳۸۴) زمین‌شناسی ایران، جلد دوم. انتشارات کلیدر، ۴۵۶ ص.
- خسروتهرانی، خ (۱۳۸۶) چینه‌شناسی ایران. انتشارات دانشگاه تهران، ۵۸۲ ص.
- درویش‌زاده، ع (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران. انتشارات امیرکبیر، ۴۳۴ ص.

- fault reactivation in inverted rift basins: Insights from physical modeling. *Tectonophysics*, 441: 1–26.
- Loftus, W (1854) On the geology of the portions of the Turko-Persian frontier and of the districts adjoining. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 10: 464-469.
- McManus, J (1988) Grain size determination and interpretation. In: Tucker, M., (Ed), *Techniques in Sedimentology*. Blackwell, 63-85.
- Moinabadi, M. E., Yassaghi, A (2007) Geometry and kinematics of the Mosha fault, south Central Alborz Range, Iran: An example of basement-involved thrusting. *Journal of Asian Earth Science*, 29: 928–938.
- Moore D. M., Reynolds, R. C (1997) *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press, New York.
- Nogole-Sadate, M. A. A (1985) Les zones de décrochments et les vibrations structural en Iran, consequences des resultants de l'analyse structural de la region de Qom, (Persian translate). Geological Survey of Iran, Report No. 55.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., Siever, R (1987) *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, Germany.
- Quintana, L., Alonso, J. L., Pulgar, J. A., Rodriguez-Fernandez, L. R (2006) Transpressional inversion in an extensional transfer zone (the Saltacaballos fault, northern Spain). *Journal of Structural Geology*, 28: 2038–2048.
- Rafiei, B., Ahmadi-Ghomi, F., Shahkaram, M (2010) Depositional environments and sequence stratigraphy of the fluvial Upper Red Formation (Miocene) in the Avaj area, Qazvin Province, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen*, 259: 257-270.
- Rieben, H (1935) Contribution à la géologie de l'Azerbeidjan person. Thesis, Neuchâtel: Imprimerie central.
- Stahl. A. F (1911) *Persien. Handbuch der regionalen Geologie* 5, Pt 6.
- Stocklin, J (1968) Structural history and tectonic of Iran; a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52: 1229-1258.
- Tietze, E (1875) Ein Ausflug nach dem Siahkuh (Schwarzerberg) in Persien. *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Wien*, 18: 257-267.
- Williams, G. D., Powell, C. M., Cooper, M. A (1989) Geometry and kinematics of inversion Tectonics. In: Cooper, M. A., Williams, G. D. (Eds.), *Inversion Tectonics*. Geological Society Special Publication, 44: 3–15.
- Yassaghi, A., Madanipour, S (2008) Influence of a transverse basement fault on along-strike variations in the geometry of an inverted normal fault: Case study of the Mosha Fault, Central Brookfield, M. E (1977) The emplacement of giant ophiolite nappes: I. Mesozoic-Cenozoic examples. *Tectonophysics*, 37: 247-303.
- Carver, R. E (1971) *Procedures in sedimentary petrology*. John Wiley & Sons.
- Chamley, H (1989) *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag.
- Coward, M (1994) Inversion tectonics. In: Hancock, P.L., (Ed.), *Continental Deformation*. Pergamon Press, 289-304.
- Dickinson, W. R (1985) Interpreting provenances relations from detrital models of sandstone. In: Zuffa, G. (Ed.), *Provenances of Arenites*, 148. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 333-361.
- Farhoudi, G (1978) A comparison of Zagros geology to island arcs. *Journal of Geology*, 86: 323-334.
- Folk, R. L (1974) *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Co., Austin.
- Folk, R. L., Andrews, P. B., Lewis, D. W (1970) Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 13: 937-68.
- Fritz W. J., Moore, J. N (1988) *Basics of physical Stratigraphy and sedimentology*. Willey.
- Furon, R (1941) Géologie du plateau iranien (Perse, Afghanistan, Belouchistan). *Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle*, 7: 177-411.
- Furrer. M. A., Soder, P. A (1955) The Oligo-Miocene marine formation in the Qom region (Central Iran). 4<sup>th</sup> World Petroleum Congress, Rome, 267-277.
- Gansser, A (1955) New aspects of the geology in Central Iran. 4<sup>th</sup> World Petroleum Congress, Rome, 6-15.
- Gheitanchi, M. R (2004) The June 22<sup>nd</sup> 2002 Changoureh-Avaj earthquake in Qazvin province, north central Iran. *Journal of Earth and Space Physics*, 30 (1): 23-30.
- Hamzehloo, H (2005) Strong ground motion modelling of causative fault for the 2002 Avaj earthquake, Iran. *Tectonophysics*, 409: 159–174.
- Ingersoll, R. I., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Picle, J. D., Sares, S. W (1984) The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 103-116.
- Jung, D., Kursten, M., Tarakian, M (1976) Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate. In: Pilger A., Rosler. A., (Eds.), *Afar between continental and oceanic rifting (V.II)*. Schweizerbatsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 175-181.
- Konstantinovskaya, E. A., Harissa, L. B., Poulina, J., Ivanova, G. M (2007) Transfer zones and

Alborz Range, Iran. *Journal of Structural Geology*, 30: 1507–1519.  
Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M. R., Sabouri, J (2006) Inversion tectonics in central Alborz, Iran. *Journal of Structural Geology*, 28: 2023–2037.