

## ساختار پهنه برخوردی کوهزاد زاگرس در شمال باختر ایران

رامین الیاس‌زاده<sup>۱</sup>، محمد محجل<sup>۲\*</sup> و مسعود بیرالوند<sup>۳</sup>

۱. کارشناس ارشد تکتونیک، گروه تکتونیک، دانشگاه تربیت مدرس

۲. دانشیار گروه تکتونیک، دانشگاه تربیت مدرس

۳. کارشناس ارشد تکتونیک، گروه تکتونیک، دانشگاه تربیت مدرس

تاریخ دریافت: ۸۸/۱۰/۳۰

تاریخ پذیرش: ۸۹/۳/۱۰

### چکیده

برش‌های ساختاری در پهنه برخوردی بین صفحه عربستان و صفحه ایران در شمال باختر ایران شواهد دو زمان برخورد را در طول بسته شدن اقیانوس تتیس جوان به خوبی آشکار می‌سازند. ساختارهای به وجود آمده با برخورد اول در کرتاسه پسین، با فرارانش مجموعه پوسته اقیانوسی بر روی لبه قاره‌ای آرام (صفحه عربستان) و چین خوردن مجموعه رسوبی در زیر پهنه‌های بیستون، رادیولاریتی و زاگرس بلند همراه است و گسل پیشانی زیرپهنه زاگرس بلند، نهایت پیشرفت تاثیر برخورد در دگرشکلی نهشته‌های موجود در لبه آرام قاره‌ای (صفحه عربستان) بوده است. ساختار این رویداد زمین ساختی در هرکدام از زیرپهنه‌های بیستون، رادیولاریتی و زاگرس بلند متفاوت است. این بررسی مشخص ساخت که پس از حادثه فرارانش پوسته اقیانوسی بر روی لبه آرام قاره‌ای زاگرس، مجموعه فرارنده، بصورت دگرشیب با نهشته‌های الیگوسن-میوسن پوشانده شده و در برخورد نهایی (میوسن پسین) با رانده شدن بخش‌های داخلی کوهزاد به سمت پیش‌بوم، دگرشکلی در پهنه برخوردی پیشین با دوباره فعال شدن گسل‌های اصلی راندگی و انتقال دگرشکلی به مجموعه رسوبات حوضه پیش بوم زاگرس (کمر بند چین خورده - رانده) همراه می‌شود.

واژه‌های کلیدی: ساختار، پهنه برخوردی، کوهزاد زاگرس، شمال باختر ایران

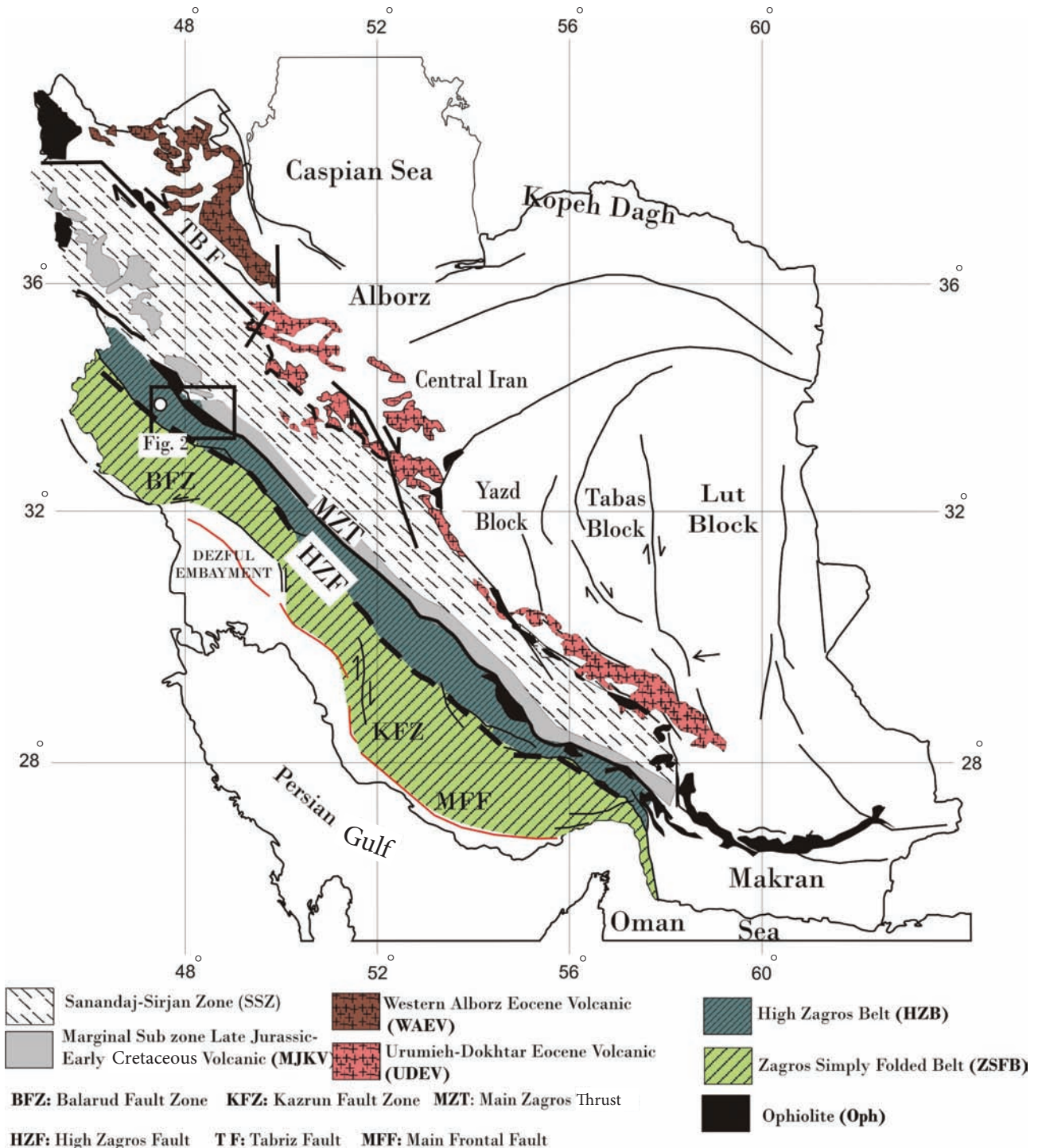
### مقدمه

پذیرفته‌اند، بلکه آن را مربوط به برخورد جزایر کمانی با زاگرس (لبه آرام قاره عربستان) دانسته و برخورد نهایی دو قاره ایران و عربستان را به زمان میوسن پسین نسبت داده‌اند (به عنوان مثال: Mohajjel et al., 2003; Agard et al., 2005; Ghasemi and Talbot, 2005). کوهزاد زاگرس از شمال باختر تا جنوب خاور ایران امتداد دارد و از چندین پهنه موازی هم در این راستا تشکیل یافته که از شمال خاور شامل: (۱) کمان آتشفشانی ارومیه - دختر، (۲) پهنه سنندج - سیرجان و (۳) پهنه زاگرس چین خورده - رانده است (شکل ۱).

هدف از این مطالعه، معرفی ویژگی‌های ساختاری در منطقه برخورد بین دو پهنه زاگرس و سنندج سیرجان در شمال باختر

فرورانش سنگ کره اقیانوسی تتیس جوان به زیر صفحه ایران، باعث تشکیل لبه ناآرام قاره‌ای در ایران (پهنه سنندج - سیرجان) و همگرایی قاره‌ای بعدی، با برخورد صفحه عربستان باعث تکمیل کوهزاد زاگرس شده است (Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003; Agard et al., 2005; Ghasemi and Talbot, 2005). دو قاره ایران و عربی مورد بحث بسیاری از زمین‌شناسان تتیس بوده است. عده‌ای زمان برخورد را در کرتاسه پسین دانسته و ساختارهای موجود در پهنه برخوردی را با آن تفسیر کرده‌اند (به عنوان مثال: Alavi, 1980, 1994; Braud, 1987). ولی گروه دیگر، نه تنها برخورد کرتاسه پسین را با شواهد متقن آن

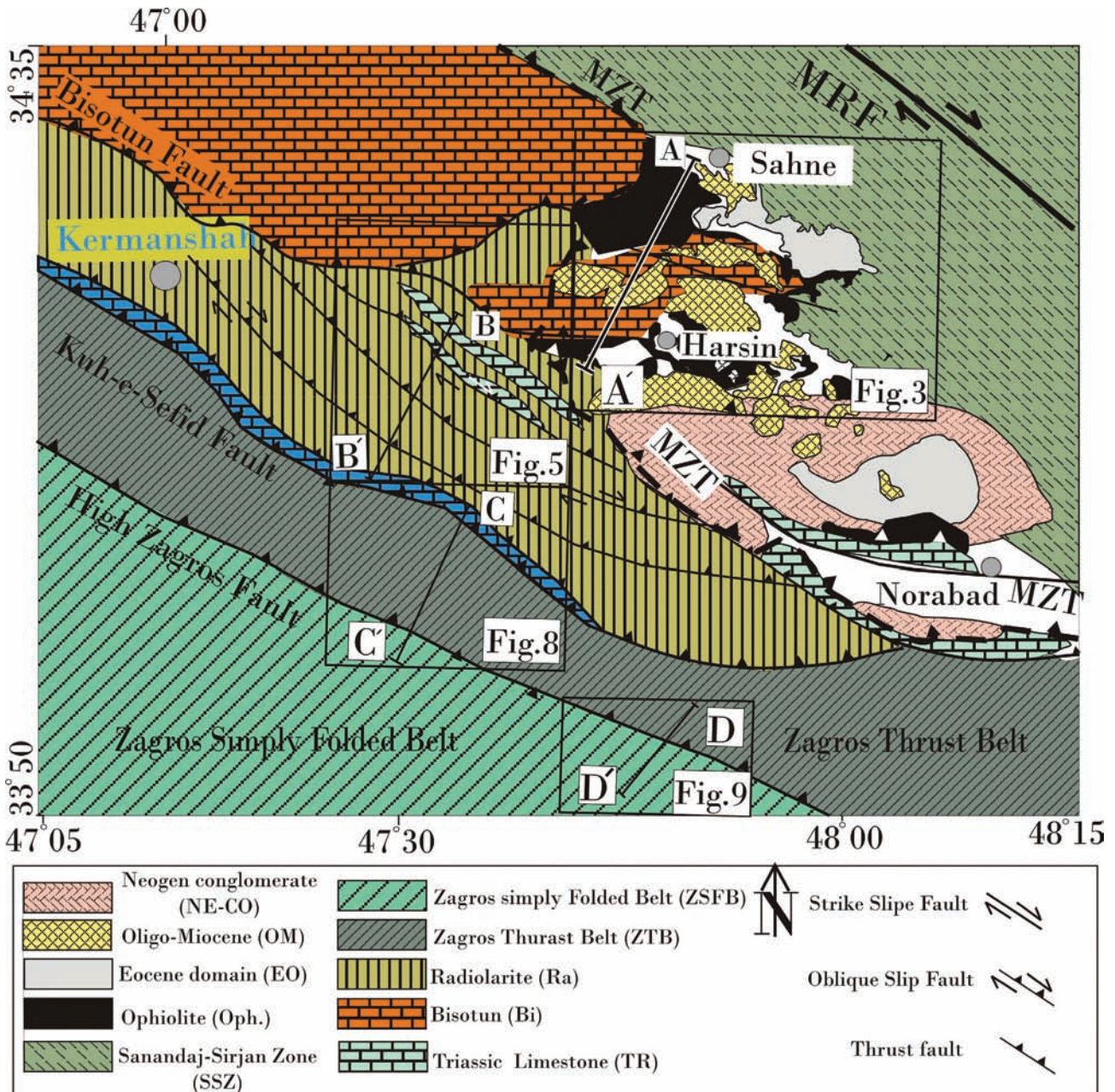
\* نویسنده مرتبط Mohajjel@modares.ac.ir



شکل ۱- نقشه ساده شده زمین‌شناسی ایران که در آن ساختارهای اصلی و پهنه‌های زمین‌ساختی اصلی نشان داده شده است (Berberian and King, 1981; Alavi, 1991; Mohajjel et al., 2003; Ghasemi and Talbot, 2005; Azizi and Moinevaziri, 2009). کمربند چین‌خورده زاگرس (ZSFB)، کمربند زاگرس رانده (ZTB)، پهنه سنندج سیرجان (SSZ)، آتشفشان‌های اتوسن ارومیه - دختر (UREV) و آتشفشان‌های ژوراسیک پسین - کرتاسه پیشین زیرپهنه حاشیه‌ای (MJKV) نشان داده شده است. افیولیت‌ها به رنگ سیاه در امتداد MZT، و در بخش‌های دیگر نشان داده شده‌اند.

زیرپهنه حاشیه‌ای، افیولیتی، بیستون و رادیولاریتی (Mohajjel et al., 2003) قرار می‌گیرند معرفی می‌شوند (شکل ۲). برش ساختاری AA'، برای بررسی ساختارهای موجود در زیرپهنه‌های بیستون و افیولیتی، برش ساختاری BB' برای معرفی ساختارهای موجود در زیرپهنه رادیولاریتی، برش ساختاری CC' برای بررسی

ایران و نشان دادن شواهد ساختاری برای دو زمان برخورد است که با رسم برش‌های ساختاری از پهنه سنندج سیرجان تا زاگرس چین‌خورده - رانده، مورد بررسی قرار گرفته است. در این بررسی، ساختارهای پهنه برخوردی بین سنندج سیرجان و زاگرس در قالب چهار برش ساختاری که در محدوده چهار



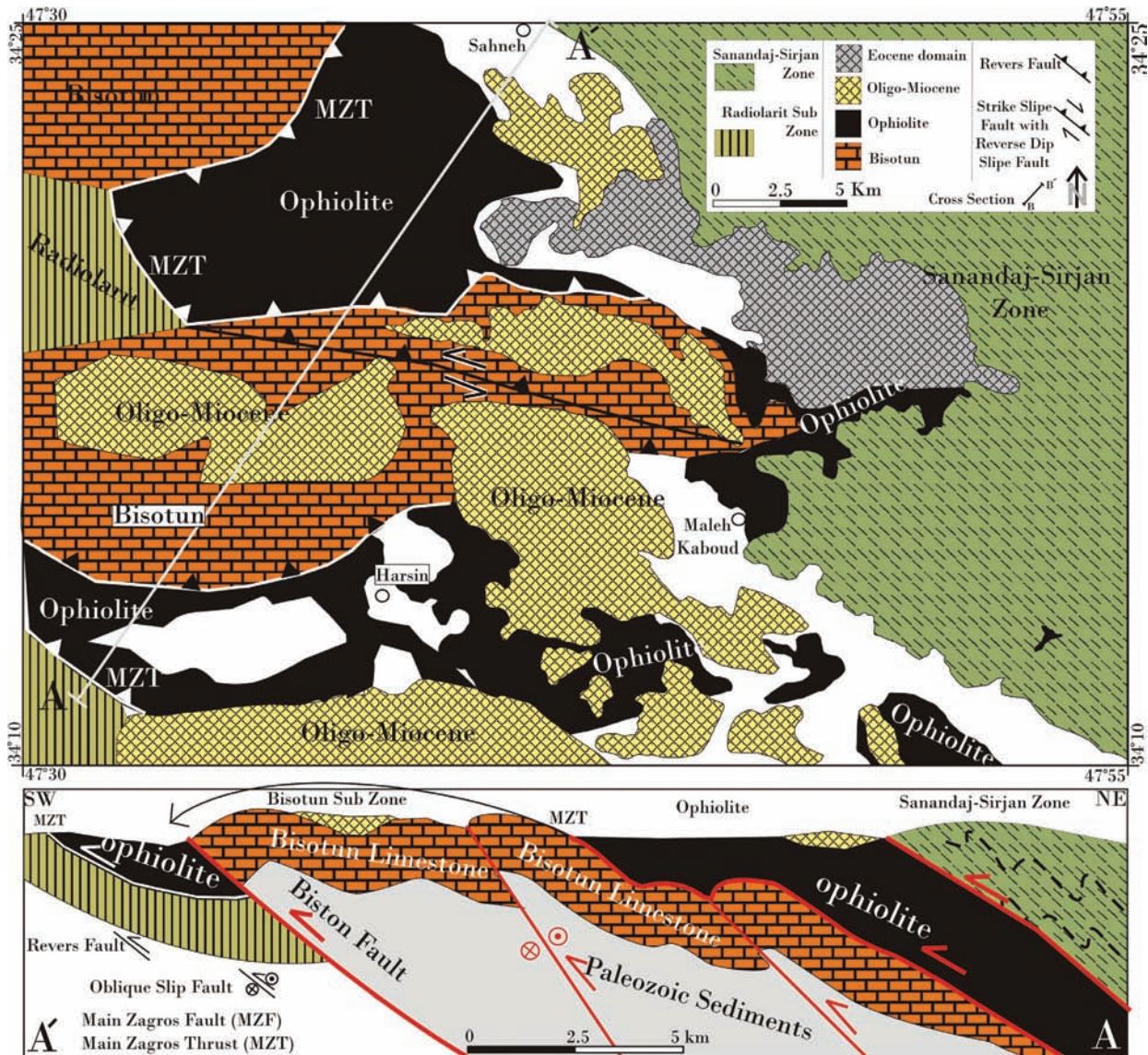
شکل ۲- نقشه ساده شده زمین شناسی مناطق کرمانشاه - همدان - خرم آباد - ملایر (برگرفته از نقشه های با مقیاس: ۱/۲۵۰۰۰۰ کرمانشاه، همدان، خرم آباد و ملایر). موقعیت کمر بند ساده چین خورده زاگرس (ZSFB)، کمر بند رانده زاگرس (ZTB)، زیرپهنه رادیولاریتی (Ra)، زیرپهنه بیستون (Bi) و زیرپهنه افیولیتی (Oph) و پهنه سندج سیرجان (SSZ) نشان داده شده است. در این شکل، همچنین موقعیت شکل های ۳، ۵، ۸ و ۹ و همچنین برش های ساختاری AA', BB' و CC' و DD' نشان داده شده اند.

۱۳۷۸). زیر پهنه حاشیه ای در بخش جنوب باختر پهنه سندج سیرجان و در امتداد زمین درز زاگرس، گسترده شده است (Mohajjel et al., 2003). در زیرپهنه حاشیه ای، سنگ های آتشفشانی به سن ژوراسیک پسین - کرتاسه پیشین وجود دارند که در بخش شمال خاور گسل راندگی اصلی زاگرس و در امتداد آن در بخش های مختلف بروزند یافته اند (شکل ۱). ارتباط خاستگاه این سنگ های آتشفشانی با فرورانش در بخش هایی از آن مورد تایید قرار گرفته است. (به عنوان مثال، Azizi and Moeinvaziri, 2009).

ساختارهای زاگرس رورانده و برش ساختاری DD' برای نشان دادن نحوه چین خوردگی در بخشی از زاگرس چین خورده ترسیم شده اند. هندسه چین ها و سازوکار گسل های راندگی معرفی و شواهد سنگ چینه ای و ساختاری مورد بحث و تحلیل قرار گرفته اند.

### پهنه برخوردی زاگرس

پهنه برخوردی زاگرس، زیرپهنه های مختلف را در پهنه سندج سیرجان و زاگرس شامل می شود. هر زیر پهنه ویژگی های سنگ چینه ای و ساختاری متفاوت دارند (محجل و سهندی،



شکل ۳- محدوده زیرپهنه‌های افیولیتی و بیستون که در آن موقعیت برش ساختاری AA' نشان داده شده است. گسل‌های بیستون و گسل رانده زاگرس (MZF) بر روی آنها مشخص گردیده است.

و سنگ آهک‌های موجود در سازندهای زاگرس جدا بوده است (Kazmin et al., 1986). سن این سنگ آهک‌ها تریاس پسین تا کرتاسه پسین (سنومانین) است (کریمی باوندپور، ۱۳۷۸). رادیولاریت‌های کرمانشاه در برونزدی با پهنای متفاوت ۴۰-۱۰ کیلومتر و درازای ۲۵۰ کیلومتر، از جنوب باختر بروجرد شروع و تا مرز ایران و ترکیه ادامه می‌یابد. رادیولاریت‌ها در لبه شمالی صفحه عربستان از جنوب خاور (حواسینا در عمان) تا شمال (آنتالیا در جنوب ترکیه) و شمال باختر (قبرس و بخشی از ایتالیا) به نام حوضه رادیولاریتی بر روی لبه شمالی صفحه عربستان معرفی شده‌اند (Kazmin et al., 1986). در این منطقه، رادیولاریت‌ها سن مختلف از تریاس تا کرتاسه پسین را نشان می‌دهند. در موقعیت کنونی، رادیولاریت‌های کرمانشاه در بین دو زیرپهنه بیستون در شمال و زاگرس بلند در جنوب قرار دارند (شکل ۵).

زیرپهنه افیولیتی در بخش جنوب باختری زیرپهنه حاشیه‌ای قرار دارد و از لحاظ ترکیب و تاریخ تکامل ساختاری به افیولیت‌های کوه‌های عمان شبیه است (Stocklin, 1974). اکثر زمین شناسان جایگیری این افیولیت‌ها را نتیجه برخورد صفحه عربستان با ایران در زمان کرتاسه پسین می‌دانند (Stocklin, 1974; Alavi, 1980, 1994; Berberian and King, 1981). سنگ‌های افیولیتی کرمانشاه در هر دو محیط جزایر درون اقیانوسی و محیط‌های جزایر کمانی تشکیل شده‌اند (Ghazi and Hassanipak, 1999). این افیولیت‌ها بر روی سنگ‌های آهکی بیستون به سن تریاس پیشین-کرتاسه پسین (کریمی باوندپور، ۱۳۷۸) در زمان مایستریشین (Lippard et al., 1986) رانده شده است (شکل ۳ برش ساختاری AA').

در زیرپهنه بیستون، سنگ آهک‌های بیستون ضخامت زیادی دارند. رخساره متفاوت و ضخامت زیاد آن نشان می‌دهد که این آهک‌ها در یک محیط متفاوت تشکیل شده و از رادیولاریت‌ها

عبارتند از گسل بیستون، گسل‌های F1 تا F10 و گسل کوه سفید که پهنه برشی گسترده‌ای دارد (بیرالوند، ۱۳۸۷). مرز گسل کوه سفید با رادیولاریت‌ها (گسل FA1) به حالت چین‌خورده دیده می‌شود، و مرز این گسل با سازندهای موجود در زاگرس، گسل رانده (گسل FA2) است. گسل کوه سفید نیز همچون گسل بیستون در نقشه مغناطیس‌هوایی منطقه مشاهده می‌شود و این امر پی‌سنجی و عمیق‌بودن این گسل‌ها را تأیید می‌کند (Yousefi and Friedberg, 1978). شیب گسل کوه سفید با استفاده از ساختارهای برشی که از پهنه‌های برشی این گسل برداشت شده است، حدود ۳۰ درجه به سمت شمال‌خاور است (الیاس‌زاده، ۱۳۸۷). در پهنه برشی گسل کوه سفید، سنگ‌آهک‌های نازک لایه به سن ژوراسیک (کریمی باوندپور، ۱۳۷۸) دیده می‌شوند که حاوی رادیولاریت هستند. این سنگ‌آهک‌ها توسط گسل‌های مختلف بالا آورده شده‌اند و در این بخش، منطقه وسیعی را تشکیل می‌دهند. به طوری که از حدود ۱ کیلومتر پهنه خرد شده گسل کوه سفید، نزدیک نصف آن را این سنگ‌آهک‌ها تشکیل داده‌اند (شکل ۶).

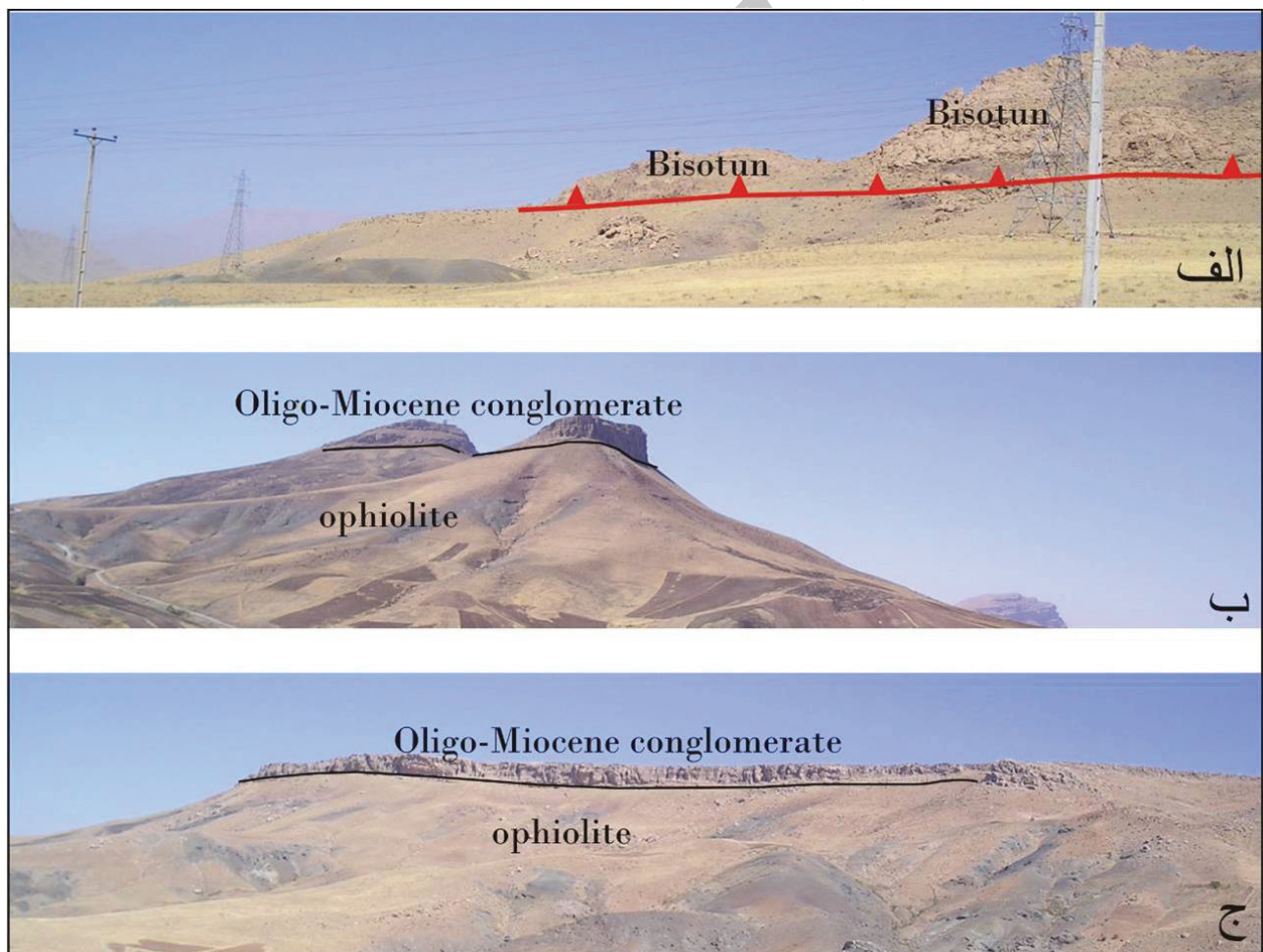
تعداد گسل‌های راندگی در این بخش بیشتر است (راندگی‌های

### ساختار در پهنه برخوردی زاگرس برش ساختاری AA'

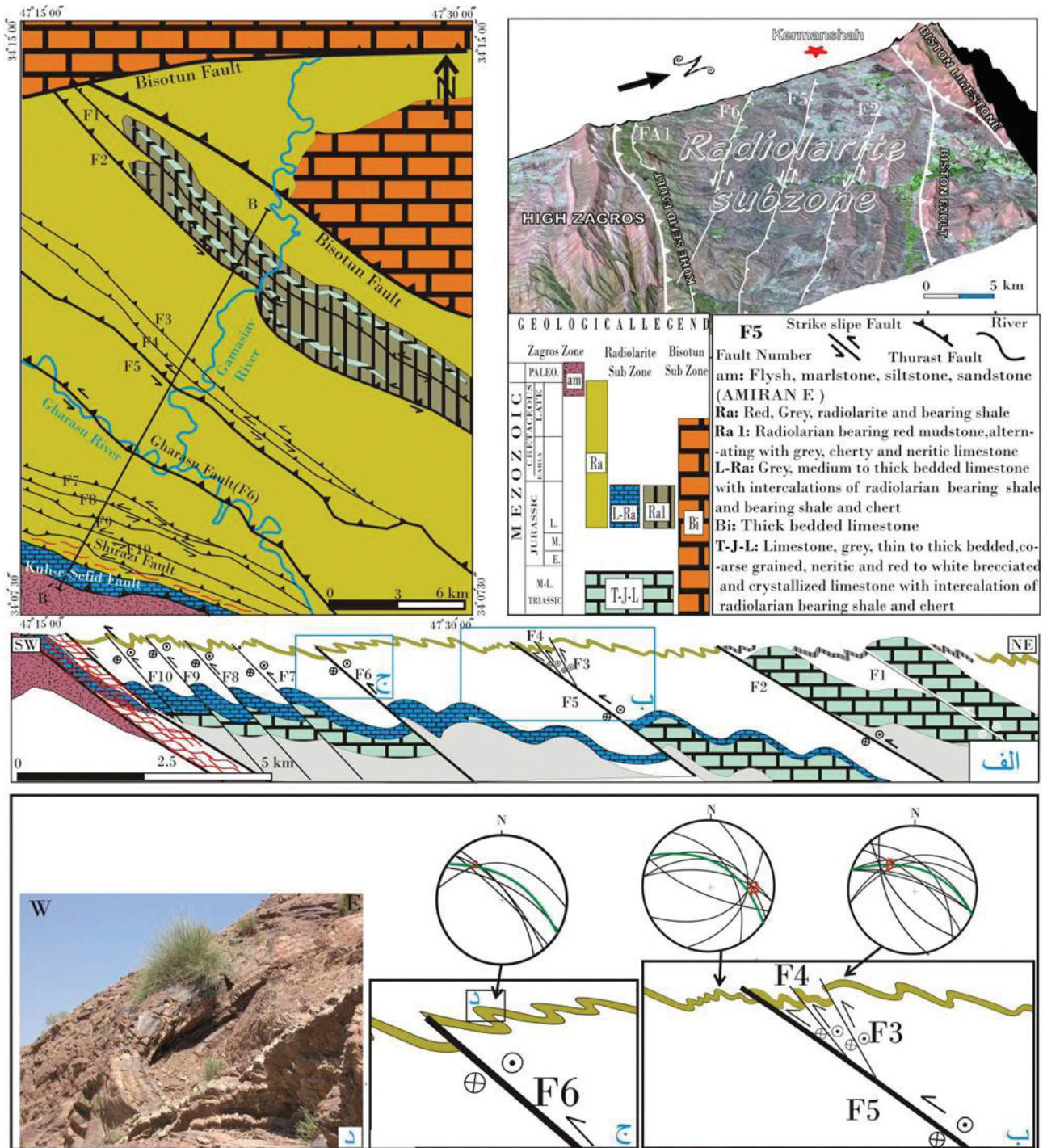
این برش، بخش شمال‌خاوری پهنه برخوردی را شامل می‌شود (شکل ۲) و فاصله حدود ۳۰ کیلومتری از شهر صحنه تا جنوب باختر شهر هرسین را دربر می‌گیرد (شکل ۳). زیرپهنه‌های افیولیتی و بیستون در این برش قرار می‌گیرند. افیولیت‌ها بر اثر فرارانش روی لبه آرام قاره‌ای بر روی زیرپهنه‌های بیستون و رادیولاریتی قرار گرفته و تنش برخورد باعث چین‌دادن نهشته‌های حوضه بیستون و رانده شدن آنها با گسل بیستون بر روی حوضه رادیولاریتی شده است. نهشته‌های با سن الیگوسن - میوسن بر روی افیولیت‌ها و کربنات‌های بیستون به صورت برجانه‌ها نهشته شده‌اند (شکل ۴).

### برش ساختاری BB'

این برش، رادیولاریت‌ها را شامل می‌شود که توسط گسل کوه سفید بر روی سازندهای زاگرس بلند، با سن کرتاسه پسین رانده شده‌اند (شکل ۵). در زیرپهنه رادیولاریتی گسل‌های مختلفی شناسایی شده‌اند که به ترتیب از شمال‌خاور به جنوب باختر



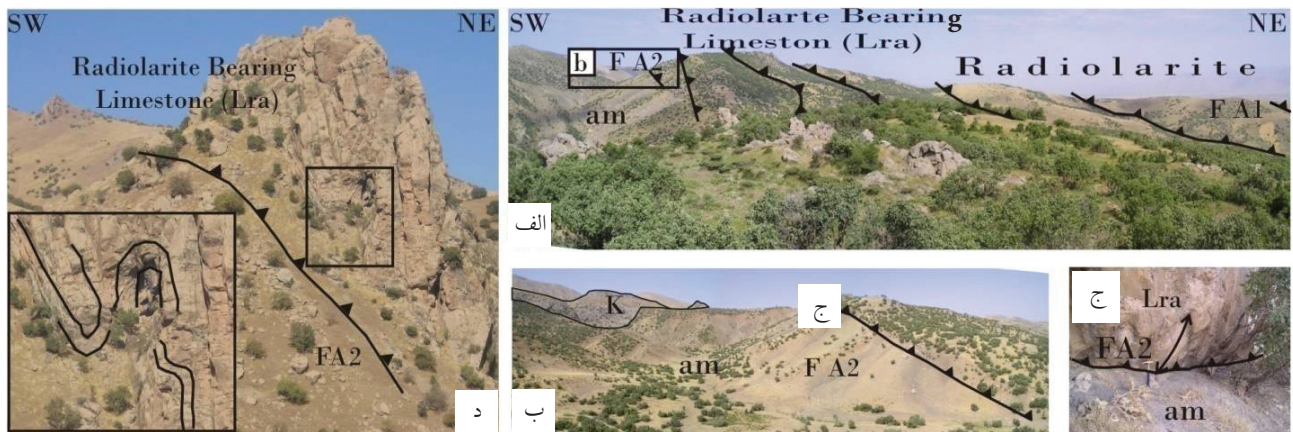
شکل ۴- الف- کربنات‌های مجموعه بیستون بر روی نهشته‌های افیولیتی رانده شده‌اند (جاده کرمانشاه به هرسین). ب و ج- نهشته‌های رسوبی- تخریبی با سن الیگوسن - میوسن بر روی افیولیت‌ها قرار گرفته‌اند (جاده هرسین به نورآباد).



شکل ۵- در شکل الف، زیرپهنه رادیولاریتی و برش ساختاری BB' مشاهده می‌شود. بر روی این برش ساختاری، گسل‌های F1 تا F10 و همچنین پهنه خردشده گسل سفید نشان داده شده‌اند. تصاویر ب، ج، و د استریوگرام چین‌ها را در فرادایواره و فرودیواره گسل‌های F5، F3 و F6 را نشان می‌دهند.

تمایل دارند. میل محور چین‌ها در این منطقه، تغییرات زیادی نشان می‌دهد، ولی چین‌های با میل محور زیاد دیده نمی‌شود و بیشتر محور چین‌ها، نزدیک به حالت افقی یا دارای میل ملایم هستند. شیب سطح محوری نیز در این چین‌ها متغیر است و بیشتر شیب متوسط و زیادی دارند. مقدار شیب لایه‌بندی در بیشتر منطقه به سمت شمال خاور است. گسل‌های F5 و F6 پهنای برشی وسیع‌تری دارند و احتمالاً از عمق بیشتر منشأ گرفته‌اند.

که این گسل‌ها علاوه بر شیب لغز بودن، مولفه امتدادلغز نیز نشان می‌دهند و این جابجایی‌های امتداد لغز، احتمالاً پس از رانده شدن و چین خوردگی اتفاق افتاده است. به این صورت که ابتدا رانندگی و چین خوردگی صورت گرفته و سپس رانندگی‌های دارای مولفه امتدادلغز باعث چرخش محور چین‌های قبلی شده است به گونه‌ای که در فرادایواره این گسل‌ها، چین‌ها دارای تمایل به سمت جنوب باختر هستند و در فرودیواره نیز به سمت شمال خاور



شکل ۶- الف) - نمایی از پهنه خردشده گسل کوه سفید (FA1) تا (FA2) مشاهده می‌شود. در این تصویر مرز رادیولاریت‌ها و سنگ‌آهک‌های رادیولاریت‌دار ژوراسیک نیز مشخص گردیده‌است. ب) - گسل FA2 که سنگ‌آهک‌های ژوراسیک را بر روی سازند امیران رانده است. ج) - خشلغز موجود در سنگ‌آهک‌های ژوراسیک که در پهنه گسلی FA2 قرار گرفته‌اند. د) - لایه‌بندی در سنگ‌آهک‌های ژوراسیک.

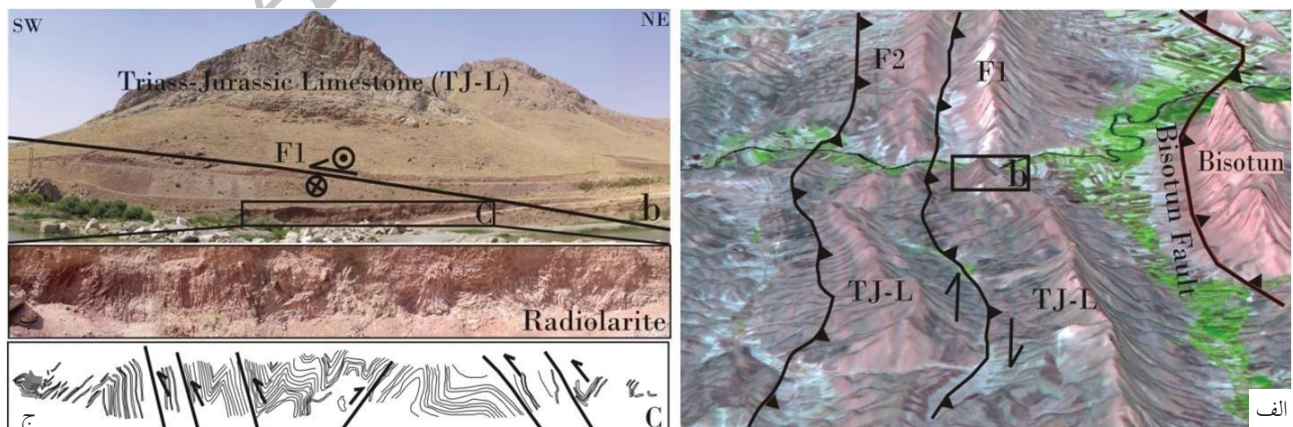
همه برونزدهای واقع در بخش جنوبی حوضه رادیولاریت‌ها که در جنوب گسل کوه سفید قرار می‌گیرند به زاگرس برجا نسبت داده شده‌اند. قطعات رادیولاریتی و سنگ‌های افیولیتی در لایه‌های آواری سازند امیران در حوضه پیش‌بوم کوهزاد زاگرس وجود دارد (مطیعی ۱۳۷۲). حضور این قطعات در سازند تخریبی امیران دلیل واقعه برخورد در زمان کرتاسه پسین بوده و مشخص می‌کند که این سازند تخریبی در هنگام برخورد در پیش‌بوم تشکیل شده است (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994).

برش ساختاری CC' این برش کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس (ZFTB) را که از سمت شمال خاور به گسل زاگرس (TZ) و از سمت جنوب باختر توسط گسل پیشانی کوهستان (MFF) محدود شده فرا می‌گیرد و خود به دو بخش زاگرس با چین‌های ساده و زاگرس رانده که روند شمال باختر - جنوب خاور دارند، تقسیم می‌شود. از سمت شمال خاور به سمت جنوب باختر و در امتداد برش‌های ساختاری، به ترتیب گسل‌های FA1, FA2, FB1, FB2

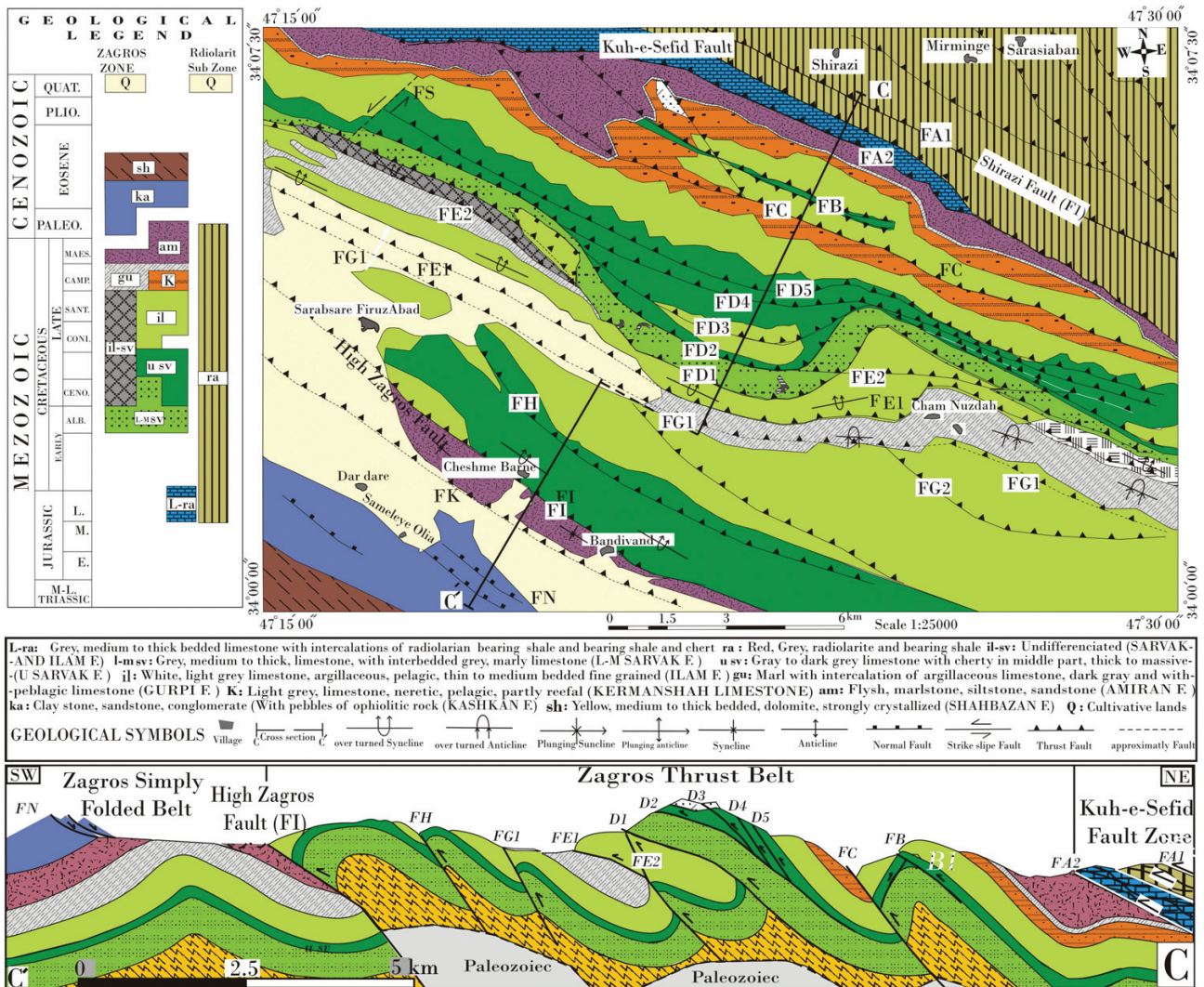
گسل‌های FI و FA از نوع گسل‌های پی‌سنگی هستند که در نقشه مغناطیس‌هوایی نیز این گسل‌ها مشاهده می‌شوند. گسل FI (گسل زاگرس بلند) آخرین گسل از گسل‌های موجود در زاگرس بلند است که سازندهای سروک و ایلام را بر روی سازند امیران رانده است. این گسل که کمربند رانده زاگرس مرتفع را در شمال خاور از کمربند ساده چین‌خورده در جنوب باختر جدا می‌سازد، یک گسل شیب‌لغز معکوس است که با روند شمال باختر جنوب خاور زاگرس دیده می‌شود. گسل‌های FB (FB1 و FB2) و FD2 تا FD5 از نوع گسل‌های بین لایه‌ای هستند که در مرز بخش پسین سازند سروک با بخش میانی آنها به دلیل اختلاف رئولوژی

### برش ساختاری CC'

این برش کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس (ZFTB) را که از سمت شمال خاور به گسل زاگرس (TZ) و از سمت جنوب باختر توسط گسل پیشانی کوهستان (MFF) محدود شده فرا می‌گیرد و خود به دو بخش زاگرس با چین‌های ساده و زاگرس رانده که روند شمال باختر - جنوب خاور دارند، تقسیم می‌شود. از سمت شمال خاور به سمت جنوب باختر و در امتداد برش‌های ساختاری، به ترتیب گسل‌های FA1, FA2, FB1, FB2



شکل ۷- الف) - گسل‌های F1 و F2 که سنگ‌آهک‌های موجود در پهنه رادیولاریتی را بر روی رادیولاریت‌ها رانده‌اند. ب و ج) - نمای نزدیک از گسل F1 و پهنه خردشده این گسل که باعث خردشدگی شدید در لایه‌های رادیولاریتی شده است.



شکل ۸- تلفیق دو نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰ سامله و میرمینگه (برای موقعیت به شکل ۲ مراجعه شود) و برش ساختاری 'CC' که موقعیت گسل‌های FA1 تا FI (گسل زاگرس بلند) را نشان می‌دهد.

هرمز به عنوان سطح جدایش عمل کرده و سبب به وجود آمدن چین‌خوردگی دارای ارتفاع و سبک یکسان گردیده است (McQuarrie, 2004). علاوه بر این در کمربند زاگرس سطوح جدایش میانی دیگری نیز وجود دارند. در ناحیه لرستان که منطقه مورد مطالعه را نیز شامل می‌شود، سطح جدایشی که دگرشکلی بر روی آن انتشار می‌یابد، در واحدهای نامقاوم ژوراسیک - کرتاسه (مانند سازند گرو) قرار دارد.

(Sherkati et al., 2005) با مطالعه در زاگرس مرکزی و ناحیه فارس به این نتیجه رسیدند که فعال شدن افق‌های جدایش از عمق به سطح، یکی پس از دیگری از جمله ویژگی‌های ساختاری است که در بعضی از ساختارهای این ناحیه مشاهده می‌شود. ایشان با انجام یکسری آزمایش‌های زمین‌ساخت تجربی دو مدل فرضی برای تکامل چین در دو حالت سری رسوبی بدون سطح جدایش میانی و سری رسوبی دارای سطح جدایش میانی، ارائه کرده‌اند که در حالت اول چین‌ها دارای طول موج بلندتری هستند (در زاگرس حدود ۲۰ کیلومتر) و در حالت دوم طول موج کوتاه‌تری دارند.

تشکیل شده‌اند. بقیه گسل‌ها از یک سطح جدایشی منشا گرفته و لایه‌ها را بریده و جابجا کرده‌اند. که چین‌ها در فرادپواره این گسل‌ها حالت تاقدیس و در فرودپواره حالت ناودیس دارند. در بخش شمال خاوری (شکل ۷ الف) سنگ‌آهک‌های ضخیم‌لایه با سن تریاس پسین - ژوراسیک پیشین دیده می‌شوند که این سنگ‌آهک‌ها توسط دو گسل F1 و F2 بالا آورده شده‌اند. این سنگ‌آهک‌ها در بخش زیرین بر روی رادیولاریت‌ها رانده شده‌اند و در بخش بالایی با مرز تدریجی به سنگ‌آهک‌هایی با سن ژوراسیک تبدیل می‌شوند.

به طور کلی همه سنگ‌های زاگرس را می‌توان به دو گروه پی‌سنگ دگرگونی و پوشش رسوبی روی پی‌سنگ تقسیم کرد. در چین‌خوردگی زاگرس، پی‌سنگ در اثر گسلش‌های معکوس و یا حرکت معکوس گسل‌های نرمال که از قبل وجود داشته‌اند، دچار کوتاه‌شدگی گردیده و هم‌زمان با آن، قشر رسوبی نیز در اثر چین‌خوردگی، کوتاه‌شدگی حاصل کرده است (Ameen, 1991). نتیجه این‌که هم در فارس و هم در لرستان سری نمکی



که افیولیت‌ها و رادیولاریت‌ها رانده شوند. افیولیت‌ها توسط گسل اصلی زاگرس (MZT) بر روی مجموعه زیرپهنه بیستون رانده شده و رادیولاریت‌ها نیز توسط گسل کوه سفید بر روی سازندهای برجای زاگرس رانده شده‌اند. سازندهای موجود در زاگرس، تا زمان تشکیل سازند شهبازان با مرز تدریجی بر روی هم نهشته شده‌اند. از طرفی سنگ‌آهک‌های الیگوسن - میوسن بر روی سنگ‌آهک‌های بیستون و افیولیت‌ها نهشته شده‌اند و این نشان می‌دهد که از کرتاسه پسین تا انتهای میوسن آرامش زمین‌ساختی در منطقه حاکم بوده است.

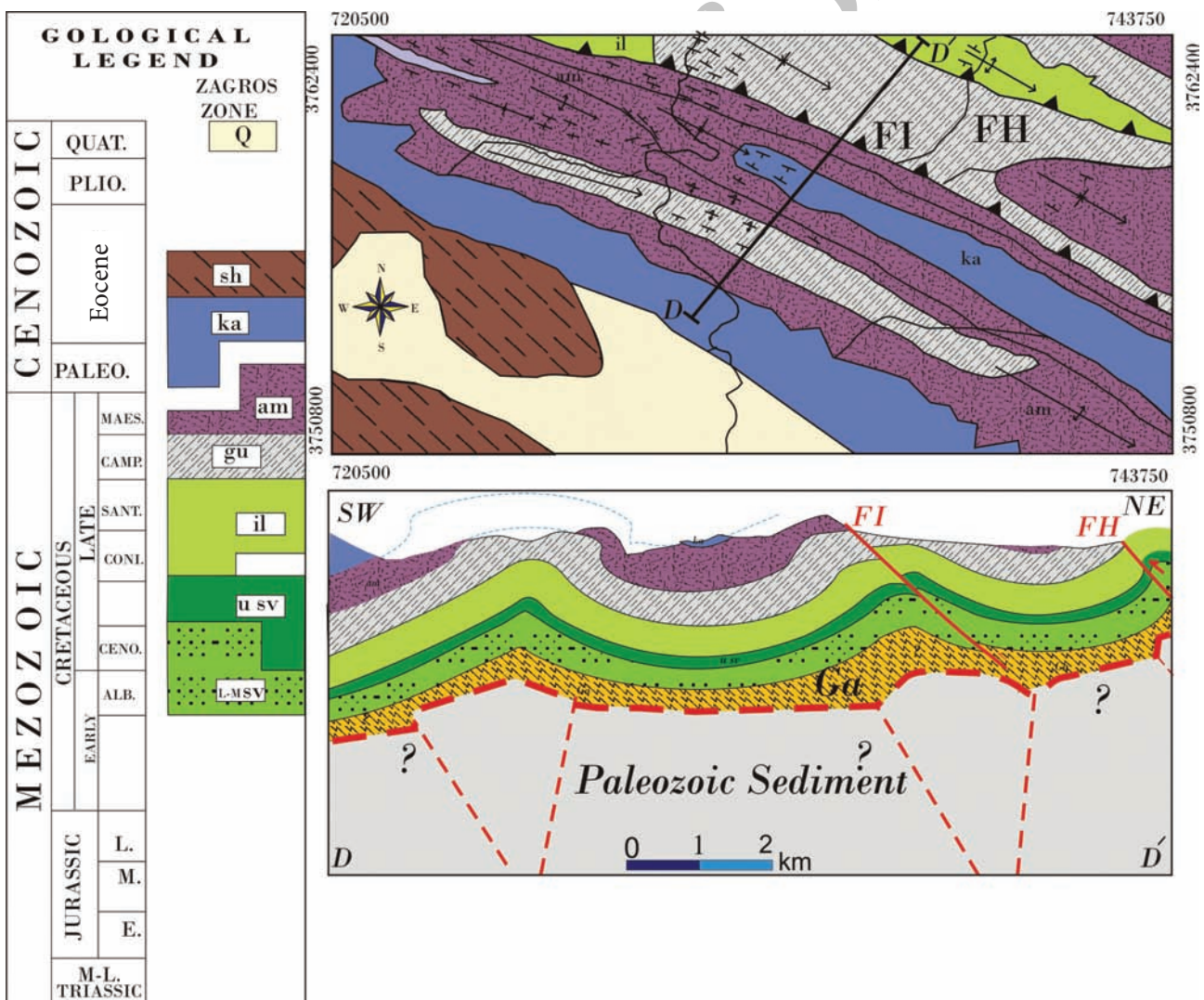
از زمان میوسن که برخورد قاره با قاره آغاز می‌شود کوتاه‌شدگی صورت گرفته و باعث رانده‌شدن زیرپهنه حاشیه‌ای بر روی زیرپهنه بیستون و با فعال شدن گسل بیستون، مجموعه بیستون بر روی نهشته‌های الیگوسن - میوسن و رانده‌شدن آنها بر روی رادیولاریت‌ها صورت گرفته است. کوتاه‌شدگی در حوضه رادیولاریت‌ها باعث فعال شدن گسل‌های معکوس و فعال شدن گسل کوه سفید گردیده، که رادیولاریت‌ها را بر روی سازندهای

### برش ساختاری DD'

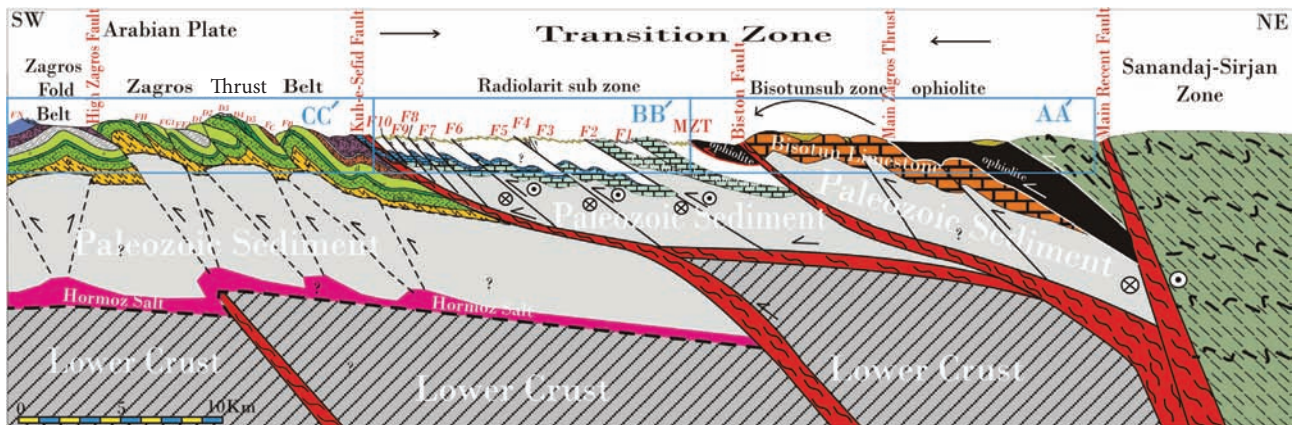
این برش ساختار بخشی از پهنه زاگرس چین‌خورده را شامل می‌شود. در برش ساختاری DD' همان‌طور که در شکل ۹ مشخص است طول موج چین‌ها کمتر از ۱۰ کیلومتر است و با توجه به اینکه طول موج چین‌ها در حالت سری رسوبی بدون سطح جدایشی در زاگرس در حدود ۲۰ کیلومتر است در نتیجه باید یک سطح جدایشی میانی نیز وجود داشته باشد که این سطح جدایشی در این منطقه می‌تواند سازند گرو باشد که کوتاه‌شدگی بر روی آن انجام گرفته است. و گسل‌های منطقه از این سطح جدایشی منشأ گرفته‌اند (شکل ۹).

### بحث و نتیجه‌گیری

در داخل سازند امیران، قطعاتی از سنگ‌های رادیولاریتی و افیولیتی دیده می‌شود که مشخص می‌کند سن این سازند از آنها جوان‌تر و کرتاسه پسین - پالئوسن می‌باشد. در نتیجه اولین برخورد در زمان کرتاسه پسین صورت گرفته و باعث شده است



شکل ۹- برش ساختاری DD' که بر روی آن گسل FI (گسل زاگرس بلند و گسل FH و همچنین نوع چین‌خوردگی در زاگرس چین‌خورده مشاهده می‌شود.



شکل ۱۰- برش ساختاری پهنه برخوردی زاگرس، ساختار زمین ساخت نازک پوسته را در شمال باختر ایران نشان می دهد (برای راهنمای واحدهای سنگ چینه ای به شکل های پیشین مراجعه شود).

مدرس، ۱۰۴.

- کریمی باوندپور، ع.، ۱۳۷۸. نقشه زمین شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کرمانشاه. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

- محجل، م. و سهندی، م.، ۱۳۷۸. تکامل زمین ساختی پهنه سنج - سیرجان در نیمه شمال باختر و معرفی زیرپهنه های جدید در آن. فصل نامه علوم زمین، ۳۱-۳۲، ۲۸-۴۹.

- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. چینه شناسی زاگرس. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Lepvrier, C. and Moutheaur, F. 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation.

- Alavi, M., 1980. Tectonostratigraphic Evolution of Zagros side of Iran, *Geology*, 8, 144-149.

- Alavi, M., 1991. Tectonic map of the Middle East (1:2900 000). Geological Survey of Iran.

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran, new data and interpretations. *Tectonophysics*. 229, 211-238.

- Ameen, M.S., 1991. Alpine geowarping in the Zagros-Taurus range influence on hydrocarbon generation, migration and accumulation. *Journal of Petroleum Geology*. B. 14(4), 417-428.

- Azizi, H. and Moinevaziri, H., 2009. Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics*, 47, 167-179.

- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981. Towards the Paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265.

- Braud, J., 1987. Paleogeographie, magmatique et

زاگرس رانده است. از این زمان به بعد کوتاه شدگی به سازندهای زاگرس می رسد. این کوتاه شدگی به صورتی بوده که هم توسط گسل های پی سنگی (مثل گسل زاگرس بلند) و هم در پوشش رسوبی صورت گرفته است. کوتاه شدگی در پوشش رسوبی به دلیل وجود دو سطح جدایشی سازند هرمز و سازند گرو متفاوت صورت می گیرد. به طوری که اکثر گسل هایی که اکنون در زاگرس رورانده مشاهده می شوند، از سطح جدایشی سازند گرو منشا گرفته اند. همزمان با کوتاه شدگی، گسل هایی نیز شروع به رشد کرده و باعث ایجاد تاقدیس های فرادیواره ای و ناودیس های فرودیواره ای گردیده اند و در نهایت گسل های معکوس، این چین ها را بریده و در سطح رخنمون پیدا کرده اند.

برخورد کامل به صورت مورب، باعث جابه جایی های مورب لغز در گسل های موجود در منطقه برخوردی باعث چرخش محور چین ها شده است و آنها را از حالت افقی که دارای امتداد شمال باختری - جنوب خاوری هستند، به حالت میل دار در آورده است. به گونه ای که در فرادیواره، گسل هایی مانند گسل های موجود در منطقه رادیولاریتی (F1 تا F10 در شکل ۵) به سمت شمال باختری و در فرودیواره به سمت جنوب خاوری میل دارند. چین خوردگی در منطقه زاگرس رورانده - چین خورده نیز در این منطقه دارای طول موجی حدود ۲ کیلومتر می باشد که این طول موج یک سطح جدایشی را در زیر سازند سروک نشان می دهد و این سطح جدایشی در منطقه، سطح جدایشی سازند گرو می باشد که گسل های موجود در منطقه زاگرس چین خورده و رورانده از این سطح جدایش منشا گرفته اند و باعث تشکیل چین های مرتبط با گسل در این منطقه گردیده اند.

### منابع

- الیاس زاده، ر.، ۱۳۸۷. الگوی چین خوردگی و تراست ها در منطقه جنوب خاور کرمانشاه. پایان نامه کارشناسی ارشد گرایش زمین ساخت، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۰۲.

- بیرالوند، م.، ۱۳۸۷. ساختار در رادیولاریت های کرمانشاه. پایان نامه کارشناسی ارشد گرایش تکتونیک، دانشگاه تربیت

structural de la region Kermanshah. Iran these the etate, universite de Paris farance, 489p. Bugq.j.p and cheng. GM, 1984- tectonic and structural zonation of southern Tibet, nature, 311, 219-255.

- Ghazi, A.M. and Hassanipak, A.A., 1999. Geochemistry of sub-alkaline and alkaline extrusive from Kermanshah Ophiolite, Zagros suture zone, western Iran: implications for Tethyan plate tectonics. Journal of Asian Earth Sciences 17, 319-332.

- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2005. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). Journal of Asian Earth Sciences 26, 683-693.

- Kazmin, V.G., Ricou, L.F. and Sbertshikov, I.M., 1986. Structure and evolution of the passive margin of the eastern Tethys. Tectonophysics 123, 153-179.

- Lippard, S.J., Shelton, A.W. and Gass, I.G., 1986. The ophiolite of northern Oman. Geol. Soc. Lond. Memoir 11, 178.

- Mohajjel, M., Fergosson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. Journal of Asian Earth Sciences 21, 397-412.

- McQuarrie, N., 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. Journal of Structural Geology, 26 (3), 519-535.

- Sherkati, S., Molinaro, M., Frizon de Lamotte, D. and Letouzey, J. 2005. Detachment folding in the Central Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late basement control. Journal of Structural Geology. 27, 1680-1696.

- Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In: C.A., Burk and C.L., Drake (Editores), the geology of continental margins. Springer-Verlag, Berlin, 873-887.

- Yousefi, E. and Friedberg, J.L., 1978. Aeromagnetic map of Iran, quadrangle. No.c6. Kermanshah.

Archive of SID