

ارائه مدل کینماتیکی برای چین مرتبط با گسلش لار و ارتباط ساختاری آن با رویداد زمین‌لرزه ۱۹۶۰ لار، جنوب خاوری زاگرس

خدیجه هاشمی^۱، بهنام اویسی^۲ و عبدالله سعیدی^۲

^۱ کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

^۲ دکتر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۶/۲۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۴/۰۵

چکیده

کمر بند چین- راندگی زاگرس به عنوان یکی از کمر بندهای کوهزایی جوان با چین خوردگی‌های گسترده در پوشش رسوبی اش شناخته می‌شود که در آن فراوانی زمین‌لرزه‌ها به شکل نواری به سوی بخش‌های درونی زاگرس متمایل است. تاقدیس لار یکی از چین‌های فعال و متمایل به بخش درونی زاگرس است که در کمان فارس ساحلی قرار دارد. شهر لار که در بخش شمال خاوری این ساختار قرار گرفته، چندین بار توسط زمین‌لرزه تخریب شده است. مهم‌ترین این زمین‌لرزه‌ها، زمین‌لرزه ۱۹۶۰ (6.0 ~ mb) است که سبب ویرانی و تلفات بسیاری شد. نزدیک‌ترین گسل به شهر لار که به احتمال زیاد می‌تواند مسبب این زمین‌لرزه باشد گسل لار است. برای نمایش هندسه چین مرتبط با گسلش لار برش ساختاری به درازای ۲۷ کیلومتر تهیه شد. درصد کوتاه‌شدگی کلی در امتداد برش ۱۷/۳ درصد یعنی برابر با ۴/۶ کیلومتر است. از این مقدار بیشترین کوتاه‌شدگی توسط تاقدیس لار به میزان ۱۵ درصد (~۴ km) جذب شده است. مقایسه هندسه تاقدیس لار در برش ساختاری رسم شده با مدل‌های چین مرتبط با گسلش نشان داد که این تاقدیس از دید کینماتیکی می‌تواند با یک چین پیشروی گسلی صفحه محوری ثابت شده با نازک‌شدگی در یال جلویی مطابقت داشته باشد. بررسی‌ها نشان می‌دهد که تاقدیس لار یک چین پیشروی گسلی بالغ است که هسته آن در حال تبدیل شدن به چین خمشی- گسلی است. این بازسازی دوباره کینماتیکی حذف واحد کم‌قوام هرمز را در هسته تاقدیس در پی داشته و حذف واحدهای کم‌قوام نیز به نوبه خود عاملی در تغییر رفتار نرم به رفتار سخت (rigid) در هسته تاقدیس است. بر پایه برش ساختاری چنین رفتار مکانیکی در تاقدیس لار در مرز تماس سنگ‌های پالئوزوئیک در هسته تاقدیس نمود یافته است که می‌تواند توان لرزه‌زایی در پوشش رسوبی را افزایش دهد. بنابراین انتظار می‌رود ژرفای رخداد ۱۹۶۰ کم (۹-۶ km) و در مغزه تاقدیس لار و در ارتباط با رفتار مکانیکی سخت در هسته تاقدیس باشد. به کارگیری روابط هندسی نشان می‌دهد که نرخ نسبی کوتاه‌شدگی بلندمدت برای تاقدیس لار $1 \pm 2 \text{ mm/yr}$ بوده که با میانگین نرخ لغزش $1 \pm 4 \text{ mm/yr}$ بر روی گسل لار همراه بوده است.

کلیدواژه‌ها: زاگرس، گسل لار، زمین‌لرزه ۱۹۶۰ لار، چین پیشروی گسلی، چین خمشی- گسلی، نرخ نسبی کوتاه‌شدگی

*نویسنده مسئول: خدیجه هاشمی

E-mail: hashemi.a356@gmail.com

۱- پیش‌گفتار

کمر بند چین- راندگی جوان زاگرس (ZFTB) بخشی از کمر بند کوهزایی آلپ- هیمالیاست که در راستای NW-SE، از گسل آنتولی خاوری در شمال باختر تا خط عمان در جنوب خاور امتداد یافته است. این کوهزاد حاصل برخورد صفحه عربی با اوراسیا در راستای تقریبی N-S است. اگرچه ویژگی‌های ساختاری زاگرس به‌طور گسترده‌ای مورد بررسی قرار گرفته ولی تغییر شکل‌های جوان و ارتباط آن با هندسه و کینماتیک ساختارهای زیر سطحی و همچنین ارتباط آن با لرزه‌خیزی، کمتر مورد توجه قرار گرفته است. تغییر شکل در بخش‌های شمال خاوری این کمر بند به‌صورت راندگی است در حالی که به‌سوی جنوب باختر به‌صورت چین خوردگی نمایان می‌شود. هم‌گسل‌های راندگی و هم چین خوردگی‌ها به‌سوی جنوب باختر جوان‌تر می‌شوند که نشان از پیشروی تغییر شکل به‌سوی جنوب باختر دارد (Alavi, 2007). همان‌گونه که اشاره شد بیشتر تغییر شکل‌ها در کمر بند ساده چین‌خورده به‌صورت چین خوردگی است که حضور چندین سطح فراکنش در توالی رسوبی سبک چین خوردگی و هندسه چین‌ها را تحت تأثیر قرار داده است (Sherkati & Letouzey, 2004). در چین‌های فراکنشی (Detachment Folds) دامنه‌های چین نسبت به جابه‌جایی‌های ناچیز گسل، نشان از رشد چین خوردگی پیش از گسلش دارد (McNaught & Mitra, 1993; Wallace & Homza, 1997). پیشروی گسل از میان چین از یک سطح فراکنش، ممکن است عدم تقارن بیشتر تاقدیس‌ها را سبب شود (McQuarrie, 2004). طول موج کوتاه و دامنه کوچک بیشتر چین‌ها در کمر بند چین راندگی زاگرس، هم به خاطر تنگ‌شدگی چین‌ها (زاویه میان یالی ۴۵ تا ۱۰۰) و هم به‌خاطر قوام چینه‌های فانروزوئیک در بالای نمک هرمز سبب می‌شود تا گسترش چین خوردگی فراکنشی محض از قاعده نمک هرمز

غیر محتمل به‌نظر برسد (McQuarrie, 2004). ژرفای سطوح فراکنش برای این چین‌ها از قاعده توالی کرتاسه تا قاعده پالئوزوئیک پرقوام در بالای نمک هرمز متغیر است (McQuarrie, 2004). این ساختارها به بهترین صورت به‌وسیله چین‌های پیشروی گسلی توصیف می‌شوند که گسل راندگی پیشرونده میزان لغزش خود را به‌سوی بالای شیب کاهش می‌دهد و کوتاه‌شدگی حاصل با چین خوردگی در پایان نوک گسل (Faul Tip) جبران می‌شود (Mitra, 1990; McNaught & Mitra, 1993). Molinaro et al. (2005) به‌شکل‌گیری چین‌های فراکنشی در بالای نمک قاعده‌ای هرمز اشاره دارند که کوتاه‌شدگی مداوم این ساختارها با مهاجرت لایه‌های نمک قاعده‌ای به‌درون هسته تاقدیس‌ها و پیشروی راندگی‌های پیش یال نمود یافته است. همچنین در شمال ZFTB رمپ‌هایی با ریشه‌های ژرف سنگ‌های فرادواره را چین داده و ساختارهای پولکی (Imbricate) و دوپشته (Duplex) را در سطوح بالاتر توالی رسوبی ایجاد کرده‌اند. راندگی‌های خارج از توالی (Out of Sequence) متصل شده به‌گسل‌های پی‌سنگی لرزه‌ای بزرگ، ساختارها را در پوشش ZFTB قطع کرده‌اند (Molinaro et al., 2005). اولین برآوردهای نرخ کوتاه‌شدگی‌ها به کمک داده‌های ریخت‌زمین‌ساختی در گستره زاگرس مرکزی (Oveisi et al., 2008) نشان می‌دهد که بیشترین کوتاه‌شدگی در پلیستوسن پایانی، در پیشانی جبهه کوهزایی متمرکز بوده که با برآوردهای ژئودتیک (Walpersdorf et al., 2006) برای تغییر شکل‌های کوتاه دوره همخوان است. این مطالعات نشان می‌دهد که تنها چند ساختار چین‌خورده در جبهه کوهزایی میزان قابل توجه‌ای از نرخ تغییر شکل‌های فعال در این گستره را با سازوکار نازک پوسته جذب می‌کنند. این ساختارهای تاقدیسی فعال، در شکل چین خوردگی فراکنشی (Detachment Folding) و یا چین خوردگی پیشروی گسلی

می‌شود تا این واحدها نقش مهمی در چگونگی تغییر شکل ساختارها داشته باشند. اطلاعات درباره توالی پوشش رسوبی منطقه (جدول ۲) نشان می‌دهد که تغییر شکل‌ها در گبر با توالی متغیری از واحدهای کم‌قوام و پر قوام است. در این میان واحدهای فراکنش پایینی و میانی (سازند نمکی هرمز و سازند تبخیری دشتک) در کنترل تغییر شکل‌ها نقش مهمی دارند. سازند نمکی هرمز به سن پر کامبرین، سطح فراکنش پایینی در منطقه فارس، لرستان و زاگرس مرتفع را تشکیل می‌دهد (Sherkati et al., 2006) که در قاعده پوشش رسوبی فانروزوییک قرار می‌گیرد و جداکننده توالی رسوبی از پی‌سنگ است. از سوی دیگر سازند تبخیری دشتک به سن تریاس از سطوح مهم فراکنش میانی در فارس ساحلی و نیمه ساحلی است (Sherkati et al., 2006).

داده‌های دستگاهی (IRSG) نشان می‌دهد نرخ لرزه‌زایی در منطقه مورد مطالعه بالاست. همان‌گونه که اشاره شد گسل لار مهم‌ترین ساختار گسلی موجود در منطقه است و داده‌های زمین‌لرزه تاریخی و دستگاهی در محدوده این گسل می‌تواند نشان از فعالیت آن باشد. زمین‌لرزه‌های تاریخی شهر لار شامل زمین‌لرزه‌های ۱۴۰۰، ۱۵۹۳، ۱۶۷۷ و ۱۷۶۶ میلادی است. مهم‌ترین زمین‌لرزه‌های دستگاهی شهر لار شامل زمین لرزه ۱۳ سپتامبر ۱۹۱۱ و زمین لرزه ۲۴ آوریل ۱۹۶۰ است (جدول ۱). موقعیت مکانی کانون بیرونی زمین لرزه ۱۹۶۰ لار (۶-۵) روی گسل لار و در فاصله $1/5 \pm 8$ کیلومتری شهر لار گزارش شده است (شکل ۱). هر چند تعیین موقعیت مکانی زمین‌لرزه‌ها گاه دارای خطای چندین کیلومتری است، ولی بروز بیشترین تخریب در شهر لار به نوعی گویای نزدیکی کانون بیرونی به این شهر است. گفتنی است که اطلاعات ثبت شده در مورد زمین لرزه ۱۹۶۰ لار نشان می‌دهد که این زمین لرزه با تخریب شدید شهر لار و جان باختن بیش از ۴۰۰ نفر در این شهر همراه بوده (ابوالحسن زاده، ۱۳۷۰) ولی میزان تخریب و تلفات به‌طور قابل توجهی به سوی مناطق پیرامون کاهش داشته است. برای نمونه شهر لطیفی در فاصله ۶ کیلومتری شمال خاوری شهر لار با تخریب کم سازه‌ها همراه بوده است.

شکل ۲ مدل محاسبه شده شدت زمین لرزه ۱۹۶۰ را برای شدت بیشینه در منطقه شهر لار نشان می‌دهد. همان‌گونه که پیداست فاصله منحنی‌های هم‌شدت کم و بنابراین تغییرات در میزان شدت سریع است.

۳- برش ساختاری و ساختار تاقدیسی لار

در این مطالعه هدف از تهیه برش ساختاری شناسایی هندسه و کینماتیک ساختارها، برآورد ژرفای پی‌سنگ متبلور، بررسی امکان تفاوت در سازوکار چین‌خوردگی و سازمان‌یافتگی دوباره در مغزه تاقدیس و برآوردی از مقدار کوتاه‌شدگی در امتداد ساختارهای مطالعه شده بوده است. برش تهیه شده به درازای ۲۷ کیلومتر در راستای NE-SW و عمود بر روند ساختارها تهیه شده است (شکل ۱). برای رسم برش از روش ستبرای ثابت (Constant Thickness) استفاده شد. در این برش مقیاس عمودی و افقی برابر شده است ($V=H$). داده‌های مورد نیاز برای رسم برش (شامل شیب و امتداد لایه‌ها) از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ لار و برداشت‌های صحرائی به‌دست آمده است. ستبرای سازندها نیز برگرفته شده از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ لار و کتاب چینه‌شناسی زاگرس (مطیعی، ۱۳۷۲) است (جدول ۲). برش ساختاری نشان‌دهنده مجموع ستبرای $1/5 \pm 9$ کیلومتری پوشش رسوبی در این منطقه است. در میان واحدهای رسوبی منطقه واحدهای تبخیری نمک هرمز و دشتک نقش بنیادین در شکل‌گیری تغییر شکل‌ها دارند.

مقدار کوتاه‌شدگی مجموع در امتداد برش ساختاری ۱۷/۳ درصد است که برابر با ۴/۶ کیلومتر است. از این مقدار ۱۵ درصد در تاقدیس لار، ۱/۴ درصد در تاقدیس هرمود و ۰/۸ درصد در تاقدیس گراش جذب شده است (شکل ۴-الف).

تئوری ستبرای ثابت (Constant Thickness) و صفحه محوری ثابت شده (Fixed Axial Surface) امکان ارائه مدل‌های مناسب برای تفسیر کینماتیکی

(Fault-Propagation Fold) در بالای سطح جدایش هرمز (Lower Detachment Level) و یا سطح جدایش گچساران (Upper Detachment Level) گسترش یافته‌اند و تغییر شکل‌های خود را در مقیاس پوسته‌ای از گسل‌های مهمی همچون گسل پیشانی کوهستان (MFF) و یا از بخش‌های درونی زاگرس دریافت می‌کنند (Oveisi et al., 2008). زمین‌لرزه‌ها به شکل باندی در بخش مرکزی زاگرس گسترده شده‌اند و میانگین بزرگای آنها متوسط است. بر پایه پژوهش‌های جدید (Oveisi et al., 2006; Walpersdorf et al., 2007) تفاوت در تمرکز بیشینه کوتاه‌شدگی‌ها در جبهه کوهزایی و زمین‌لرزه‌ها در زاگرس می‌تواند نتیجه اثر جدایش (Decoupling) در سازوکار تغییر شکل‌ها میان پوشش رسوبی و پوسته باشد. Jackson & McKenzie (1988) تغییر شکل لرزه‌زا در زاگرس را کمینه ۸ درصد و بیشینه ۱۰ تا ۱۵ درصد عنوان کرده‌اند. Masson et al. (2005) نیز مقدار یادشده را کمتر از ۵ درصد عنوان کرده‌اند. مطالعات جدید نشان دادند که بیشتر زمین‌لرزه‌های ثبت شده در زاگرس می‌تواند از درون توالی رسوبی منشأ بگیرند (Koyi et al., 2000; McQuarrie, 2004). از سوی دیگر مطالعات خرد لرزه‌ها در زاگرس مرکزی گویای بیشترین تمرکز خرد لرزه‌ها در ژرفای 2 ± 10 کیلومتری و در همبری پوسته شکننده و پوشش رسوبی است (Tatar et al., 2002). این در حالی است که هنوز پرسش‌های بسیاری در مورد سازوکار و نرخ جذب کوتاه‌شدگی‌ها روی گسل‌های فعال در زاگرس وجود دارد.

این مقاله تلاش دارد تا با به کارگیری از روش‌های ساختاری، الگوی کوتاه‌شدگی‌ها و برآوردی نسبی از نرخ تغییر شکل‌های فعال در منطقه خاوری زاگرس مرکزی (منطقه لار- فارس) ارائه دهد. این سؤال مطرح است که الگوی گسترش تغییر شکل‌های فعال و جذب کوتاه‌شدگی‌ها در گستره مورد بررسی چگونه است؟ این بررسی‌ها نشان می‌دهد که نه تنها جنس مواد در الگوی گسترش تغییر شکل‌های فعال مهم است (سطوح جدایش فعال)، بلکه کینماتیک ساختار چین‌خورده در میزان جذب کوتاه‌شدگی‌ها نیز نقش مهمی دارد. نکته مهم این است که کینماتیک ساختار و الگوی جذب کوتاه‌شدگی توسط آن نقش مهمی در گسترش تغییر شکل‌های لرزه‌زا دارد. برای نمایش ارتباط تغییر شکل‌های فعال با لرزه‌خیزی منطقه از روش تحلیل کینماتیکی برش ساختاری استفاده شده است.

۲- زمین‌شناسی و لرزه‌خیزی منطقه

منطقه لار در بخش جنوب خاوری استان فارس و در منطقه چین‌خورده زاگرس قرار دارد. روند چیره ساختارهای منطقه خاوری-باختری، عمود بر سوی همگرایی صفحات عربی-اوراسیاست. در گستره مورد بررسی ساختارهای تاقدیسی لار (با میانگین ارتفاع ۱۸۴۰ متر)، هرمود (با میانگین ارتفاع ۹۷۰ متر) و گراش (با میانگین ارتفاع ۱۰۶۰ متر) با روند نزدیک به خاور-باختر از ساختارهای مهم چین‌خورده در منطقه هستند (شکل ۱). گسل لار (Berberian, 1995; Oveisi & Yousefi, 1999) مهم‌ترین گسل موجود در منطقه است. از ساختارهایی که در کنار تاقدیس لار (با طول موج حدود ۷ کیلومتر) شکل گرفته‌اند تاقدیس گراش در سوی شمال با طول موج حدود ۶/۵ کیلومتر است. افزون بر این در سوی جنوب تاقدیس لار تاقدیسی پشت‌نهنگی با طول موج ۹ کیلومتر قرار دارد که با بروز واحد آسماری-جهرم در سطح همراه است.

بروزدهای نمک هرمز در سطح به‌شکل گنبد‌های نمکی از ویژگی‌های آشکار کمان فارس از کمر بند ساده چین‌خورده زاگرس است. از این میان، گنبد نمکی کرم‌سنتج در ۲۰ کیلومتری جنوب خاوری شهر لار یکی از مهم‌ترین گنبد‌های نمکی در محدوده منطقه مورد مطالعه است. این گنبد نمکی از جریان زبانی شکل نمک و ژئیس تشکیل شده است. طول جریان نمک به ۵ کیلومتر می‌رسد. پراکنندگی واحدهای فراکنش در سطوح مختلف توالی رسوبی زاگرس سبب

همچنین بر پایه تئوری‌های موجود (برای نمونه Chester & Chester, 1990) انتظار می‌رود که طول یال‌های چین (Kinkbands) با افزایش میزان لغزش روی گسل لار افزایش یابد. بررسی‌های انجام شده طویل بودن طول یال‌ها را برای تاقدیس لار نشان می‌دهد (شکل ۴-۴ الف) که به‌همراه برگشتگی لایه‌ها و به‌هم‌ریختگی ساختاری گویای رشد کامل کینماتیکی تاقدیس لار است و به گفته‌های دیگر تاقدیس لار باید یک چین پیشروی گسلی بالغ (Mature) است. همان‌گونه که پیش‌تر اشاره شد تاقدیس لار ۱۵ درصد از مقدار کوتاه‌شدگی مجموع (۱۷/۳ درصد) را در طول برش ۲۷ کیلومتری جذب کرده است. پژوهش‌های جدید نشان می‌دهد که مدل روند تکوین ساختارهای چین‌خورده در زاگرس از چین‌های فراکنشی به چین پیشروی گسلی و سپس چین گسلی - خمشی است (برای نمونه، Oveisi et al., 2008; Sherhati et al., 2006). بر پایه برش ساختاری، بخش بالایی پوشش رسوبی در ساختار تاقدیسی لار نشان‌دهنده مدل چین پیشروی گسلی بالغ است و این در حالی است که فضای خالی (Excess Area) در مغزه تاقدیس که با سنگ‌های پالئوزویک پایینی پر شده است، ساختار نابالغ گسلی - خمشی را پیش‌بینی می‌کند. همان‌گونه که از برش ساختار تاقدیس لار پیداست مغزه تاقدیس فضای کافی برای حضور نمک هرمز ندارد. در چنین شرایطی انتظار می‌رود که تغییر شکل و لغزش روی گسل لار در مغزه تاقدیس از رفتار مکانیکی سخت (Rigid) پیروی کند. بررسی‌های اخیر (برای نمونه Talebian & Jackson, 2004) نشان می‌دهد که بروز رخداد‌های زمین‌لرزه در پوشش رسوبی گستره زاگرس ($10 \text{ km} < h < 5$ - \sim) دور از انتظار نیست. از همین رو می‌توان ساختار نابالغ گسلی - خمشی در مغزه تاقدیس لار را دارای توان لرزه‌زایی دانست. همان‌گونه که اشاره شده تغییر شکل‌ها (در شکل لغزش روی سطح گسل و چین خوردگی) در مغزه تاقدیس لار با رفتار مکانیکی سخت جذب می‌شود.

در صورت قبول فرض لرزه‌زایی پوشش رسوبی منطقه مورد بررسی این پرسش مطرح است که آیا رخداد زمین‌لرزه ۱۹۶۰ لار در پیوستگی با تغییر شکل‌های فعال در مغزه تاقدیس لار است؟ این نوشتار به این نکته اشاره دارد که تکوین تدریجی چین خوردگی پیشروی گسلی بالغ به چین خوردگی خمشی - گسلی که از هسته تاقدیس آغاز می‌شود می‌تواند عامل گسترش تغییر شکل‌های لرزه‌زا در پوشش رسوبی باشد و تاقدیس لار نمونه‌ای از ساختار چین‌خورده فعال است که انتظار می‌رود بخشی از کوتاه‌شدگی در مغزه ساختار به شکل لرزه‌زا جذب شود. اشاره به این نکته لازم است که در ساختارهای چین‌خورده زاگرس کمتر به وجود راندگی پشتی (Back Thrust) اشاره شده است که این ویژگی می‌تواند در رابطه با رئولوژی سنگ‌های کربناتی باشد که تمایل به انتقال مواد به‌صورت انتشار (Pressure Solution) و چین‌خوردگی به جای شکستگی دارند (Gratier & Gamond, 1990; Sherhati et al., 2006). همچنین شکل نگرفتن راندگی پشتی می‌تواند نشانگر سطحی و نازک‌پوسته بودن تغییر شکل‌ها باشد. بررسی‌های صحرائی انجام شده روی تاقدیس لار نشان از شکل نگرفتن راندگی پشتی روی این ساختار دارد. از سوی دیگر پهنای عرضی گسترش تغییر شکل‌ها (10 km - \sim) سبب می‌شود تا فرض ادامه گسل لار در ژرفا به موازات لایه نمکی هرمز (سامانه نازک‌پوسته) منطقی‌تر از فرض ادامه گسل لار در پوسته شکننده باشد (سامانه سترپوسته). اطلاعات نیمرخ‌های لرزه‌ای می‌تواند کمک بسیار خوبی برای بررسی و افزایش قطعیت نتیجه‌گیری‌ها است.

۴- برآورد نرخ نسبی کوتاه‌شدگی و نرخ لغزش گسل در چین مرتبط با گسلش لار

سرعت‌های افقی (کوتاه‌شدگی) و عمودی (فرازش) حرکت مواد در یک چین پیشروی گسلی می‌توانند با استفاده از برخی متغیرهای هندسی قابل اندازه‌گیری روی برش ساختاری تعیین شوند. یک شرط ضروری در مدل کردن سرعت‌ها این است که در هر منطقه‌ای که توسط سطوح محوری فعال مرزبندی شده‌اند، مسیرهای

چین خوردگی پیشروی گسل را فراهم می‌کند (Suppe & Medwedeff, 1984, 1990). در مدل ستبرای ثابت، طول و ستبرای لایه در سراسر چین حفظ می‌شود. در این مدل صفحات محوری همیشه دامنه‌های چین مجاور را به‌طور مساوی قطع می‌کنند. در مدل صفحه محوری ثابت‌شده، با محدودیت حفظ مساحت، به یال جلویی چین اجازه ستبر شدن و نازک شدن داده می‌شود. در این مدل ستبرای لایه در بخش‌های رأس و یال پشتی چین حفظ می‌شود. همچنین در این مدل، صفحات محوری مربوط به یال جلویی و مربوط به هسته چین، دامنه‌های مجاور را به‌طور مساوی قطع نمی‌کنند (Mosar & Suppe, 1991). در منطقه مورد بررسی میانگین شیب یال پشتی تاقدیس لار ۵۵ درجه اندازه‌گیری شده است. بررسی‌ها و برداشت‌های صحرائی نشان می‌دهد که یال جلویی این ساختار بر شیب‌تر از یال پشتی و دارای شیب 5 ± 75 درجه و در برخی بخش‌ها عمودی تا برگشته است (شکل‌های ۳- الف و ب). بر پایه تئوری مدل‌های هندسی برای چین‌های پیشروی گسلی، در این چین‌ها می‌توان انتظار داشت که شیب رمپ گسلی در هسته تاقدیس برابر با شیب یال پشتی باشد. بنابراین بر پایه این چنین همانندی در زاویه شیب گسل با یال پشتی ساختار، شیب رمپ گسل لار $55 \sim$ درجه در نظر گرفته شد که با الگوی تغییر شکل در ساختار تاقدیسی لار که شامل دامنه بلند چین و طول موج $7/5$ کیلومتری آن است همخوانی دارند (شکل ۴- الف). مقایسه هندسه لایه‌های چین‌خورده و رمپ گسلی با دو مدل ستبرای ثابت و صفحه محوری ثابت‌شده نشان می‌دهد که بهترین مدل برای نمایش کینماتیک تاقدیس لار، مدل چین پیشروی گسلی صفحه محوری ثابت‌شده با رمپ گسلی پر شیب است (شکل ۴- ب). از ویژگی‌های این مدل شیب زیاد لایه‌ها در یال جلویی نسبت به یال پشتی و همچنین نازک‌شدگی لایه‌ها در یال جلویی چین است که هر دو ویژگی را می‌توان در تاقدیس لار پیگیری کرد. آثار تغییر ستبرای، به‌ویژه نازک‌شدگی لایه‌ها در یال جلویی تاقدیس لار را می‌توان روی نقشه زمین‌شناسی لار با مقیاس $1:100000$ ردیابی کرد. تئوری‌های موجود نشان می‌دهد که بیشتر تغییر شکل‌هایی که در بالای گسل‌های راندگی کور (Blind) ایجاد می‌شوند باید با گسترش نامتقارن یال‌های پر شیب همراه باشند. این رشد نامتقارن با گسترش افزایش فرسایشی در مغزه همراه است که با مدل تاقدیس لار همخوان است. در ارتباط با تاقدیس لار تفاوت در ضریب فرسایش آهک‌های ریفی تارپور و آهک‌های دولومیتی جهرم در مقایسه با مارن و شیل‌های گورپی سبب گسترش این افزایش فرسایشی در مغزه تاقدیس شده است. شکل ۴ مقایسه میان تاقدیس لار با زاویه رمپ 3 ± 55 درجه و مدل چین پیشروی گسلی صفحه محوری ثابت‌شده با زاویه رمپ پر شیب را نشان می‌دهد. تئوری نسبت ستبرای لایه تغییر نیافته به ستبرای تغییر یافته (Te/Ti) برای چین پیشروی گسلی صفحه محوری ثابت‌شده با رمپ گسلی پر شیب ($\theta=45$) را در یال جلویی چین $1/86$ پیش‌بینی می‌کند. برش ساختاری تاقدیس لار (شکل ۴- الف) نشان می‌دهد که نسبت اشاره شده در تغییر ستبرای لایه تغییر نیافته به ستبرای تغییر یافته در یال جلویی تاقدیس لار $1/9 \sim$ است که با عدد مدل تئوری همخوانی بسیار خوبی دارد. در شرایطی که $Te/Ti > 1$ باشد، نازک‌شدگی را می‌توان در یال جلویی ساختار پیگیری کرد (Mosar & Suppe, 1991; Jamison (1987). نموداری را که نشانگر وضعیت کینماتیکی چین‌های پیشروی گسلی بر پایه تغییرات زاویه رمپ گسلی و زاویه میان یالی است نیز ارائه می‌دهد. تئوری رابطه تغییرات زاویه رمپ گسلی و زاویه میان یالی (شکل ۴- ج) نشان می‌دهد که تاقدیس لار با زاویه رمپ گسلی 3 ± 55 درجه و زاویه میان یالی ۵۴ درجه باید چین پیشروی گسلی با یال جلویی نازک شده باشد.

برش ساختاری تاقدیس لار (شکل ۴- الف) لغزش روی گسل لار را به گونه‌ای تفسیر می‌کند که میزان لغزش به‌سوی پایان گسل (Fault Tip) کاهش می‌یابد و بر پایه مدل‌های ساختاری موجود مقدار کوتاه‌شدگی به‌شکل چین خوردگی در پایان گسل بیان می‌شود. هندسه چین خوردگی در برش ساختاری تاقدیس لار مدل چین پیشروی گسلی (Fault Propagation Fold) را برای این ساختار پیش‌بینی می‌کند.

۵ - نتیجه گیری

کمر بند چین خورده - رانده زاگرس از دیدگاه لرزه زایی جزو مناطق فعال به شمار می آید. بیشتر ساختارهای قرار گرفته در کمر بند ساده چین خورده زاگرس جزو چین های مرتبط با گسلش هستند. در این گستره نقش سطوح فراکنش در گسترش تغییر شکل ها و در سازو کار آنها اهمیت فراوانی دارد. این مطالعه نشان داد که در منطقه لار نه تنها نقش واحد فراکنش زیرین (سازند هرمز) اهمیت ویژه ای دارد، بلکه واحد تراز میانی دشتک نیز در الگوی گسترش تغییر شکل های جوان و کینماتیک چنین تغییر شکل هایی نقش مهمی دارد. حضور چنین واحدهایی با گرانروی پایین می تواند سازو کار بی لرزه بخشی از تغییر شکل ها را کنترل کند. این در حالی است که رخدادهای زمین لرزه ۱۹۶۰ لار گویای لرزه زا بودن تغییر شکل ها در گستره مورد بررسی نیز هست. برش ساختاری منطقه نشان می دهد که تاقدیس لار از دید کینماتیک یک چین پیشروی گسلی صفحه محوری ثابت شده با نازک شدگی در یال جلویی است. هر چند ساختار تاقدیس لار در سطح یک چین پیشروی گسلی تکامل یافته است ولی برش ساختاری پیش بینی می کند که در مغزه به دلیل عملکرد گسل لار و حذف واحد هرمز ساختار خمشی - گسلی جوان ساختار در حال گسترش است. طول موج کوتاه (۷/۵ کیلومتر) و دامنه بلند این تاقدیس (۲/۵ کیلومتر) گویای ایجاد شرایط حذف نمک در مغزه تاقدیس است. فرایند حذف نمک در مغزه ساختار باید با تزریق نمک به سوی پلانچ تاقدیس و رشد طولی آن همراه بوده باشد که سبب کاهش طول موج چین خوردگی نیز شده است. امکان درگیر بودن تاقدیس لار در هسته خود با فرایند انتقال چین پیشروی گسلی بالغ به چین خمشی - گسلی سبب می شود تا این ساختار را بتوان در گروه ساختارهای چین خورده لرزه زا مورد بررسی قرار داد. بررسی ها نشان می دهد که تاقدیس لار با در نظر گرفتن شیب ۵۵ درجه برای گسل لار نرخ نسبی کوتاه شدگی $2 \pm 1 \text{ mm/yr}$ دارد. این نرخ کوتاه شدگی برآوردی بلنددوره برای ساختار تاقدیسی است که روند کاهنده و یا افزایشنده کوتاه شدگی را در خود ندارد. ارتباط میان فرایند حذف واحد فراکنش در مغزه تاقدیس و نرخ کوتاه شدگی برای ساختار، با رخداد زمین لرزه ۱۹۶۰ لار نشان می دهد که شعاع کم تخریب زمین لرزه لار و مختصات رومکان این زمین لرزه (که بیشتر نشان دهنده جنبش گسل لار به عنوان مسبب این زمین لرزه است)، می تواند با فرایند تدریجی ولی لرزه زای بازسازی دوباره کینماتیک در مغزه تاقدیس مربوط باشد. بنابراین پیشنهاد می شود که کانون درونی رخداد زمین لرزه لار، در پوشش رسوبی و در مغزه تاقدیس لار بوده است. همچنین انتظار می رود که چنین بازسازی دوباره کینماتیک در مغزه تاقدیس لار عاملی در گسترش تغییر شکل های جوان در فرودپواره گسل لار نیز باشد (هاشمی، ۱۳۸۹).

جابه جایی ذرات با راستای گسل در آن منطقه موازی و سرعت ها ثابت هستند (Mosar & Suppe, 1991) (شکل ۵). بنابراین در یک چین پیشروی گسلی در بالای راندگی قاعده ای (منطقه ۱ در شکل ۵) مواد به موازات سطح فراکنش و در یال پشتی ساختار (منطقه ۲) مواد به موازات رمپ صفحه گسلی حرکت می کنند. در رأس و یال جلویی یک چین پیشروی گسلی (منطقه ۳) مواد به موازات سطح محوری فعال یال جلویی جابه جا می شوند (Hardy & Poblet, 1995).

در معادله سرعت، S نرخ لغزش گسل (m/ka) ، θ_2 شیب رمپ گسلی، γ_e شیب صفحه محوری فعال جلویی، γ_1 زاویه سطح محوری یال پشتی و R تغییر در لغزش در مرز بین منطقه های ۲ و ۳ است که از رابطه زیر به دست می آیند:

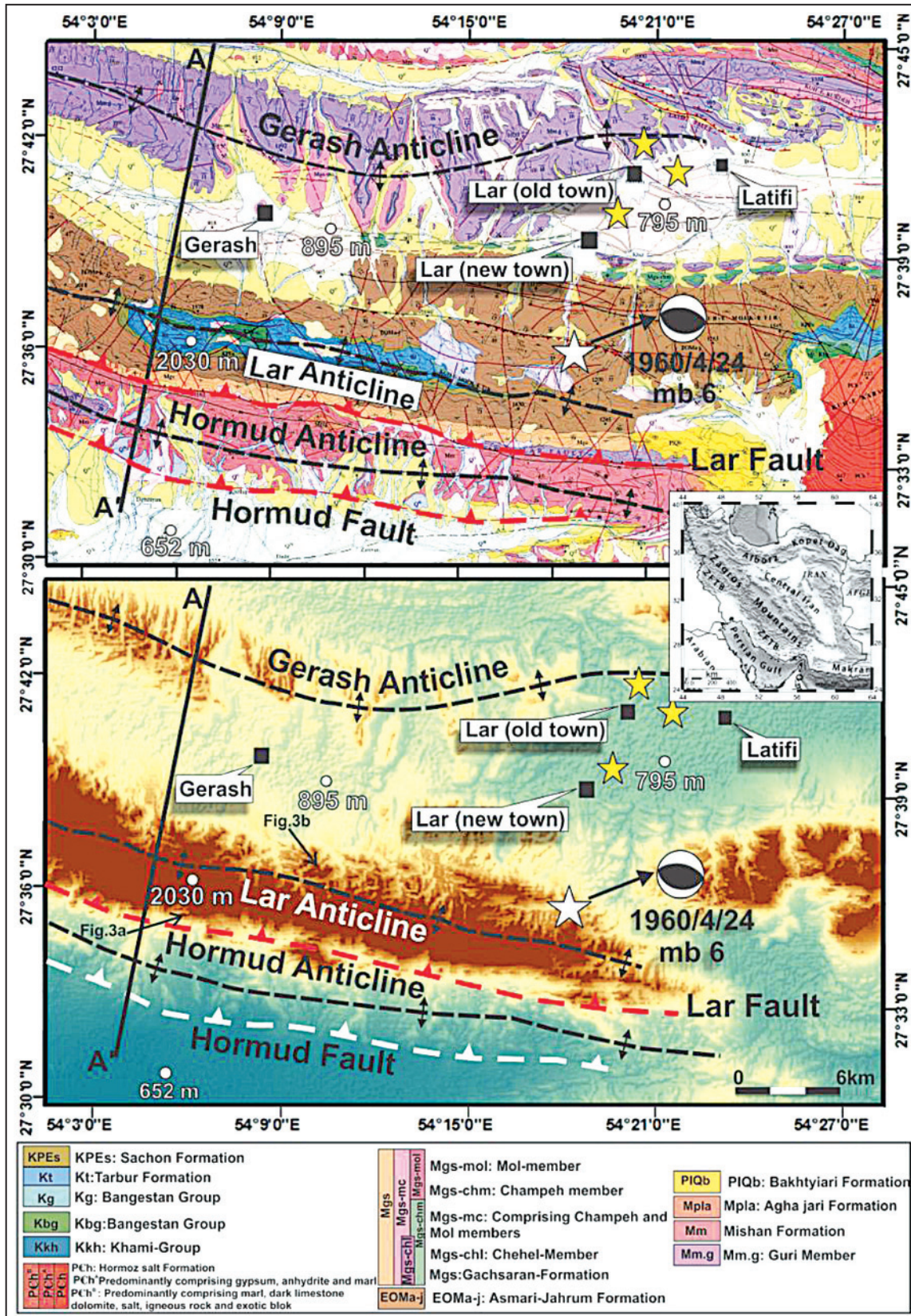
$$R = \sin(\gamma_1 + \theta_2) / \sin(\gamma_1 + \gamma_e) \quad (1)$$

برای به دست آوردن نرخ لغزش گسل (S)، ابتدا لغزش کلی (s) از رابطه ۲ و سپس با داشتن سن رشد تاقدیس لار نرخ لغزش گسل به دست می آید.

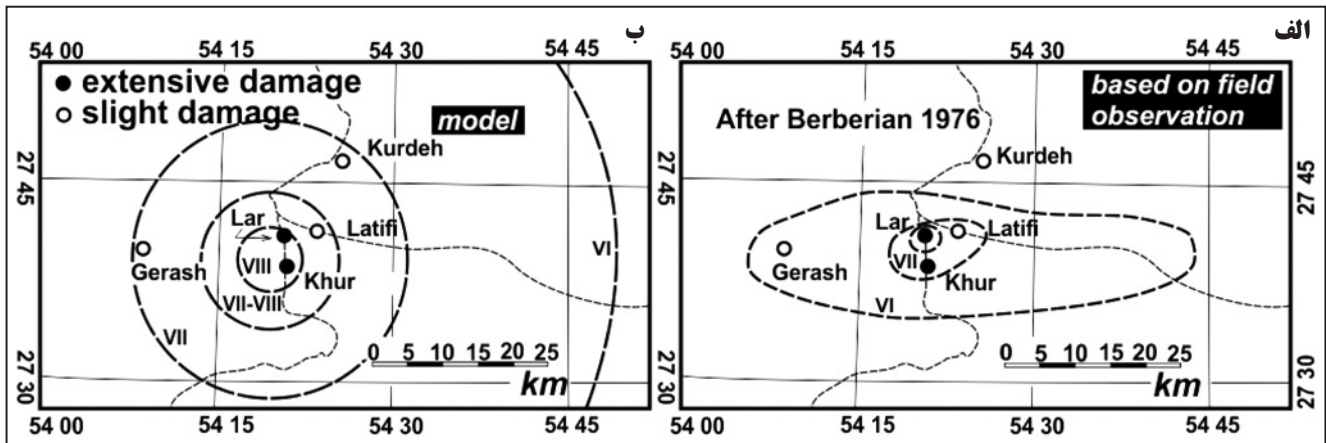
(۲)

$L_p/s = [\cot \gamma_e^* - \cot \gamma_1] / [1/\sin \theta_2 - (\sin \gamma_1 / \sin \gamma_e) / \sin(\gamma_e + \gamma_1 + \theta_2)] + \sin(\gamma_1 + \theta_2) / \sin(\gamma_1)$
مقادیر متغیرهای به کار برده شده در روابط بالا برای تاقدیس لار عبارت اند از: $\theta_2 = 55^\circ$ ، $\gamma_e = 36^\circ$ ، $\gamma_1 = 70^\circ$ ، $\gamma_e = 31/5^\circ$ ، $\gamma_e = 78/5^\circ$ ، $\gamma_e^* = 36^\circ$ ، $L_p = 4255$ (طول یال پشتی) L_p (موقعیت زوایا روی شکل ۴ - ب نشان داده شده است).

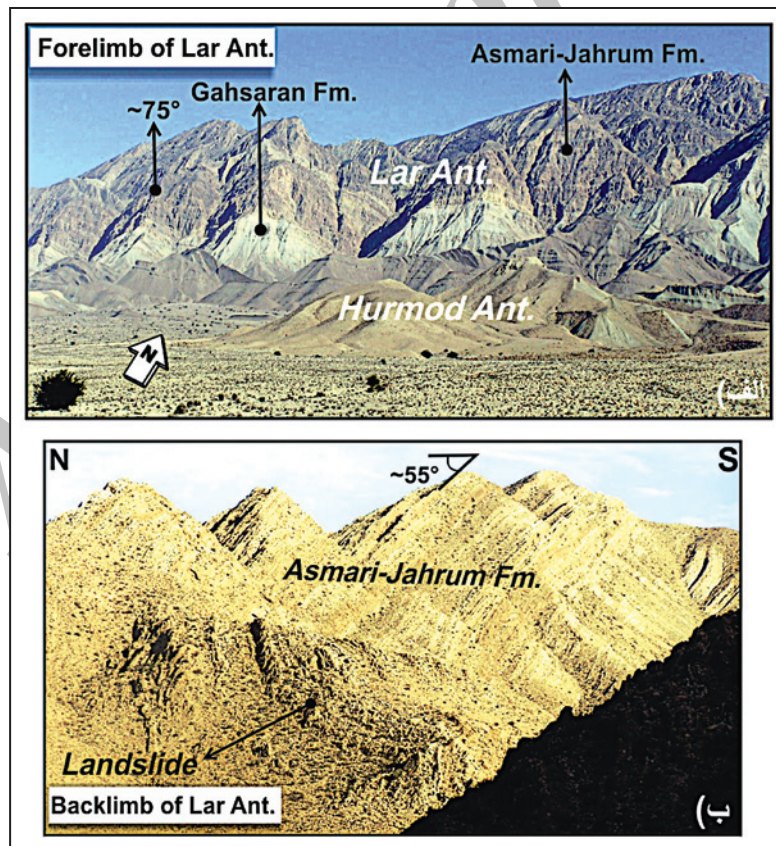
برای برآورد سن رشد تاقدیس لار می توان دو فرض را در نظر داشت. در فرض اول می توان سن رشد تاقدیس لار را همزمان با تغییر بنیادین در سازو کار کوتاه شدگی ها در طول کمر بند کوهزایی زاگرس (Molinari et al., 2005) دانست که این تغییر به دلیل اثر گسل های پی سنگی (Crustal) است و باید با گسترش نهشته های کنگلومرایی بختیاری (۳ میلیون سال پیش) همراه بوده باشد. چنین فرضی اشاره به منشأ پی سنگی گسل لار دارد که سبب تجمع تغییر شکل های نازک پوسته روی گسل شده است. از سوی دیگر فرضی آغاز چین خوردگی در تاقدیس لار در زمان آغاز برخورد (Collision) نیز بر پایه تئوری های موجود منطقی است (۵ میلیون سال پیش). از این رو با به شمار آوردن دو فرضیه زمان نسبی آغاز فرایند کوتاه شدگی برای تاقدیس لار، نرخ لغزش روی گسل لار 1 ± 4 میلی متر بر سال برآورد شد (شکل ۶). ارزش عددی متغیر R در روابط سرعت $1/5$ به دست آمده است. میانگین نرخ نسبی کوتاه شدگی برای تاقدیس لار با در نظر گرفتن شیب ۵۵ درجه برای گسل لار 1 ± 2 برآورد می شود (میانگین نرخ نسبی کوتاه شدگی در منطقه های ۲ و ۳، شکل ۶). بدیهی است این نرخ کوتاه شدگی برآوردی بلنددوره (Long Term) است که روند احتمالی کاهندگی و یا افزایشندگی کوتاه شدگی را در خود ندارد.



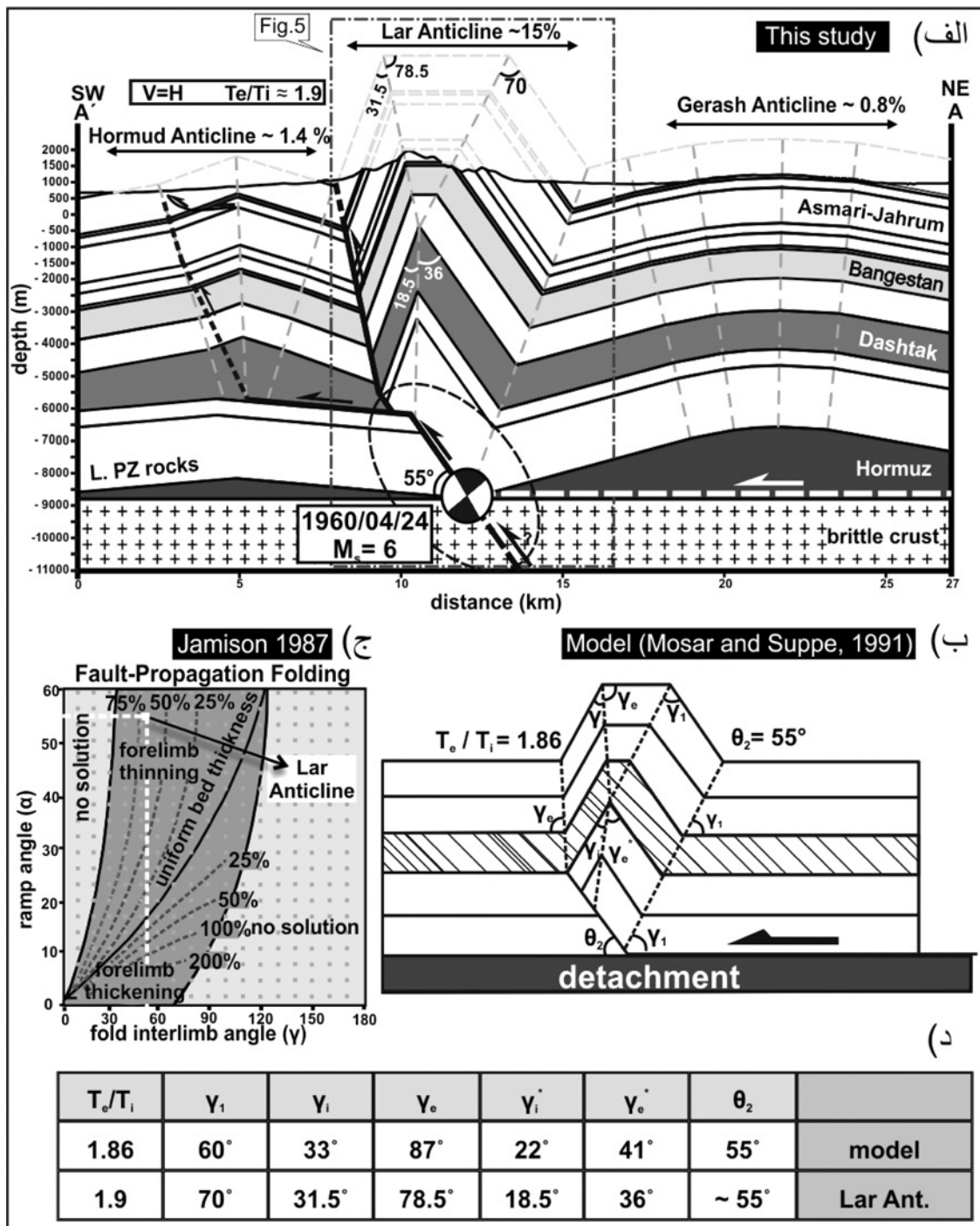
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی و مدل توپوگرافی (SRTM 90m) منطقه مورد بررسی. موقعیت منطقه با کادر سفید رنگ روی نقشه ایران مشخص شده است. ستاره‌های زرد رنگ زمین‌لرزه‌های تاریخی شهر لار و ستاره سفید موقعیت تقریبی کانون بیرونی زمین‌لرزه ۱۹۶۰ را نشان می‌دهند. حل سازوکار کانونی بر پایه اطلاعات ساختاری و هندسه گسل لار برآورد و رسم شده است. حل سازوکار کانونی، امتداد و شیب گسل را $N80^{\circ}W/55^{\circ}NE$ نشان می‌دهد مسیر برش ساختاری $A-A'$ روی نقشه مشخص شده است. گسل لار با امتداد شمال-شمال باختر در امتداد یال جنوب باختری تاقدیس لار دیده می‌شود. گسترش تغییر شکل‌های جوان در فرودپواره گسل لار در شکل چین‌خوردگی و تشکیل تاقدیس هرمود است. داده‌های زمین‌شناسی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه لار برگرفته شده است.



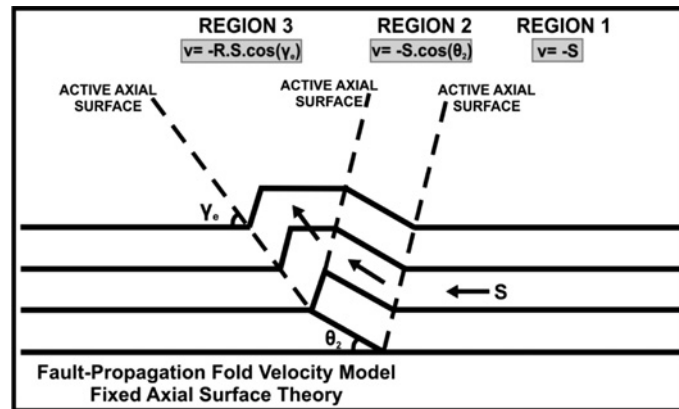
شکل ۲- الف) منحنی های هم لرزه رخداد زمین لرزه ۱۹۶۰ لار (Berberian, 1976). این اطلاعات که بر پایه داده های صحرایی است نشان می دهد که شهر لار در منطقه شدت بیشینه VIII قرار داشته است؛ ب) منحنی های هم لرزه رخداد در این پژوهش. در این مدل از ضریب کشیدگی منحنی های هم لرزه در امتداد گسل استفاده نشده است. بر پایه مدل می توان تصور کرد که شهر لار در زمان رخداد زمین لرزه در منطقه صفر شدت زمین لرزه یا منطقه بیشینه شدت (VIII) قرار داشته و مناطقی همچون شهر لطیفی یا گراش شدت VII را تجربه کرده اند. همان گونه که اشاره شد مدل منحنی های هم شدت که شامل شعاع کم تخریب و مساحت کم مناطق هم شدت است می تواند گویای ژرفای کم زمین لرزه باشد.



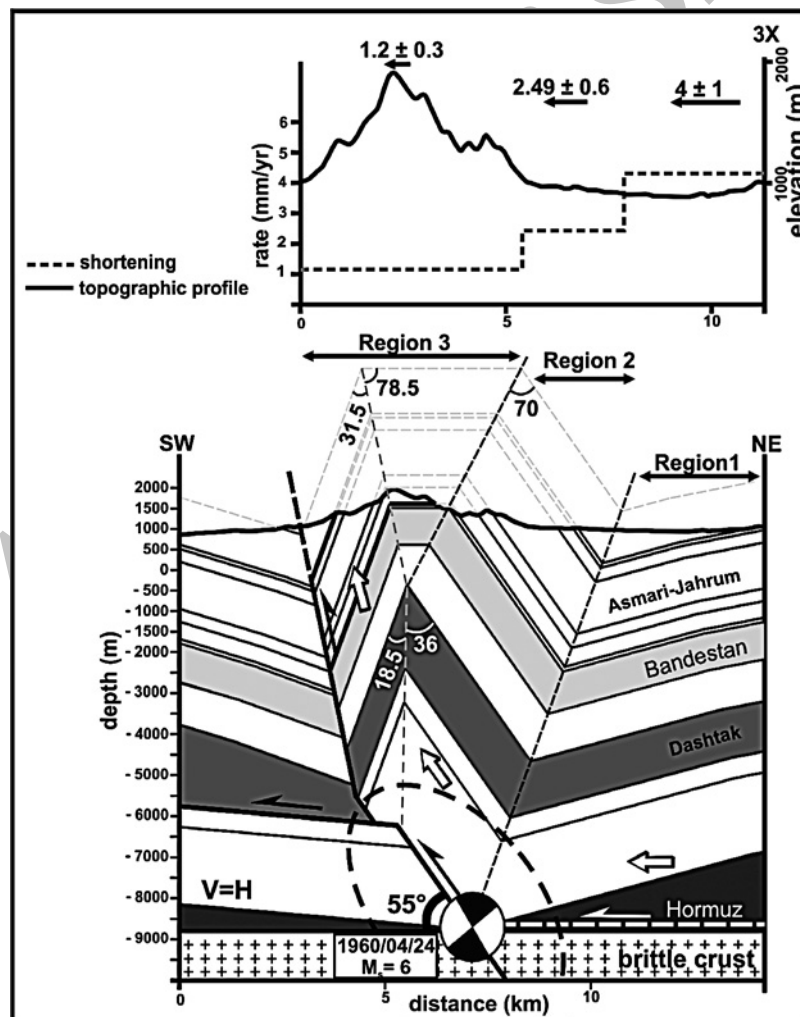
شکل ۳- الف) نمایی از یال جلویی تاقدیس لار. تاقدیس لار ساختاری نامتقارن با روند نزدیک به خاور- باختر است. گرایش صفحه محوری این ساختار چین خورده به سوی جنوب است. یال جلویی ساختار شیب تند 75 ± 5 درجه دارد و در برخی بخش ها عمودی تا برگشته است؛ ب) نمایی از یال پشتی تاقدیس لار. یال شمالی تاقدیس لار میانگین شیب ۵۵ درجه دارد. موقعیت شکل های الف و ب روی شکل ۱ مشخص شده است.



شکل ۴-الف) برش ساختاری عمود بر روند ساختارها در منطقه مطالعه شده. درصد بالایی از تغییر شکل‌ها در ساختار تاقدیسی لار جذب شده است. واحد دشتک و هرمز به ترتیب در ژرفای ۵/۵ و ۹ کیلومتری از واحدهایی هستند که در شکل لایه‌های فراکنشی تأثیر بسزایی دارند؛ (ب) مدل چین پیشروی گسلی صفحه محوری ثابت شده با نازک‌شدگی در یال جلویی که با هندسه تاقدیس لار همخوانی دارد؛ (ج) نمودار نشان‌دهنده نوع چین پیشروی گسلی بر پایه زاویه میان‌یالی و زاویه رمپ گسلی (Jamison, 1987). موقعیت تاقدیس لار با زاویه میان‌یالی ۵۴/۵ و زاویه رمپ گسلی ۵۵ درجه روی نمودار مشخص شده است که در محدوده چین‌های با یال جلویی نازک‌شده قرار می‌گیرد؛ (د) مقایسه زوایای هندسی تاقدیس لار با مدل چین پیشروی گسلی صفحه محوری ثابت شده با یال جلویی نازک‌شده (Mosar & Suppe, 1991). θ_2 : زاویه رمپ گسلی؛ γ_1 : زاویه سطح محوری یال پشتی؛ γ_o و γ_i : زوایای سطوح محوری یال جلویی؛ γ_o' و γ_i' : زوایای میان‌یالی مغزه چین. محدوده کادر خط چین در شکل ۴-الف در شکل ۶ نشان داده شده است.



شکل ۵- تصویر نمادین از مدل سرعت برای چین خوردگی پیشروی گسلی. معادله سرعت افقی (v) برای هر ۳ منطقه که توسط سطوح محوری فعال مرزبندی شده‌اند، مشخص شده است (برگرفته از Hardy & Poblet, 1995). برای سرعت افقی مقادیر چپ به راست مثبت و مقادیر راست به چپ منفی است.



شکل ۶- برآورد نرخ نسبی تغییر شکل فعال برای تاقدیس لار؛ پیکان‌های سفیدرنگ سوی حرکت مواد را نشان می‌دهد که در هر منطقه به موازات صفحه گسلی است. نمودار نرخ نسبی کوتاه‌شدگی را بر حسب میلی‌متر بر سال در مقیاس زمانی بلنددوره برای بخش‌های مختلف تاقدیس لار نشان می‌دهد. در نمودار، نیمرخ توپوگرافی با بزرگ‌نمایی عمودی ۳ برابر نشان داده شده است.

جدول ۱- زمین‌لرزه‌های تاریخی (۴ مورد اول) و دستگاهی (۲ مورد آخر) شهر لار (برگرفته از ابوالحسن زاده، ۱۳۷۰).

r0 (شعاع منطقه کلان‌لرزه - km)	mb	Ms	شدت	مختصات جغرافیایی		تاریخ رویداد (میلادی)
				عرض	طول	
----	----	۵/۳	VII	۲۷/۷	۵۴/۳	۱۴۰۰
----	----	۶/۵	VIII	۲۷/۷	۵۴/۳	سپتامبر ۱۵۹۳
----	----	۶/۴	VIII	۲۷/۹	۵۴/۲	۱۶۷۷
----	----	---	VII	۲۷/۷	۵۴/۳	۱۷۶۶
۱۰	----	۵/۵	---	۲۷/۶۷	۵۴/۴۴	۱۳ سپتامبر ۱۹۱۱
۶	۶/۰	۵/۸	VIII	۲۷/۷۰	۵۴/۲۹	۲۴ آوریل ۱۹۶۰

جدول ۲- ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ستبرای سازندهای به کار رفته در رسم برش (هاشمی، ۱۳۸۹).



کتابنگاری

رده، ا.، ۱۳۷۰- زمین لرزه‌های تاریخی ایران، ترجمه کتاب "A History of Persian Earthquakes" از Melville & Ambraseys (1982)، انتشارات آنگاه. مطیعی، ه.، ۱۳۷۲- زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. هاشمی، خ.، ۱۳۸۹- برآورد نرخ نسبی تغییر شکل‌های فعال در گستره زاگرس خاوری (با نگاهی ویژه به تاقدیس لار و هرمود)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Alavi, M., 2007- Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran: *American Journal of Science*, vol. 307, November, 2007, P. 1064-1095.
- Berberian, M., 1976 - An explanatory note on the first seismotectonic map of Iran; A seismo-tectonic review of the country, *Geol. Surv. Iran*, 39, 7-141, 1976.
- Berberian, M., 1995- Master 'blind' thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics: *Tectonophysics*, 241, 193-224.
- Chester, J. S. & Chester, F. M., 1990- Fault-propagation folds above thrusts with constant dip: *Journal of Structural Geology*, Vol. 12, No. 7, p. 903-910.
- Gratier, J. P. & Gamond, J. F., 1990- Transition between seismic and aseismic deformation in the upper crust: *Geol. Soc. Spec. Public.* , 54, 461 - 473.
- Hardy, S. & Poblet, J., 1995- The velocity de scription of deformation. Pape r 2: sediment geometries associated with fault bend and fault-propagation folds: *Marine Petrol. Geol.*, 12, 165-176.
- Jackson, J. A. & McKenzie, D. P., 1988- The relationship between plate motion and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East: *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 93, 45 - 73.
- Jamison, W. R., 1987- Geometric analysis of fold development in overthrust terranes: *Journal of Structural Geology*9(2), 207-219.
- Koyi, H. A., Hessami, K. & Teixell, A., 2000- Epicenter distribution and magnitude of earthquakes in fold-thrust belts: insights from sandbox models: *Geophysical Research letters*, 27, 273-276.
- Masson, F., Ch'ery, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F. & Ghafory-Ashtiani, M., 2005- Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data: *Geophys. J. Int.*, 160, 217-226.
- McNaught, M. A. & Mitra, G., 1993- A kinematic model for the origin of footwall synclines: *Journal of Structural Geology* 15, 805-808.
- McQuarrie, N., 2004 - Crustal scale geometry of the Zagros fold- thrust belt, Iran: *J. Stru ct. G eol.*, 26, 519 - 535.
- Mitra, S., 1990- Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps: *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 74, 921-945.
- Molinaro, M., Leturmy, P., Guezou, J. C., Frizon de Lamotte, D. & Eshraghi, S. A., 2005- The structure and kinematics of the south-eastern Zagros fold-thrust belt; Iran: from thinskinne d to thick-skinned tectonics: *Tectonics*, 24, doi:10.1029/2004TC001633.
- Mosar, J. & Suppe, J., 1991- Role of shear in fault-propagation folding. In: *Thrust Tectonics* (Ed. K.R. McClay), Chapman and Hall, London, 123-132.
- Oveisi, B. & Yousefi, T., 1999- Geological Map of Lar, 1/100000 scale. Geological survey of Iran.
- Oveisi, B., Lavé, J. & Van Der Beek, P., 2007- Rates and processes of active folding evidenced by Pleistocene terraces at the central Zagros front (Iran): in *Thrust Belts and Foreland Basins*, "Frontiers in Earth Sciences" Series, edited by O. Lacombe et al., Springer-Verlag, New York, pp. 265-285.
- Oveisi, B., Lavé, J., Van Der Beek, P. A., Carcaillet, J., Benedetti, L. & Aubourg, Ch., 2008- Thick- and thin-skinned deformation rates in the central Zagros simple folded zone (Iran) indicated by displacement of geomorphic surfaces: *Geophys. J. Int.*
- Sherkati, S. & Letouzey, J., 2004- Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran: *Marine and Petroleum Geology*, 21, 535-554.
- Sherkati, S., Letouzey, J. & Frizon de Lamotte, D., 2006- The Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation and sandbox modelling: *Tectonics*, 25, doi: 10.1029/2004TC001766.
- Suppe, J. & Medwedeff, D. A., 1984- Fault-propagation folding: *Geol. Soc. Am. Ann. Mtg. Abstr.* 16, 670.
- Suppe, J. & Medwedeff, D. A., 1990- Geometry and kinematics of fault propagation folding: *Eclogae Geol. Helv.* 83 (3), 409 - 454.
- Talebian, M. & Jackson, J., 2004- A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran: *Geophys. J. Int.*, 156, 506 - 526.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafori-Ashtiany, M. & Ch'ery, J., 2002- The present day deformation of the Central Zagros (Iran): *Geophys. Res. Lett.*, 29, 33-1 to 33-4, doi: 10.1029/2002GL015159.
- Wallace, W. K. & Homza, T. X., 1997- Differences between fault-propagation folds and detachment folds and their subsurface implications: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 6, 122.
- Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., Tavakoli, F., Nilforoushan, F., Tatar, M., Vernant, P., Chéry, J. & Masson, F., 2006- Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran): *Geophys. J. Int.*, 167, 1077-1088.

Offering a Kinematic Model for Lar Fault-Related Fold and Its Structural Relation with 1960 Lar Earthquake, SE Zagros

K. Hashemi ^{1*}, B. Oveisi ² & A. Saeedi ²

¹M.Sc., Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

²Ph.D., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Received: 2011 September 18

Accepted: 2012 June 25

Abstract

The Zagros fold-thrust belt is a young orogenic belt which is characterized by extensive folding in its sedimentary cover, and abundance of earthquakes in which, intends to inner parts of Zagros like a band. The Lar anticline is one of the active folds in this belt which is situated in the coastal Fars arc of the Zagros simple folded belt and intends to inner parts. Earthquakes have several times destroyed Lar town in the northeast of this structure. The most important event was 1960 earthquake (mb~6.0) that caused lots of destruction and casualties. The nearest fault to Lar town, which probably caused this earthquake, was the Lar fault. In order to illustrate the geometry of the Lar fault-related fold a structural cross section with ~27 km length was prepared. Percentage of total shortening along the cross-section obtained 17.3 % which is equal to 4.6 km. The maximum amount of this shortening equals to 15 % (~4 km) has been absorbed by the Lar anticline. Geometrical comparison between the Lar anticline and fault propagation fold models showed that the Lar anticline kinematically corresponds to a fixed axial surface fault propagation fold that associated with thinning in its forelimb. Investigations showed that the Lar anticline is a mature fault propagation fold, which its core is converting to an immature fault bend fold. This kinematic reorganization has led to elimination of the low viscosity Hormuz salt from anticline core and elimination of the low viscosity units in turn has led to changing ductile behaviour to rigid behaviour. According to the structural cross section, such a mechanical behaviour in the Lar anticline can occur in contact boundary of the Paleozoic rocks in anticline core which can lead to seismic potential increase in the sedimentary cover. So, it is expected that the depth of 1960 earthquake was low (6-9 km) and occurred in the core of the Lar anticline, in relation to its rigid mechanical behaviour. By using geometric equations, we showed that long term relative shortening rate for the Lar anticline is 2 ± 1 mm/yr which is associated with 4 ± 1 mm/yr average slip rate upon the Lar fault.

Keywords: Zagros, Lar Fault, 1960 Lar Earthquake, Fault Propagation Fault, Fault Bend Fold, Relative Shortening Rate.

For Persian Version see pages 9 to 18

*Corresponding author: K. Hashemi: E-mail: hashemi.a356@gmail.com

Archive of SID