ساختار پهنه برخوردی کوهزاد زاگرس در شمال باختر ایران

رامین الیاسزاده^۱، محمد محجل^(۲ و *) و مسعود بیرالوند^۳ 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

چکیدہ

برش های 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 می سازند. 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 ساختی در هرکدام از حادثه فرارانش پوسته اقیانوسی بر روی لبه آرام قارهای زاگرس، مجموعه فرارانده، 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 (کمربند چین خورده اصلی رانده) همراه می شود.

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

مقدمه

فرورانش سنگ کره اقیانوسی تتیس جوان به زیر صفحه ایران، (لب باعث تشکیل لبه ناآرام قارهای در ایران (پهنه سنندج – سیرجان) عر و همگرایی قارهای بعدی، با برخورد صفحه عربستان باعث تکمیل کوهزاد زاگرس شده است (Agard et al., 2003; Ghasemi and Talbot, 2005) دمان برخورد ایر دو قاره ایران و عربی مورد بحث بسیاری از زمین شناسان 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

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

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 رTalbot, 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، رانده است (شکل ۱).

^{*} نویسنده مرتبط Mohajjel@modares.ac.ir

ساختار پهنه برخوردي كوهزاد زاگرس در ...



شکل ۱- نقشه ساده شده زمین شناسی ایران که در آن ساختارهای اصلی و پهنههای زمین ساختی اصلی نشان داده شده است ;Berberian and King, 1981). (Alavi, 1991; Mohajjel et al., 2003; Ghasemi and Talbot, 2005; Azizi and Moinevaziri, 2009). کمر بند چین خورده زاگرس (ZSFB)، کمر بند زاگرس رانده (MJKV)، پهنه سنندج سیرجان (SSZ)، آتشفشانهای ائوسن 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 شده است ;Berberian and King, 1981).

زیرپهنه حاشیهای، افیولیتی، بیستون و رادیولاریتی Mohajjel) (Mohajjel قرار می گیرند معرفی می شوند (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 چین خورده – 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 سادهشده زمینشناسی مناطق کرمانشاه – همدان – خرم آباد – ملایر (برگرفته از نقشههای با مقیاس: ۱۲۵۰٬۰۰ کرمانشاه، همدان، خرم آباد و ملایر). موقعیت کمربند ساده چینخورده زاگرس (ZSFB)، کمربند رانده زاگرس (ZTB)، زیرپهنه رادیولاریتی (Ra)، زیرپهنه بیستون (Bi) و زیرپهنه افیولیتی (Oph) و پهنه سنندج سیرجان (SSZ) نشان داده شده است. در این شکل، همچنین موقعیت شکلهای ۳، ۵۵ ۸ و ۹ و همچنین برشهای ساختاری 'AA، BB (Oph) و پهنه سنندج سیرجان (SSZ) نشان داده شده است. در این شکل، همچنین موقعیت شکلهای ۳، ۵۵ ۸ و ۹ و همچنین برشهای ساختاری 'Ct

(۱۳۷۸). زیر پهنه حاشیهای در بخش جنوب باختر پهنه سنندج - سیرجان و در امتداد زمین درز زاگرس، گسترده شده است (Mohajjel et al., 2003). در زیرپهنه حاشیهای، سنگهای 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 برونزد یافتهاند (شکل ۱). ارتباط خاستگاه این سنگهای آتشفشانی با فرورانش در بخشهایی از آن مورد تایید قرار گرفتهاست. (به عنوان مثال مثال مثال ای ساختارهای زاگرس رورانده و برش ساختاری 'DD برای نشان دادن نحوه چینخوردگی در بخشی از زاگرس چین خورده ترسیم شدهاند. هندسه چینها و سازوکار گسلهای راندگی معرفی و شواهد سنگ چینهای و ساختاری مورد بحث و تحلیل قرار گرفتهاند.

پهنه برخوردی زاگرس

پهنه برخوردی زاگرس، زیرپهنههای مختلف را در پهنه سنندج - سیرجان و زاگرس شامل میشود. هر زیر پهنه ویژگیهای سنگچینهای و ساختاری متفاوت دارند (محجل و سهندی،

ساختار پهنه برخوردي کوهزاد زاگرس در ...



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

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 بر خورد صفحه عربستان با ایران در زمان کرتاسه پسین می دانند ;Berberian and King, 1981) 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 ,(AK

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

و سنگ آهکهای موجود در سازندهای زاگرس جدا بوده است (Kazmin et al., 1986). سن این سنگ آهکها تریاس پسین تا کرتاسه یسین (سنومانین) است (کریمی باوندپور، ۱۳۷۸).

رادیولاریتهای کرمانشاه در برونزدی با پهنای متفاوت ۲۰-۲۰ 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).

عبارتند از گسل بیستون، گسل های F1 تا F10 و گسل کوه سفید که یهنه برشی گستردهای دارد (بیرالوند، ۱۳۸۷). مرز گسل کوه سفید با رادیولاریتها (گسل FA1) به حالت چینخورده دیده می شود، و مرز این گسل با سازندهای موجود در زاگرس، گسل رانده (گسل FA2) است. گسل کوه سفید نیز همچون گسل بیستون در نقشه مغناطیس هوایی منطقه مشاهده می شود و این امر پی سنگی و عمیق بودن این گسل ها را تائید میکند (Yousefi and Friedberg, 1978). شيب گسل کوه سفيد با استفاده از ساختارهای برشی که از پهنههای برشی این گسل برداشت شده است، حدود ۳۰ درجه به سمت شمال خاور است (الیاس زاده، ۱۳۸۷). در یهنه برشی گسل کوه سفید، سنگآهکهای نازک لایه به سن ژوراسیک (کریمی باوندیور، ۱۳۷۸) دیده می شوند 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 یهنه 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 زا^یرس برش ساختاری 'AA

این برش، بخش شمال خاوری پهنه برخوردی را شامل می شود (شکل ۲) و فاصله حدود ۳۰ کیلومتری از شهر صحنه تا جنوب باختر شهر هرسین را دربر می گیرد (شکل ۳). زیرپهنههای افیولیتی و بیستون در این برش قرار می گیرند. افیولیتها بر اثر فرارانش روی لبه آرام قارهای بر روی زیرپهنههای بیستون و رادیولاریتی قرار گرفته و تنش برخورد باعث چین دادن 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 برجا نهشته شدهاند (شکل ۴).

برش ساختاری 'BB

این برش، رادیولاریتها را شامل می شود 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 شمال خاور 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 برروی افیولیتها قرار گرفتهاند (جاده هرسین به نورآباد).



شکل۵– 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 کوه سفید نشان داده شدهاند. تصاویر ب، ج، و د استریوگرام چینها را در فرادیواره و فرودیواره گسلهای F3، F5 و F6 را نشان میدهند.

F1 تا F1) که این گسل ها علاوه بر شیب لغز بودن، مولفه امتدادلغز نیز نشان میدهند و این جابجایی های امتداد لغز، احتمالا پس از راندهشدن و چین خوردگی اتفاق افتاده است. به این صورت که ابتدا راندگی و چین خوردگی صورت گرفته و سپس راندگی های دارای مولفه امتدادلغز باعث چرخش محور چین های قبلی شده است به گونه ای که در فرادیواره این گسل ها، چین ها دارای تمایل به سمت جنوب باختر هستند و در فرودیواره نیز به سمت شمال خاور

تمایل دارند. میل محور چینها در این منطقه، تغییرات زیادی نشان میدهد، ولی چینهای با میل محور زیاد دیده نمی شود 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 لایه بندی در بیشتر منطقه به سمت شمال خاور است. گسلهای F5 و F6 پهنای برشی وسیع تری دارند و احتمالا از عمق بیشتر منشا گرفته اند.



شکل۶- الف)- نمایی از پهنه خردشده گسل کوه سفید FA1) تا (FA1 مشاهده می شود. 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)- خش لغز 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 می گیرند به زاگرس برجا نسبت داده شدهاند. قطعات رادیولاریتی و سنگهای افیولیتی در لایههای آواری سازند امیران در حوضه پپشبوم کوهزاد زاگرس وجود دارد (مطیعی ۱۳۷۲). حضور این قطعات در سازند تخویبی امیران دلیل واقعه برخورد در زمان کرتاسه پسین بوده و مشخص می کند 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 می گیرد و خود به دو بخش زاگرس با چینهای ساده و زاگرس رانده که روند شمال باختر - جنوب خاور دارند، تقسیم می شود.

از سمت شمال خاور به سمت جنوب باختر و در امتداد برشهای ساختاری، به ترتیب گسلهای FA1, FA2, FB1, FB2

و FC, FD5, FD4, FD3, FD2, FD1, FE2, FE1, FG1, FH relation relations and be related by the relation relation of the relation of the relation of the relation relation of the r

گسلهای FA و FI از نوع گسلهای پیسنگی هستند که در نقشه مغناطیس هوایی نیز این گسلها مشاهده می شوند. 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 چین خورده در جنوب باختر جدا می سازد، یک گسل شیب لغز معکوس است که با روند شمال باختر جنوب خاور زاگرس دیده می شود. گسلهای FB (FB1 و FB2) و FD2 تا 5D5 از نوع گسلهای بین لایه ای هستند که در مرز بخش پسین سازند سروک با بخش میانی آنها به دلیل اختلاف رئولوژی



شکل ۷- الف)- گسل های F1 و F2 که سنگآهکهای موجود در پهنه رادیولاریتی را بر روی رادیولاریت ها 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 گسل های FA1 تا (گسل زاگرس بلند) را نشان میدهد

تشکیل شدهاند. بقیه گسلها از یک سطح جدایشی منشا گرفته و لایهها را بریده و جابجا کردهاند. که چینها در فرادیواره این گسلها حالت تاقدیس و در فرودیواره حالت ناودیس دارند.

در بخش شمال خاوری (شکل ۷ الف) سنگ آهکهای ضخیملایه با سن تریاس پسین – ژوراسیک پیشین دیده می شوند که این سنگ آهکها توسط دو گسل F1 و F2 بالا آورده شدهاند. این سنگ آهکها در بخش زیرین بر روی رادیولاریتها رانده شدهاند و در بخش بالایی با مرز تدریجی به سنگ آهکهایی با سن ژوراسیک تبدیل می شوند.

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

هرمز به عنوان سطح جدایش عمل کرده و سبب بهوجود 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 می شود، سطح جدایشی که دگر شکلی بر روی آن انتشار می یابد، در واحدهای نامقاوم ژوراسیک – کر تاسه (مانند سازند گرو) قرار دارد.

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 زمین ساخت 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. 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 می شود کوتاه شدگی صورت گرفته و باعث رانده شدن زیرپهنه حاشیه ای بر روی زیرپهنه بیستون و با فعال شدن گسل بیستون، مجموعه بیستون بر روی نهشته های الیگوسن – میوسن و رانده شدن آنها بر روی رادیولاریت ها صورت گرفته است. کوتاه شدگی در حوضه رادیولاریت ها باعث فعال شدن گسل های معکوس و فعال شدن گسل کوه سفید گردیده، که رادیولاریت ها را بر روی سازنده ای

برش ساختاری 'DD

این برش ساختار بخشی از پهنه زاگرس چینخورده را شامل می شود. در برش ساختاری 'DD همان طور که در شکل ۹ مشخص است طول موج چین ها کمتر از ۱۰ کیلومتر است و با توجه به اینکه طول موج چین ها 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 می تواند سازند گرو باشد که کو تاه شدگی بر روی آن انجام گرفته است. و گسل های منطقه از این سطح جدایشی منشا گرفته است. و گسل های منطقه از این سطح

بحث و نتیجه گیری

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. درنتیجه 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 می شود.



شکل ۱۰- برش ساختاری پهنه برخوردی زاگرس، ساختار زمینساخت نازکپوسته را در شمال باختر ایران نشان میدهد (برای راهنمای واحدهای سنگچینهای به شکلهای 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.ر.، ۱۳۷۸. تکامل زمین ساختی پهنه سنندج – سیرجان در نیمه شمال باختر و معرفی زیرپهنههای جدید در آن. فصل نامه علوم زمین، ۳۱–۳۲، ۴۹–۲۸. - 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 Zagross 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. Paleogeographique, magmatique et

زاگرس رانده است. از این زمان به بعد کوتاهشدگی به سازندهای زاگرس میرسد. این کوتاهشدگی بهصورتی بوده که هم توسط گسلهای پیسنگی (مثل گسل زاگرس بلند) و هم در پوشش رسوبی صورت گرفتهاست. کوتاهشدگی در پوشش رسوبی به دلیل وجود دو سطح جدایشی سازند هرمز و سازند گرو متفاوت صورت میگیرد. بهطوری که اکثر گسلهایی که اکنون در زاگرس رورانده مشاهده میشوند، از سطح جدایشی سازند گرو مشا گرفتهاند. همزمان با کوتاهشدگی، گسلهایی نیز شروع به رشد کرده و باعث ایجاد تاقدیسهای فرادیوارهای و ناودیسهای فرودیوارهای گردیدهاند و در نهایت گسلهای معکوس، این

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 که گسل های موجود 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

الیاسزاده، ر.، ۱۳۸۷. الگوی چینخوردگی و تراستها در
منطقه جنوب خاور کرمانشاه. پایاننامه کارشناسی ارشد گرایش
زمین ساخت، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۰۲.

- بیرالوند، م.، ۱۳۸۷. ساختار در رادیولاریتهای کرمانشاه. پایاننامه کارشناسی ارشد گرایش تکتونیک، دانشگاه تربیت رامين الياسزاده و همكاران

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 Sbortshikov, 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.