

تحلیل چین خوردگی جناغی تنگ ماغر در کمربند چین خورده-رانده زاگرس، شمال بهبهان

محدثه سادات موسوی ايراني*^۱، حسين حاجی علی بیگی^۲

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

پذیرش مقاله: ۱۳۹۳/۵/۲۵

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۳/۶/۲۷

چکیده

چین جناغی یک نوع خاص از چین خوردگی هاست که در طبقه بندی هندسی چین ها قرار داده می شود. نمونه ای از این نوع چین ها در ناودیس جناغی تنگ ماغر، واقع در یال جنوبی تاقدیس کوه بنگستان، در شمال بهبهان و در استان خوزستان دیده شده است. این ناودیس جناغی در کمربند ساده چین خورده زاگرس واقع شده است و رخنمون اصلی آن را سازند سروک تشکیل می دهد. برداشت های صحرایی انجام شده و انتقال آنها به استریونت و تحلیل استریوگرافی آنها نشان می دهد که موقعیت فضایی سطح محوری چین عبارت است از 22°SW و 42°W و اثر سطح محوری برابر با 45°W و سازوکار چین با استفاده از مدل تعریف شده رمزی مورد بررسی و تحلیل قرار گرفته است. پارامترهای مرتبط به چین های جناغی بر اساس روش رمزی برای ناودیس جناغی تنگ ماغر محاسبه شده است و بر این اساس مقادیر به دست آمده عبارتند از (۱) لغزش کلی بین لایه های مقاوم و نامقاوم برابر است با $Sr=0.133$ ، (۲) کرنش برشی میانگین موازی با لایه بندی برابر است با $\gamma r=0.267$ ، (۳) لغزش در طول مرزهای هر لایه ی مقاوم برابر است با $St1=4.8^{\circ}$ ، (۴) کرنش برشی میانگین موازی با لایه بندی برابر است با $\gamma t1=15^{\circ}$ ، (۵) لغزش در طول مرزهای لایه های نامقاوم در یال های چین برابر است با $St2=4.667^{\circ}$ و (۶) کرنش برشی میانگین موازی با لایه بندی برابر است با $\gamma t2=58.664$. نوع این چین در رده بندی رمزی از نوع چین های رده ۳ (چین با خطوط هم شیب واگرا در کمان داخلی و ضخامت کم تر در یال ها نسبت به لولا) و در رده بندی فلوتی با توجه به زاویه بین یالی آن ($i=15^{\circ}$)، از نوع چین های تنگ، و با توجه به میل خط لولا و شیب سطح محوری در رده چین هایی با میل خط لولا نسبتا مایل تعیین شده است. به نظر می رسد سازوکار تشکیل این ناودیس جناغی به صورت قرار گرفتن آن در ترادفی از لایه های مقاوم و نامقاوم می باشد که بعد از تشکیل ساختار لولای پیازی شکل، و در نهایت لغزش بین لایه ها با یک شکستگی در یال جنوب غربی و تغییر شکل شدید برخی لایه ها در این یال خاتمه یافته است.

واژه های کلیدی: بهبهان، تاقدیس بنگستان، تنگ ماغر، چین جناغی، کمربند چین خورده-رانده زاگرس

مقدمه

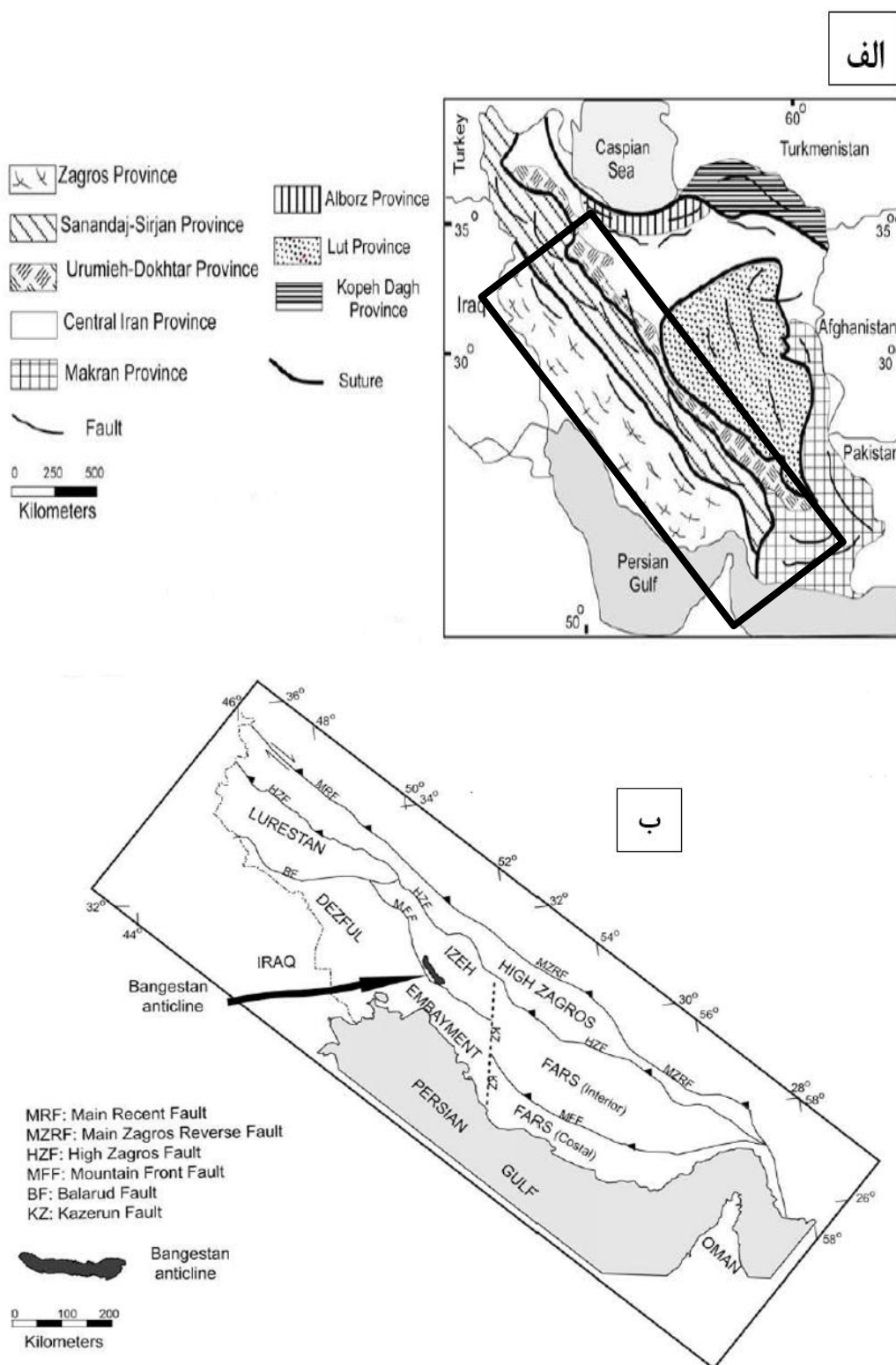
چین‌های جناغی زیگزاگی یا آکاردونی نمونه‌هایی از چین‌های متقارن هستند. مدل‌سازی هندسی و تجزیه و تحلیل‌های صحرایی چین‌های جناغی نشان می‌دهد که این ساختارها نتیجه چندین سازوکار حرکتی می‌باشند. چین‌های جناغی می‌توانند به عنوان چین‌های زاویه‌دار متقارن یا کمی نامتقارن که معمولاً یک زاویه بین یالی حاده را نشان می‌دهند، تعریف شوند. آنها در لایه‌های سنگ‌های مقاوم و نامقاوم رایج هستند. همچنین در توالی‌های به شدت لایه‌لایه شده یا ورقه‌ورقه شده‌ای که دارای ناهمسانگردی مکانیک صفحه‌ای هستند، گسترش می‌یابند، و کوتاه‌شدگی در آنها موازی با لایه‌بندی یا خطواره‌ها می‌باشد (توییس و مورس، ۱۹۹۲).

ناودیس جناغی مورد مطالعه که نمونه‌ای از این نوع چین‌ها می‌باشد در تنگ ماغر در یال جنوب-غربی تاقدیس بنگستان با موقعیت جغرافیایی $30^{\circ} 48'$ تا $50^{\circ} 49'$ طول شرقی و $31^{\circ} 19'$ عرض شمالی و در شمال شهر بهبهان قرار دارد. به طور کلی این تاقدیس از نظر تقسیمات کشوری در محدوده استان‌های خوزستان و کهگیلویه و بویراحمد واقع شده است.

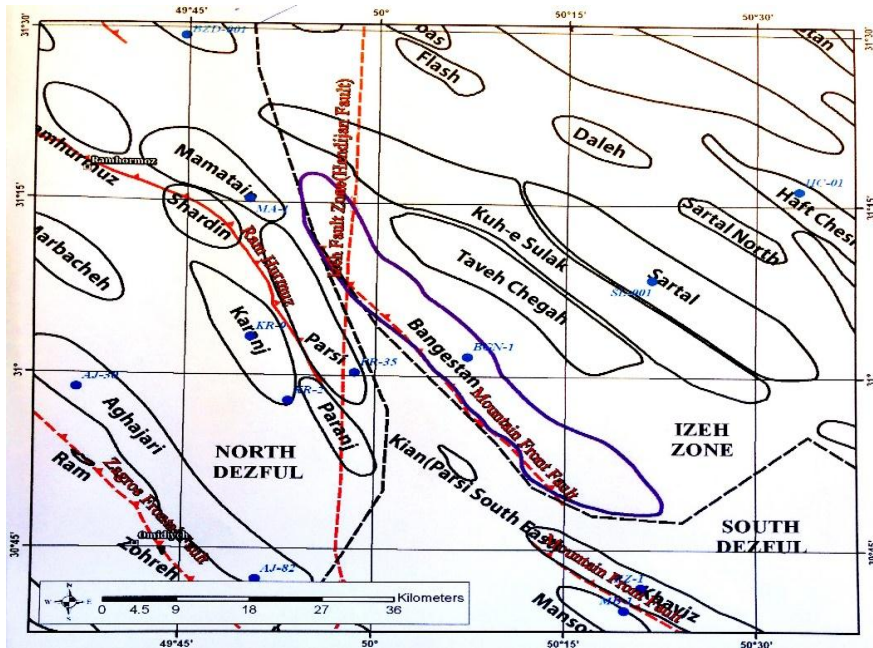
این تاقدیس همچین در جنوب‌غربی کمر بند چین خورده-رانده زاگرس (شکل ۱ الف)، در ایالت ساختاری-رسوبی ایزه در بلا فصل مرز شمالی دزفول جنوبی (شکل ۱ ب)، و در همسایگی تاقدیس‌های ماماتین (در غرب)، تاوه چگاه (در شمال)، کرنج و پارسی (در جنوب) و خاویز (در شرق) واقع شده است (شکل ۲).

تاقدیس بنگستان، یک تاقدیس شناخته شده در حدود ۷ کیلومتری شهرستان لیکک می‌باشد (شکل ۳). این چین یک تاقدیس شکافدار واقع در کمر بند چین خوردگی پیش‌بوم غرب رشته کوه-های زاگرس می‌باشد. کوه بنگستان، تاقدیسی با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق با ابعاد ۷۰ کیلومتر طول و ۵ الی ۱۰ کیلومتر در سطح، را نشان می‌دهد. ساختارش نسبتاً باریک، کشیده و کمی پیچ-دار می‌باشد (فاور و روحی، ۱۹۷۵) (شکل ۳).

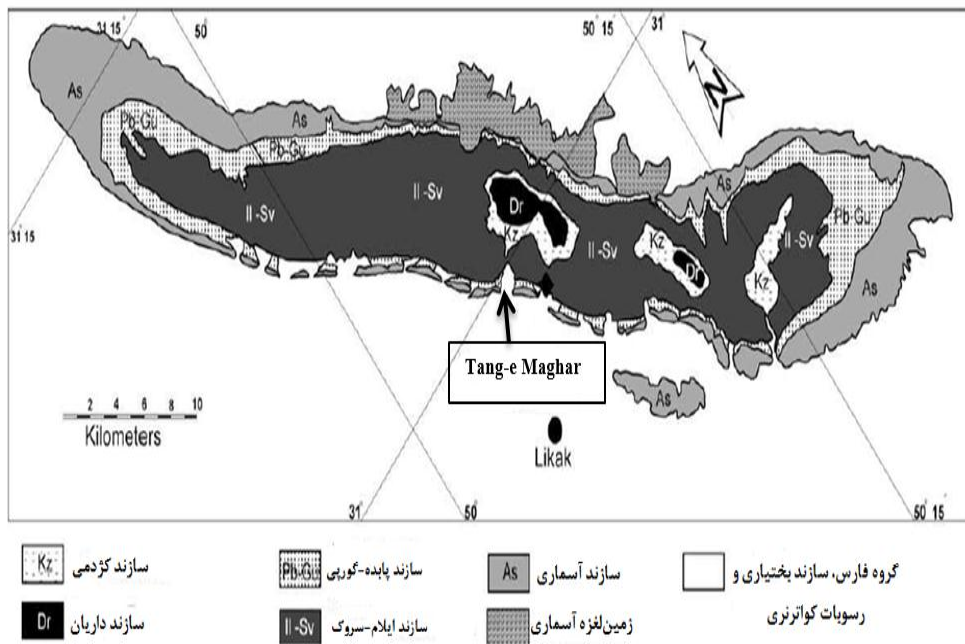
اهداف این مقاله عبارتند از: معرفی چین جناغی ماغر (شکل ۴ الف و ب)، که برای اولین بار معرفی و مورد مطالعه قرار می‌گیرد و تعیین عناصر سبک چین خوردگی، تحلیل استریوگرافی چین، سازوکار، نوع و جایگاه آن در طبقه‌بندی چین‌ها.



شکل ۱: موقعیت تاکدیس دربرگیرنده تنگ ماغر و چین مورد مطالعه: (الف) نقشه ایالت‌های زمین‌شناسی ایران (حیدری و همکاران، ۲۰۱۳) (ب) زیربخش‌های ایالت زاگرس و موقعیت تاکدیس بنگستان در ایالت زمین‌شناسی زاگرس و ایزه (فرزیپور صعین، ۲۰۰۹). موقعیت این شکل در شکل الف ۱ مشخص شده است.



شکل ۲: بخشی از کمربند ساده چین خورده زاگرس برای نمایش تاقدیس بنگستان و تاقدیس‌های هم‌جوار آن (داده‌های شرکت ملی نفت ایران)

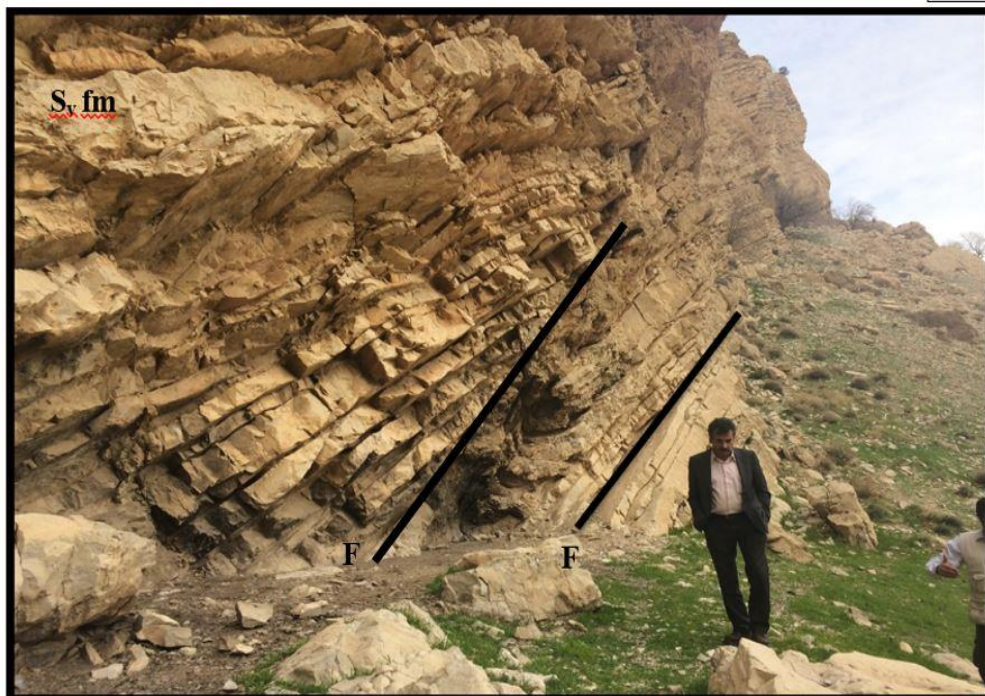


شکل ۳: نقشه زمین‌شناسی تاقدیس دربرگیرنده چین جناغی تنگ ماغر، تاقدیس بنگستان و محل تنگ ماغر بر روی آن (غیثاوی، ۲۰۱۰)

الف



ب



شکل ۴: ناودیس جناغی تنگ ماغر واقع در یال جنوب غربی تاقدیس بنگستان، جنوب غربی ایران با موقعیت $N 3432757.00$ و $E 416127.00$ (الف) نمای نزدیک ناودیس در سازند سروک (ب) نمای دور ناودیس. Sv fm: سازند سروک، F: گسل.

مواد و روش ها

زمین‌شناسی عمومی: بر اساس شواهد توالی‌های رسوبی، ماگماتیسم، دگرگونی، موقعیت ساختمانی و شدت تغییرشکل، فلات ایران به هشت ایالت تقسیم شده است (حیدری و همکاران، ۲۰۰۳؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱) (شکل ۱ الف). از آنجایی که ناودیس جناغی مورد مطالعه و تاقدیس دربرگیرنده آن در کمربند زاگرس واقع شده‌اند تمرکز ما بر روی کمربند ساده چین خورده زاگرس می‌باشد. لذا ابتدا مختصر توضیحی در مورد کمربند چین خورده-رانده زاگرس بیان می‌گردد.

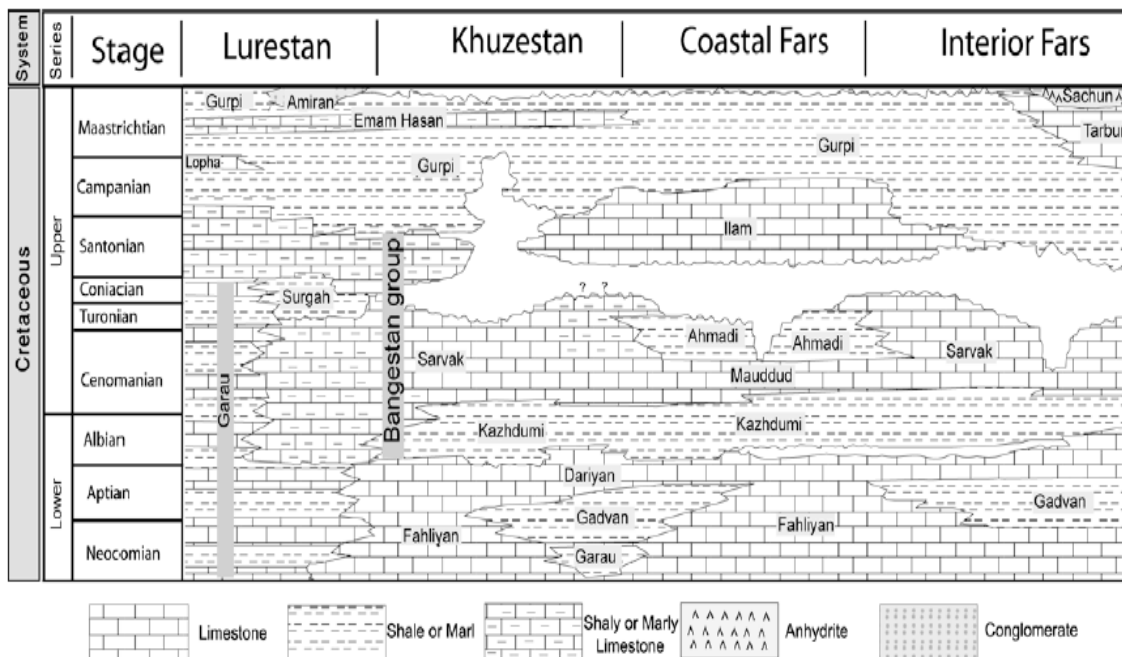
کمربند چین خورده-رانده زاگرس با روند شمال-غرب-جنوب شرق در حدود ۱۸۰۰ کیلومتر از کوه-های تاروس، در ۳۰۰ کیلومتری جنوب شرقی گسل آناطولی در جنوب شرقی ترکیه، از شمال عراق و جنوب غربی ایران تا تنگه هرمز، جایی که خط شمالی-جنوبی عمان کمربند زاگرس را از منشور افزایشی مکران جدا می‌کند، ادامه دارد (هاینس و مک کوئیلین، ۱۹۷۵؛ الوز زیمرمن و همکاران، ۲۰۰۷؛ فالکون و همکاران، ۲۰۱۰؛ آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). از نگاه زمین‌شناسی، درباره مرز شمال شرقی زاگرس، اتفاق نظر وجود ندارد. زمین‌شناسانی مانند فالکون (۱۹۶۲)، مک کوئیلین (۱۹۷۴)، برود (۱۹۸۷)، علوی (۱۹۹۱)، بخش شمال شرقی زاگرس را پهنه‌ای با ساختار پیچیده همراه با سنگ‌های دگرگونی می‌دانند که در فرهنگ زمین‌شناسی ایران، به گونه‌ای فراگیر از آن به عنوان "پهنه سنندج-سیرجان" یاد می‌شود. فرهودی (۱۹۷۸) و علوی (۱۹۹۴) مرز شمال شرقی زاگرس را کمربند آتشفشانی ارومیه-بزمان می‌دانند (شکل ۴). به نظر فرهودی (۱۹۷۸) این کمربند بخشی از سامانه کمانی کوهزاد زاگرس است که با خط عمان از سیستم کمانی مکران جدا می‌شود. ولی بسیاری از گزارش‌های زمین-

شناسی، از جمله اشتوکلین (۱۹۶۸)، نبوی (۱۳۵۵)، افتخارنژاد (۱۳۵۹)، بربریان (۱۹۸۱) آقناباتی (۱۳۷۹) با استناد به فرگشت زمین-شناختی، ماگماتیسم-دگرگونی، و شرایط رسوبی متفاوت دو سوی راندگی اصلی زاگرس، مرز شمال شرقی این پهنه را بر راندگی اصلی زاگرس منطبق می‌دانند. دنباله جنوب شرقی پهنه زاگرس توسط گسل ترادیس درون قاره‌ای میناب (گسل زندان) از حوضه فلیش مکران جدا می‌شود، ولی به سمت شمال غرب، زاگرس را می‌توان تا بلندی‌های شرق عراق و جنوب شرق ترکیه دنبال کرد. به سوی جنوب-جنوب غرب، ویژگی‌های زمین‌شناختی زاگرس با اندک تغییراتی در رخساره‌های سنگی و الگوی ساختاری تا خلیج فارس و سکوی عربستان ادامه دارد. نبود فعالیت-های آذرین، وجود مادر سنگ‌های متعدد و بسیار غنی از مواد آلی، سنگ مخزن‌های متخلخل و تراوای متعدد با سنگ پوش‌های مناسب، شرایط منحصر به فردی را برای تولید و انباشت هیدروکربن در زاگرس فراهم کرده تا این پهنه از نفت خیزترین حوضه‌های رسوبی دنیا باشد (افشار حرب، ۱۳۸۰).

در حوضه رسوبگذاری زاگرس از زمان کامبرین زیرین تا پلیوسن بدون هیچ‌گونه ناپیوستگی زاویه دار بیشینه ۱۲ کیلومتر رسوب گذاشته شده است (مطیعی، ۱۳۷۴؛ اشتوکلین، ۱۹۶۸؛ فالکون، ۱۹۶۹؛ کولمن سد، ۱۹۷۸). قدیمی‌ترین رسوبات برون زده در محدود تاقدیس بنگستان مربوط به سازند داریان با سن آلبین می‌باشد. جوان‌ترین رسوبات در محدود تاقدیس بنگستان را رسوبات بختیاری با سن پلیئوسنوسن تشکیل می‌دهند (هارت، ۱۹۷۰).

پایانی تا تورونین می‌باشد. مرز پایینی سازند سروک با سازند کژدمی پیوسته و تدریجی می‌باشد و توسط تغییرات از سنگ‌آهک (سازند سروک) به سازند کژدمی کم‌عمق در زیر مشخص می‌گردد (جیمز و واینند، ۱۹۶۵) (شکل ۵).

ستون چینه‌شناسی محدوده زمانی مورد مطالعه در شکل ۵ نشان داده شده است. طبیعت مرز بالایی سازند سروک متفاوت می‌باشد. حضور کنگلومرا، برش و رسوبات دارای آهن همراه با ناپیوستگی‌ها در بخش بالایی سازند سروک، شواهدی برای بالآمدگی محلی در طی سنومانین



شکل ۵: ستون چینه‌شناسی کرتاسه، حوضه زاگرس، ایران (با اندکی تغییر برگرفته از جیمز و واینند، ۱۹۶۵)

محدوده را از هم جدا می‌کند (فالکون، ۱۹۷۴؛ سپهر و کاسگرو، ۲۰۰۴) (شکل ۱ ب). درکل، زمین‌ساخت زاگرس چین‌خورده ساده، ملایم و شامل تاقدیس‌های متعددی است که اکثرا میزان قابل توجهی از مواد هیدروکربوری را در خود ذخیره نموده‌اند. رسوبات این منطقه که از پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک به‌طور هم‌شیب روی هم قرار دارند، متناوبا از آهک یا دولومیت همراه با مارن و مارن‌های آهکی بوده که با چینه‌بندی کم و بیش ظریف مشخص شده‌اند. این رسوبات پوشش‌های حاشیه قاره‌ای شرق پلات فرم عربستان را تشکیل می‌دهد که

جایگاه زمین‌ساختی: کمربند زاگرس چین‌خورده-رانده می‌تواند به تعدادی زون تقسیم گردد (لرستان، ایذه، فروافتادگی دزفول، فارس، زاگرس مرتفع)، که بر طبق مدل ساختاری و تاریخ رسوبی‌شان با هم فرق می‌کنند (اشتوکلین، ۱۹۶۸؛ فالکون، ۱۹۷۴؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ مطیعی، ۱۹۹۳). محدوده تاقدیس بنگستان در مرز فروافتادگی دزفول و پهله ایذه (جنوب‌غربی ایران) واقع شده است، به نحوی که کوه بنگستان در جنوبی‌ترین قسمت پهله ایذه واقع شده است. در این منطقه گسل پیشانی کوهستان این دو

چین خوردگی خمشی-برشی توسعه یابند (توییس و مورس، ۱۹۹۲).

رمزی (۱۹۷۴) مدلی را برای تفسیر چین‌های جناغی پیشنهاد داده است که طبق این مدل تعدادی ویژگی‌های هندسی برای چین‌های جناغی در نظر گرفته شده است. این ویژگی‌ها اغلب توسط چین‌های جناغی طبیعی شکل گرفته به نمایش گذاشته شده‌اند. در این پژوهش نیز سعی شده است تا از مدل برای چین جناغی تنگ ماغر استفاده گردد، لذا به‌طور مختصر به بیان این ویژگی‌ها می‌پردازیم.

از جمله این ویژگی‌ها این است که، یال‌های چین مستقیم هستند و طول لایه‌ها در منطقه لولایی عموماً در مقایسه با طول لایه در یال‌های چین کوتاه‌تر می‌باشد. چین‌های جناغی در توالی‌های منظم لایه‌بندی شده که شامل دو نوع سنگ متناوب هستند ایجاد می‌شوند. لایه مقاوم‌تر در توالی‌های متناوب یک ضخامت ثابت‌تری را نشان می‌دهد، و نسبت ضخامت لایه‌های مقاوم به طول یال عموماً کمتر از $1/10$ می‌باشد و اغلب خیلی کمتر از این نسبت نیز می‌باشد. در این نوع چین‌ها لایه‌های چین خورده مقاوم دارای ضخامت ثابتی در تمام ساختار می‌باشند، حتی در اطراف منطقه لولایی. لایه‌های مقاوم در لایه‌بندی‌های مقاوم معمولاً به‌صورت مدل چین موازی یا متحدالمرکز (مدل چین با خطوط هم‌شیب همگرا با مدل IB) می‌باشند. ضمن این که لایه‌های کمتر مقاوم معمولاً دارای ضخامتی ثابت در طول یال‌های چین می‌باشند اما تغییرات ضخامت را در مناطق لولایی نشان می‌دهند، و اغلب دارای مدل خطوط هم‌شیب واگرا می‌باشند. همچنین لایه‌هایی با مقاومت کمتر معمولاً کرنش داخلی بیشتری را توسط جریان شکل‌پذیر نشان می‌دهند اما کرنش دوبعدی در سطوح لایه‌بندی که در

منحصراً در مراحل آخر کوهزایی آلپی یعنی زمان پلیو-پلیستوسن، چین خورده است (مطیعی، ۱۳۷۴).

نتایج و بحث

چین‌هایی با یال‌هایی مستقیم و لولاهای نوک‌تیز اگر متقارن باشند چین‌های جناغی را شکل می‌دهند. آن‌ها در ترادف‌های به‌شدت لایه‌لایه شده یا ورقه‌ورقه شده‌ای که دارای ناهمسانی مکانیک صفحه‌ای هستند گسترش می‌یابند، و عنصر کوتاه‌شدگی موازی با لایه‌بندی یا خطواره‌ها را در خود جای می‌دهند (توییس و مورس، ۱۹۹۲). اغلب چین‌های جناغی طبیعی توسعه‌یافته دارای زاویه بین یالی در حدود 60° می‌باشند. به‌طور کلی، چین‌های جناغی چین‌هایی با لولای زاویه‌دار هستند (فوسن، ۲۰۱۰). آن‌ها در لایه‌های سنگ‌های مقاوم و نامقاوم رایج هستند و هندسه و حرکت و سازکار آن‌ها توسط محققین بسیاری مطالعه شده است (دوسیتر، ۱۹۵۶؛ بایلی، ۱۹۶۴ و ۱۹۷۶؛ رمزی، ۱۹۶۷ و ۱۹۷۴؛ رمزی و هابیر، ۱۹۸۷؛ گاش، ۱۹۶۸؛ چپل، ۱۹۶۹ و ۱۹۷۰؛ جانسون، ۱۹۷۰؛ اسمیت، ۱۹۷۱؛ جانسون و هونه‌آ، ۱۹۷۵؛ دویی و کوبولد، ۱۹۷۷؛ کیسی و هاگنبرگر، ۱۹۸۵؛ نازهارا و ویلسکو، ۱۹۸۶؛ جانسون و پیفافی، ۱۹۸۹؛ پیفافی و جانسون، ۱۹۸۹؛ تنر، ۱۹۸۹؛ استوارت و آلوارز، ۱۹۹۱؛ فولر و وینسور، ۱۹۹۶؛ فلچر و پولارد، ۱۹۹۹؛ پولارد و فلچر، ۲۰۰۵).

در مورد تشکیل چین‌های جناغی، دو مدل حرکتی برای شکل‌گیری چین‌های جناغی وجود دارد. در مدل اول، چین‌های جناغی در جایی که کینک‌باندهایی با جهت‌های مزدوج برخورد پیدا کرده‌اند، می‌باشد (توییس و مورس، ۱۹۹۲). در مدل دوم، چین‌های جناغی می‌توانند شبیه به

است به صورت کرنش برشی میانگین موازی با لایه بندی به صورت رابطه (۲) بیان گردد.

$$\gamma_r = \tan \alpha \quad \text{رابطه (۲)}$$

در رابطه (۲) γ_r : کرنش برشی میانگین موازی با لایه بندی، α : زاویه شیب یال ها می باشد. در یال های چین، لغزش در طول مرزهای هر لایه می مقاومت برابر با نصف طول کمان منحنی خارجی منطقه لولایی می باشد، که می توان آن را به صورت رابطه (۳) نشان داد.

$$S_{t1} = \alpha t_1 \quad \text{رابطه (۳)}$$

در رابطه (۳) S_{t1} : لغزش در طول مرزهای هر لایه می مقاومت، t_1 : ضخامت لایه مقاومت، α : زاویه شیب یال ها می باشد. یا ممکن است به صورت کرنش برشی موازی با لایه بندی به صورت رابطه (۴) بیان گردد.

$$\gamma_{t1} = \alpha \quad \text{رابطه (۴)}$$

در رابطه (۴) γ_r : کرنش برشی موازی با لایه بندی، α : زاویه شیب یال ها می باشد. لغزش در طول مرزهای لایه های نامقاوم در یال های چین، تفاوت میان روابط (۱) و (۳) می باشد که می توان آن را به صورت رابطه (۵) نشان داد.

$$S_{t2} = (t_1 + t_2) \tan \alpha - t_1 \alpha \quad \text{رابطه (۵)}$$

در رابطه (۵) S_{t2} : لغزش در طول مرزهای لایه های نامقاوم، t_1 و t_2 : به ترتیب ضخامت لایه مقاوم و نامقاوم، α : زاویه شیب یال ها می باشد. که می تواند به صورت کرنش برشی با استفاده از تقسیم ضخامت لایه t_2 در رابطه (۶) بیان گردد.

$$\gamma_{t2} = (t_1/t_2 + 1) \tan \alpha - t_1 \alpha/t_2 \quad \text{رابطه (۶)}$$

در رابطه (۶) γ_{t2} : کرنش برشی، t_1 و t_2 : ضخامت لایه مقاوم و نامقاوم، α : زاویه شیب یال ها می باشد. و در نهایت در مورد چین جناغی تنگ ماگر به پیاده سازی داده های حاصل از این چین در روش مذکور می پردازیم:

یال های چین واقع شده است عموماً کم می باشد. لایه های مقاومتر اغلب تنها تغییر شکل داخلی کمی را نشان می دهند. سدهای ریفی در مواد نامقاوم که در مناطق لولایی واقع شده اند رایج می باشند.

چین جناغی تنگ ماگر (شکل ۴) یک ناودیس است که سازند سروک شکل گرفته است و طبقات داخلی (بخش هسته) آن از لحاظ سنگ چینه نگاری طبقات خارجی جدیدتر هستند. بنابراین این چین جناغی را می توانیم تحت عنوان ناودیس جناغی تنگ ماگر نام ببریم.

در مورد سازوکار این چین می توان بیان کرد که این ناودیس جناغی احتمالاً تحت شرایط تعریف شده توسط رمزی (۱۹۷۴) ایجاد شده است. در این حالت، مجموعه لایه های سنگی با تغییرات منظم لایه های مقاوم و نامقاوم با ضخامت به ترتیب t_1 و t_2 ، و با تفاوت تورق بالا، زمانی که تحت تاثیر فشارش در طول لایه بندی قرار بگیرند، چین هایی با فرم جناغی را شکل می دهند. اشکال هندسی چین های توسعه یافته با استفاده از مدلی که ویژگی ها بر پایه شکل هندسی لایه های سنگی تغییر شکل یافته ی طبیعی هستند، تجزیه و تحلیل می شود (رمزی، ۱۹۷۴). بعد از کوتاه شدگی در جهت لایه بندی اصلی، لایه های واقع شده در هر یال چین دارای یک شیب (α) می شوند. در یال چین، لغزش کلی بین بالای یک لایه مقاوم و بالای لایه مقاوم مجاورش (که لغزش کلی در طول جفتهای مقاوم همراه با نامقاوم می باشد) توسط رابطه (۱) نشان داده شده است (رمزی، ۱۹۷۴).

$$S_r = (t_1 + t_2) \tan \alpha \quad \text{رابطه (۱)}$$

در رابطه (۱) S_r : لغزش کلی بین لایه های مقاوم و نامقاوم، t_1 و t_2 : به ترتیب ضخامت لایه مقاوم و نامقاوم، α : زاویه شیب یال ها می باشد. یا ممکن

مقدار γ_r یا کرنش برشی موازی با لایه بندی با جایگزینی مقادیر پارامترهای رابطه (۴) برابر با:

$$\gamma_{t1} = 15^\circ$$

مقدار S_{t2} یا لغزش در طول مرزهای لایه های نامقاوم با جایگزینی مقادیر پارامترهای رابطه (۵) برابر با:

$$S_{t2} = (0.4 + 0.1) \tan 15^\circ - 0.4(15^\circ) = 4.667^\circ$$

مقدار γ یا کرنش برشی با جایگزینی مقادیر پارامترهای رابطه (۶) برابر با:

$$\gamma_{t2} = (0.4 / 0.1 + - 0.4 (15^\circ / 0.1)) = 58.664^\circ$$

$$\gamma_{t1} \tan 15^\circ$$

مقدار S_r یا لغزش کلی بین لایه های مقاوم و نامقاوم با جایگزینی مقادیر پارامترهای رابطه (۱) برابر با:

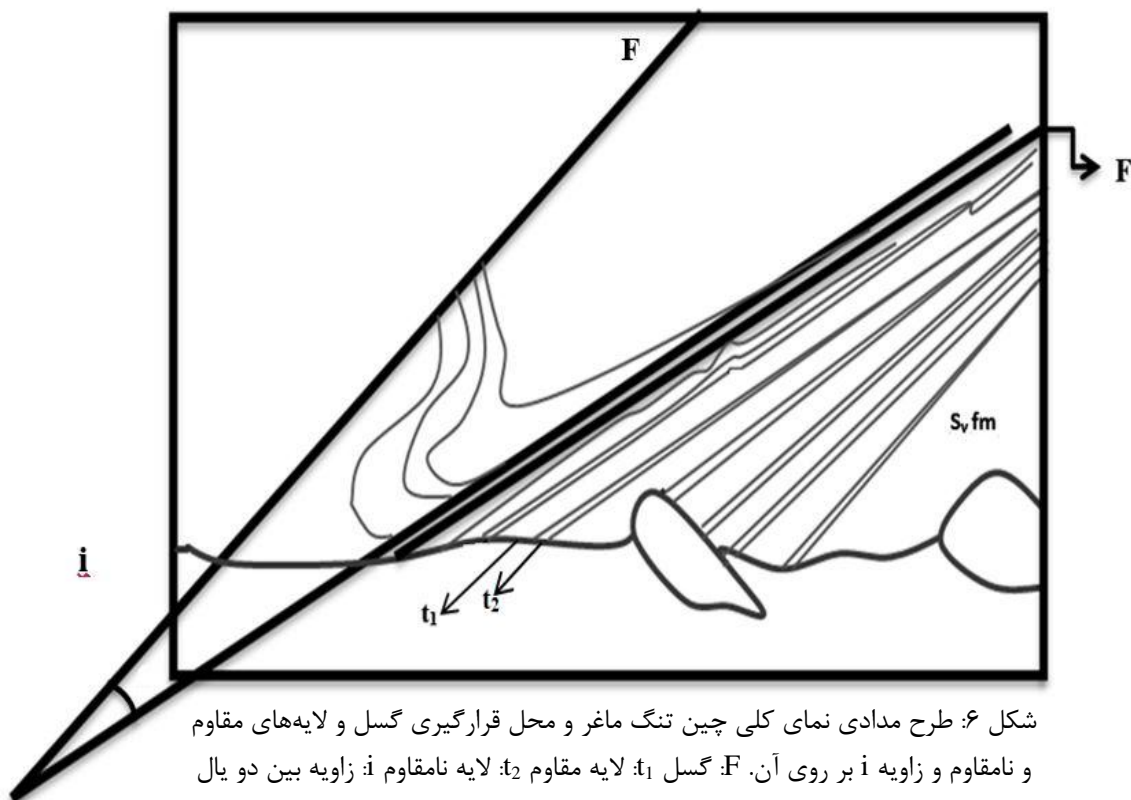
$$S_r = (0.4 + 0.1) \tan 15^\circ = 0.133$$

مقدار γ_r یا کرنش برشی میانگین موازی با لایه بندی با جایگزینی مقادیر پارامترهای رابطه (۲) برابر با:

$$\gamma_r = \tan 15^\circ = 0.267$$

مقدار S_{t1} یا لغزش در طول مرزهای هر لایه مقاوم با جایگزینی مقادیر پارامترهای رابطه (۳) برابر با:

$$S_{t1} = 15^\circ (0.4) = 4.8^\circ$$

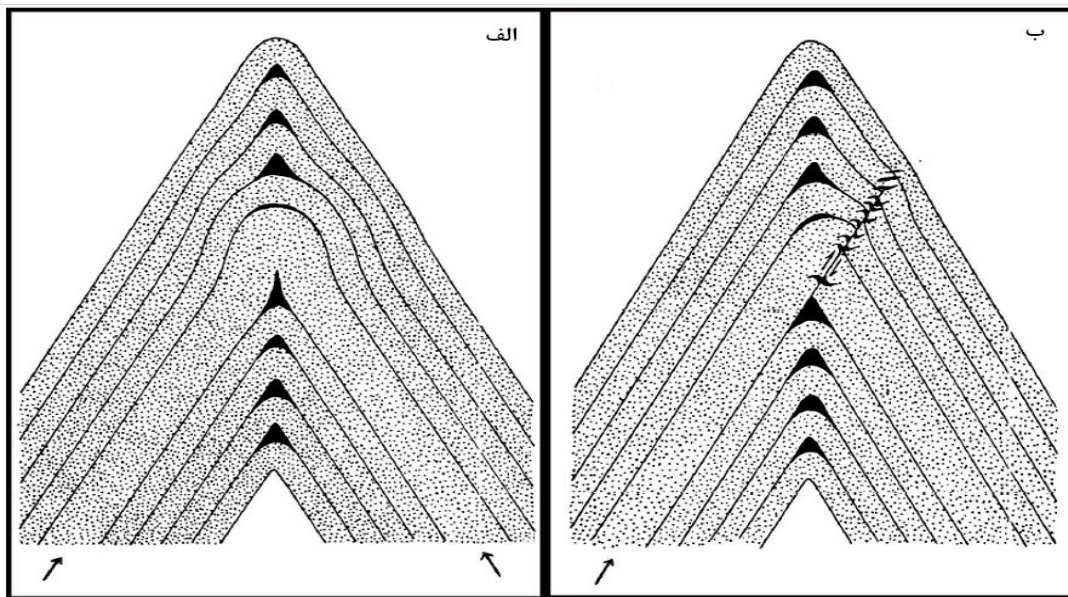


لایه های مقاوم ضخامت های مختلف داشته باشند، این امکان وجود ندارد که کوتاه شدگی مشابه با شیب یال، یکسان تجمع یابد (رمزی، ۱۹۷۴). راه حل های ساده ای برای این مسئله در نظر گرفته شده است که ابتدا باید لایه هایی مجزا و ضخیم

اگر در نظر بگیریم که ضخامت لایه های مقاوم (t_1) پی در پی تقریباً ثابت بماند، مدلمان ثابت باقی می ماند، که برای کوتاه شدگی به دست آمده کلی و طول موج ثابت چین شیب یال ها ثابت باقی می ماند. تغییرات ضخامت مواد نامقاوم (t_2) در هیچ حالتی این ثبات را بر هم نمی زند. اگر، به هر حال،

لولای پیازی شکل می‌گیرد. سپس در مرحله بعدی طول یال اضافی می‌تواند بر روی مواد در یال مخالف رانده شود، که راندگی یال را ایجاد می‌کند، که سطح گسل موازی با لایه‌بندی در یال واقع شده در کمان داخلی لایه مقاوم می‌باشد و صفحات لایه‌بندی در لایه‌های یال چین مخالف را قطع می‌کند (شکل ۷ ب) (رمزی، ۱۹۷۴).

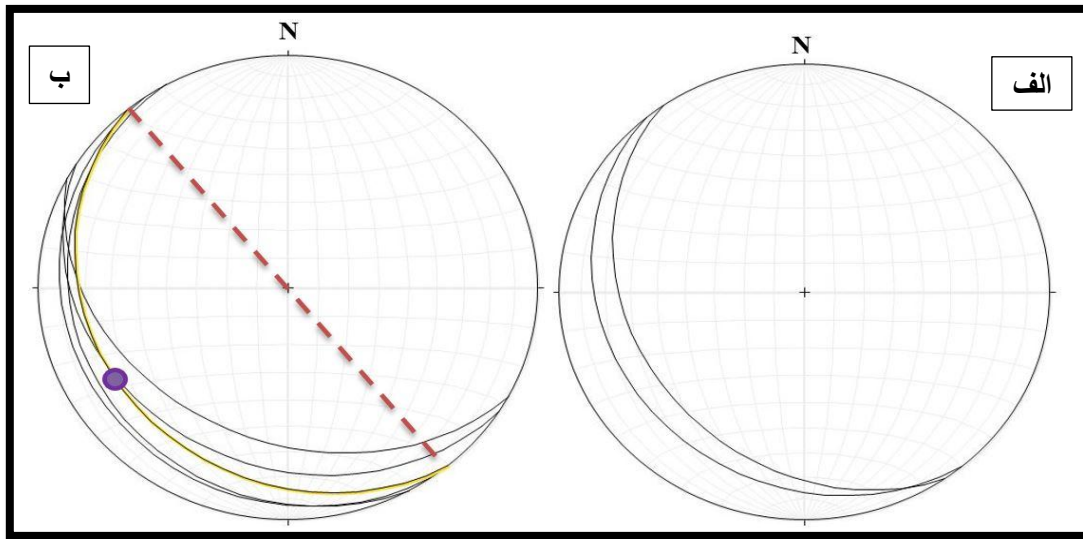
ناهمسان یا تازک ناهمسان را در داخل توالی‌های منظم‌تر در نظر بگیریم (رمزی، ۱۹۷۴). در چین تنگ ماغر طبق نظریه رمزی (رمزی، ۱۹۷۴) در ابتدا انقطاع بیش از پیش در محلی نزدیک به منطقه لولایی پیش می‌رود، و شیب سطح چین خورده در اطراف منطقه لولایی تغییر می‌کند (شکل ۷ الف)، در این هنگام ساختار



شکل ۷: راه‌حلی هندسی برای مشکل فضای غیرقابل توجیه در چین‌های جناغی (الف) ایجاد ساختار لولای پیازی در لایه‌های چین خورده با ضخامت ناهمسان (ب) لایه‌ی ضخیم و مقاوم بر روی یک یال شکسته است و بر روی یال دیگر حرکت می‌کند و راندگی‌های یالی را ایجاد می‌کند (برگرفته از رمزی و هابر، ۱۹۷۴). (فلش‌ها جهت وارد شدن نیرو را نشان می‌دهند)

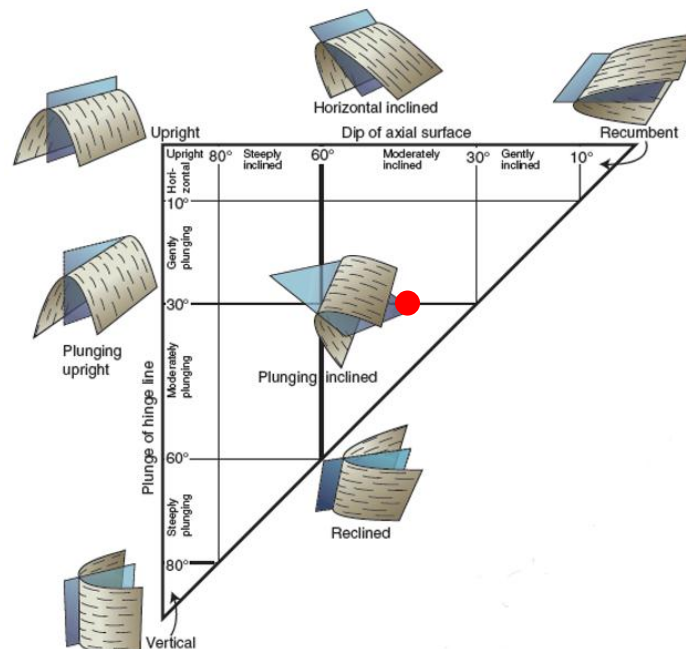
داشته باشند و خمیدگی مواد مقاوم می‌تواند برای دست‌یابی به طول اضافی یال، بدون آشفتن مدل جناغی کلی، تغییر کنند. به هر حال، زمانی که تغییرات ضخامت عمده لایه‌های مقاوم در موقعیت‌هایی که مواد نامقاوم نازک هستند، وجود دارد، مدل جناغی با یال مستقیم، خصوصا اگر نسبت ضخامت به طول یال لایه‌های مقاوم زیاد باشد (بیش از ۱/۱۰)، نمی‌تواند وجود داشته باشد (رمزی، ۱۹۷۴). با استفاده از نرم افزار استریونت ۲۰۱۱، شیب و امتدادهای برداشت شده از چین و گسل در رسم گردیده است (شکل ۸).

اگر لایه‌های ضخیم و نازک مقاوم با یک مدل مخلوط در تمام ساختار توسعه یافته باشند، عموماً این لایه‌های قوی‌تر که سبب ایجاد شیب یال غالب در سامانه می‌شوند. طول‌های لایه‌های مقاوم نازک‌تر با جریان یا شکستگی‌ها افزایش می‌یابند. تاثیرات ساختاری اغلب توسط ضخامت مرتبط مواد نامقاوم که همانند لایه‌ای بین لایه‌های مقاوم عمل می‌کنند، کنترل می‌شود. اگر نسبت t_2/t_1 بالا (بیش از ۳) باشد، ممکن است مواد مناسب با مقاومت کمتری برای تنظیم تغییرات شکل نیاز بوسیله هر لایه مقاوم ضخیم ناهمسان، وجود



شکل ۸: الف) تصویر استریوگرافی گسل‌ها، ب) رسم یال‌های چین و محور چین در استریونت برای دستیابی به سطح محوری با استفاده از نرم‌افزار (برگرفته از نرم‌افزار استریونت، ۲۰۱۱)، نقطه چین سطح محوری چین را نشان می‌دهد. نقطه نشان دهنده محور چین می‌باشد.

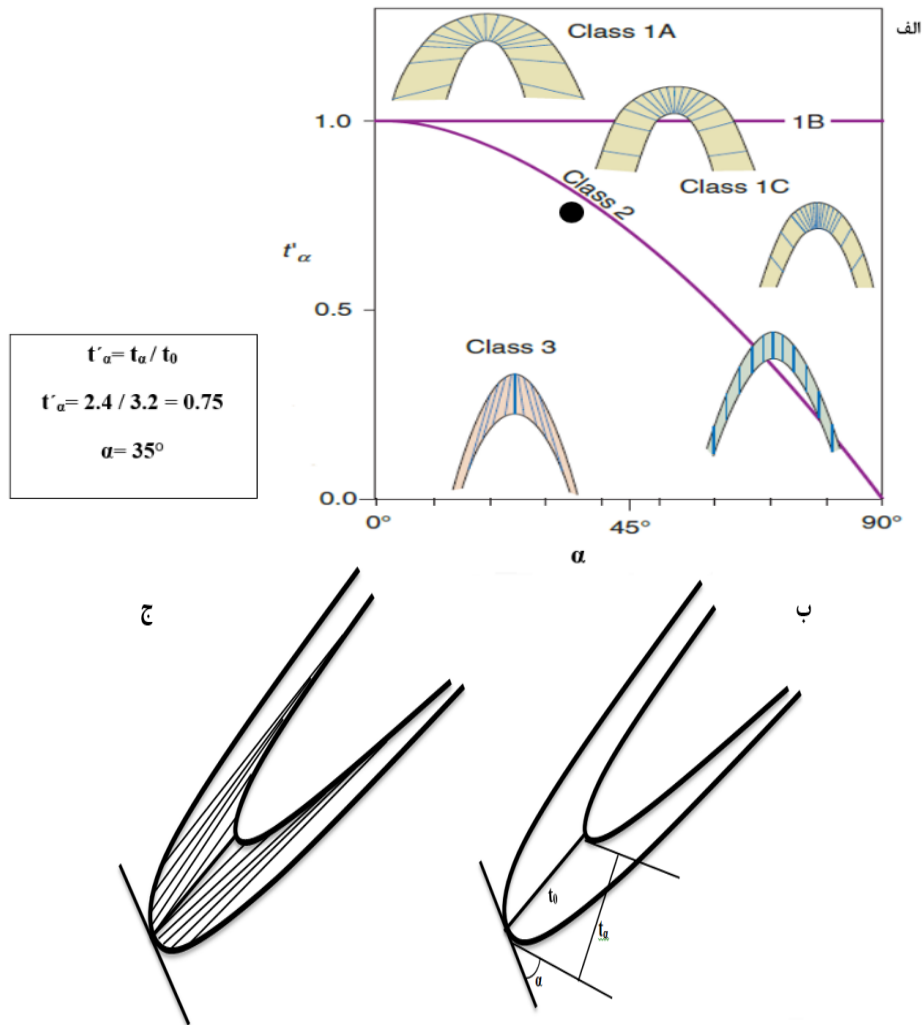
با استفاده از ترسیم چین در استریونت، سطح محوری چین برابر با $N42^{\circ}W, 22^{\circ}SW$ و اثر سطح محوری آن برابر با $N45^{\circ}W$ می‌باشد. از این مقدار جهت تعیین جایگاه چین در رده‌بندی فلوتی (۱۹۶۴) بر اساس پلانژ خط لولا و شیب سطح محوری استفاده می‌گردد. بر این اساس چین تنگ ماغر در رده‌بندی فلوتی جز چین-هایی با میل خط لولا نسبتاً مایل می‌باشد (شکل ۹).



شکل ۹: رده بندی چین‌ها بر اساس پلانژ خط لولا و شیب سطح محوری (برگرفته از فلوتی، ۱۹۶۴) و جایگاه چین جناغی تنگ ماغر در این رده‌بندی (علامت دایره مشخصه محل چین بر روی نمودار می‌باشد).

در این همین رده‌بندی بر اساس رسم خطوط هم‌شیب چین مورد مطالعه، مشاهده گردید که خطوط هم‌شیب به سمت کمان داخلی واگرا می‌باشند، که بازتر از کمان خارجی می‌باشند، که خود دلالت بر جایگیری چین در رده‌ی ۳ رمزی دارد (شکل ۱۰ الف و ب و ج).

برای تعیین جایگاه چین مورد مطالعه با توجه به رده‌بندی رمزی و هوپر (۱۹۸۷) محاسبات و ترسیمات لازم بر روی چین انجام شده است. بر این اساس چین جناغی تنگ ماغر در رده‌ی ۳ قرار خواهد گرفت (شکل ۱ الف). این دسته از چین‌ها دارای یال‌های نازک‌تر و لولای ضخیم‌تر می‌باشند.



شکل ۱۰: الف) جایگاه چین تنگ ماغر در رده‌بندی رمزی و هوپر (۱۹۸۷) بر اساس تغییرات ضخامت لایه‌ها و نحوه قرار گرفتن خطوط هم‌شیب که بر این اساس چین تنگ ماغر در رده‌ی ۳ این رده‌بندی قرار می‌گیرد ب) ترسیمات انجام شده بر روی چین جهت تعیین جایگاه چین در رده‌بندی رمزی و هوپر (۱۹۸۷) ج) رسم خطوط هم‌شیب بر روی چین که از نوع واگرا به سمت کمان داخلی می‌باشند. t_α : ضخامت محلی لایه‌ها t_0 : ضخامت لایه‌ها در یال چین t'_α : ضخامت محلی لایه‌ها تقسیم بر ضخامت لایه‌ها در یال چین. (علامت ستاره مشخصه محل چین بر روی نمودار می‌باشد)

می‌باشد، که با رسم مماس‌های دو یال چین جناغی تنگ ماغر این زاویه 15° درجه به‌دست آمده است و در نتیجه این چین در رده‌بندی فلوئی (۱۹۶۴) از نوع چین‌های تنگ می‌باشد.

لایه‌بندی برابر است با $\gamma t_2 = 58.664$. تحلیل استریوگرافی چین نشان می‌دهد که موقعیت فضایی سطح محوری چین عبارت است از $N42^\circ W, 22^\circ SW$ و اثر سطح محوری برابر با $N45^\circ W$. نوع این چین در رده‌بندی رمزی از نوع چین‌های رده 3 (چین با خطوط هم‌شیب واگرا در کمان داخلی و ضخامت کمتر در یال‌ها نسبت به لولا) و در رده‌بندی فلوئی با توجه به زاویه بین یالی آن ($i=15^\circ$)، از نوع چین‌های تنگ، و با توجه به پلانژ خط لولا و شیب سطح محوری در رده چین‌هایی با میل خط لولا نسبتاً مایل تعیین شده است. به نظر می‌رسد سازوکار تشکیل این ناودیس جناغی به صورت قرار گرفتن آن در توالی از لایه‌های مقاوم و نامقاوم می‌باشد که بعد از تشکیل ساختار لولای پیازی شکل، و در نهایت لغزش بین لایه‌ها با یک شکستگی در یال جنوب‌غربی و تغییرشکل شدید برخی لایه‌ها در این یال خاتمه یافته است.

-نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵. دیپاچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی ایران، ۱۰۹ص.

-Alavi, M., 1991. Tectonic map of the Middle East, Geological Survey of Iran, Tehran.
-Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran; new data and interpretations: Tectonophysics, v. 229, p. 211-238.
-Berberian, M., and King, G. 1981. Towards a paleogeography and tectonic

همچنین برای تعیین جایگاه چین مورد مطالعه با توجه به رده‌بندی فلوئی (۱۹۶۴) نیز محاسبات و ترسیمات لازم بر روی چین انجام شده است. در این رده‌بندی معیار زاویه‌ی بین دو یال چین

نتیجه‌گیری

چین جناغی تنگ ماغر، در تاقدیس کوه بنگستان، واقع در کمربند ساده چین‌خورده‌ی زاگرس مورد مطالعه قرار گرفته شده است. طبق برداشت‌های صحرائی انجام شده پارامترهای مرتبط با چین‌های جناغی بر اساس روش رمزی (۱۹۷۴) برای ناودیس جناغی تنگ ماغر محاسبه شده است و بر این اساس مقادیر به دست آمده عبارتند از: $S_{t2}=4.667^\circ$, $\gamma_{t1}=15^\circ$, $S_{t1}=4.8$ بین لایه‌های مقاوم و نامقاوم برابر است با $Sr=0.133$ ، کرنش برشی میانگین موازی با لایه بندی برابر است با $\gamma_{t1}=0.267$ ، (۳) لغزش در طول مرزهای هر لایه مقاوم برابر است با $St1=4.8^\circ$ ، (۴) کرنش برشی میانگین موازی با لایه‌بندی برابر است با $\gamma_{t1}=15^\circ$ ، (۵) لغزش در طول مرزهای لایه‌های نامقاوم در یال‌های چین برابر است با $St2=4.667^\circ$ و (۶) کرنش برشی میانگین موازی با

منابع

- مطیعی، ه.، ۱۳۷۴. چین‌شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، جلد اول، ۵۳۶ص.

evolution of Iran, Canadian Journal of Earth Sciences, p. 210-265.
-Bayly, M.B., 1964. A theory of similar folding in viscous materials, American Journal of Science, v. 262, p. 753-766.
-Bayly, M.B., 1976. Development of chevron folds: Discussion, Geological Society of America Bulletin, v. 87, 1664p.

- Caley, T., Malaizé, B., Zaragosi, S., Rossignol, L., Bourget, J., Eynaud, F. and Ellouz-Zimmermann, N., 2011. New Arabian Sea records help decipher orbital timing of Indo-Asian monsoon, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 308 (3), p. 433-444.
- Casey, M. and Huggenberger, P., 1985. Numerical modeling of finite-amplitude similar folds developing under general deformation histories, *Journal of Structural Geology*, v. 7, p. 103-114.
- Chapple, W.M., 1968. A mathematical theory of finite-amplitude rock-folding, *Geological Society of America Bulletin*, v. 79, p. 47-68.
- Chapple, W.M., 1969. Fold shape and rheology: the folding of an isolated viscous-plastic layer, *Tectonophysics*, v. 7, p. 97-116.
- Chapple, W.M., 1970. The finite-amplitude instability in the folding of layered rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 7, p. 457-466.
- de Sitter, L.U., 1956. *Structural Geology*, McGraw-Hill, London.
- De Sitter, L.U., 1958. Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding, *Geologie en Mijnbouw*, v. 8, p. 277-286.
- Dubey, A.K. and Cobbold, P.R., 1977. Noncylindrical flexural slip folds in nature and experiment, *Tectonophysics*, v. 38, p. 223-239.
- Eftekhari Nejad, J., 1359. Separation of different parts of a building in connection with the situation sedimentary basin. *Journal Oil Association*, v. 82, p. 19-28.
- Falcon, N. L., 1974. Southern Iran: Zagros Mountains, in A. Spencer, ed., *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts*, Geological Society of London Special Publication, v. 4, p. 199-211.
- Farzipour-Saein, A., Nilfouroushan, F. and Koyi, H. 2013. The effect of basement step/topography on the geometry of the Zagros fold and thrust belt (SW Iran): An analog modeling approach, *International Journal of Earth Sciences*, p. 2117-2135.
- Fletcher, R.C. and Pollard, D.D., 1999. Can we understand structural and tectonic processes and their products without appeal to complete mechanics? *Journal of Structural Geology*, v. 21, p.1071-1088.
- Fowler, T.J. and Winsor, C.N., 1996. Evolution of chevron folds by profile shape changes: comparison between multilayer deformation experiments and folds of the Bendigo-Castlemaine goldfields, Australia, *Tectonophysics*, v. 258, p. 125-150.
- Fossen, H., 2010. *Structural geology*, Cambridge: Cambridge University Press.
- Ghabeishavi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A. and Taati, F., 2010. Microfacies and Depositional Environment of the Cenomanian of the Bangestan Anticline, SW Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 37(3), p. 275-85. Web.
- Ghosh, S.K., 1968. Experiments of buckling of multilayers which permit interlayer gliding, *Tectonophysics*, v. 6, p. 207-249.
- Hart, B. B., 1970. The Kuh-E Bangestan/ Kuh-E Sefid stratigraphical survey, Report, 1179 p.
- Heydari, E., Hassanzadeh, J., Wade, W., J. and Ghazi, A. M., 2003. Permian Triassic boundary interval in the Abadeh section of Iran with implications for mass extinction. Part 1. Sedimentology: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 193, p. 405 - 423.
- Haynes, S. J. and McQuillan, H., 1974. Evolution of the Zagros suture zone, southern Iran, *Geological Society of America Bulletin*, v.85(5), p. 739-744.
- James, G. A. and Wynd, J. G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium, agreement area:

- American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 49, p. 2182 - 2245.
- Johnson, A.M., 1970. Physical Processes in Geology, Freeman, Cooper & Co., San Francisco.
- Johnson, A.M. and Ellen, S.D., 1974. Theory of concentric, kink and sinusoidal folding, I. Introduction, Tectonophysics, v. 21, p. 301-339.
- Johnson, A.M. and Fletcher, R.C., 1994. Folding of Viscous Layers: Mechanical Analysis and Interpretation of Structures in Deformed Rock, Columbia University Press, New York.
- Johnson, A.M. and Honea, E., 1975. A theory of concentric, kink, and sinusoidal folding and of monoclinical flexuring of compressible, elastic multilayers, Part III, transition from sinusoidal to concentric-like to chevron folds, Tectonophysics, v. 27, p. 1-38.
- Johnson, A.M. and Pfaff, V.J., 1989. Parallel, similar and constrained folds, Engineering Geology, v. 27, p. 115-180.
- Narahara, D.K. and Wiltschko, D.V., 1986. Deformation in the hinge region of a chevron fold, Valley and Ridge Province, central Pennsylvania, Journal of Structural Geology, v. 8, p. 157-168.
- Pfaff, V.J. and Johnson, A.J., 1989. Opposite senses of fold asymmetry, Engineering Geology, v. 27, p. 3-38.
- Pollard, D.D. and Fletcher, R.C., 2005. Fundamentals of Structural Geology, Cambridge University Press, Cambridge.
- Ramsay, J.G., 1967. Folding and Fracturing of Rocks, McGraw-Hill, New York.
- Ramsay, J.G., 1974. Development of chevron folds, Geological Society of America Bulletin, v. 85, p. 1741-1754.
- Ramsay, J.G. and Huber, M.I., 1987. Modern Structural Geology, v. 2. Folds and Fractures, Academic Press, London.
- Seppehr, M. and Cosgrove, J.W., 2004. Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran, Marine and Petroleum Geology, v. 21, p. 829-843, ISSN: 0264-8172.
- Smythe, D. K., 1971. Viscous theory of angular folding by flexural flow, Tectonophysics, v. 12, p. 415-430.
- Stocklin, J. 1968. Structural history and tectonics of Iran, A review, AAPG Bulletin, v. 52 (7), p. 1229-1258.
- Tanner, P.W.G., 1989. The flexural-slip mechanism, Journal of Structural Geology, v. 11, p. 635-656.
- Twiss, R. J. and Moores, E. M. 1992. Structural Geology, W. H. Freeman & Co., San Francisco, 532 p.