

تحلیل کینماتیکی نشانگرهای ژئومورفیکی و برآورد آهنگ نسبی تغییر شکل‌های فعال در امتداد گسل کوآترنر هرمود - خاور زاگرس مرکزی

خدیجه هاشمی^{۱*}، بهنام اویسی^۲ و عبدالله سعیدی^۳

^۱ کارشناس ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
^۲ دکتری، گروه لرزه‌زمین‌ساخت و زلزله‌شناسی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
^۳ دکتری، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۹/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۳/۰۷

چکیده

تغییر شکل‌ها و چین‌خوردگی‌های جوان از ویژگی‌های آشکار کمربند ساده چین‌خورده زاگرس است. ساختار مطالعه شده چین مرتبط با گسلش هرمود است که در فارس ساحلی و در بخش جنوبی شهر لار قرار دارد. برای نمایش هندسه ساختار مطالعه شده و ارتباط کینماتیکی آن با بخش‌های شمالی و جنوبی، برش ساختاری به درازای ۲۷ کیلومتر در راستای NE-SW تهیه شد. این مطالعه نشان داد که تاقدیس هرمود همزمان با بازسازی دوباره کینماتیکی در هسته تاقدیس لار و افزایش تنش‌های افقی حاصل از آن در فرودپواره گسل لار شکل گرفته است. تفسیر تغییر شکل‌های جوان پوسته در منطقه بلافضل فرودپواره گسل لار گویای سازوکار رشد تاقدیس هرمود در شکل چین فراکنشی با طول یال ثابت است. برآورد آهنگ نسبی کوتاه‌شدگی (0.9 ± 0.2 mm/yr) برای یال جنوبی تاقدیس هرمود نشان‌دهنده رشد سریع این چین به صورت یک چین جهشی است که با پیشروی سریع گسل هرمود به سمت سطح همراه بوده است. در نتیجه این فرایند مدل کینماتیکی تاقدیس هرمود از یک چین فراکنشی با طول یال ثابت به یک چین خمشی - گسلی برشی تبدیل می‌شود. برآوردها آهنگ نسبی برپایی برای تاقدیس جوان هرمود را در محل رأس چین 0.7 ± 0.1 mm/yr پیش‌بینی می‌کند.

کلیدواژه‌ها: تاقدیس هرمود، چین فراکنشی، آهنگ نسبی برپایی، آهنگ نسبی کوتاه‌شدگی، نشانگرهای کینماتیکی.

* نویسنده مسئول: خدیجه هاشمی

E-mail: hashemi.a356@gmail.com

۱- مقدمه

کمربند چین-راندگی جوان زاگرس حاصل برخورد صفحه عربی با اوراسیا در راستای تقریبی N-S است. اگرچه ویژگی‌های ساختاری زاگرس به‌طور گسترده‌ای بررسی شده است اما به تغییر شکل‌های جوان و ارتباط آن با هندسه و کینماتیک ساختارهای زیر سطحی و همچنین ارتباط آن با لرزه‌خیزی، کمتر توجه شده است. بیشتر تغییر شکل‌ها در کمربند ساده چین‌خورده به صورت چین‌خوردگی است که حضور چندین سطح فراکنش در توالی رسوبی که در طی چین‌خوردگی فعال می‌شوند، سبک چین‌خوردگی و هندسه چین‌ها را تحت تأثیر قرار داده است (Sherkati & Letouzey, 2004). دست‌کم در مراحل اولیه چین‌خوردگی، شکل چین‌خوردگی فراکنشی، سبک چیره چین‌خوردگی برای بیشتر چین‌های زاگرس است و گسل‌های راندگی در بیشتر موارد تنها در مراحل پایانی گسترش می‌یابند. بیشتر گسل‌های راندگی از سطوح فراکنشی منشأ می‌گیرند که از افق‌های پایین‌تر (برای نمونه سازند هرمز) به سوی افق‌های بالاتر (همانند سازند دشتک و گچساران) به طور متوالی فعال می‌شوند (Sherkati et al., 2006). اولین برآوردهای آهنگ 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 است که با برآوردهای ژئودتیک (Walpersdorf et al., 2006) همخوانی دارد. این مطالعات نشان می‌دهد که تنها چند ساختار چین‌خورده در جبهه کوهزایی میزان قابل توجهی از آهنگ تغییر شکل‌های فعال در این گستره را با سازوکار نازک پوسته جذب می‌کنند. این ساختارهای تاقدیسی فعال، در شکل چین‌خوردگی فراکنشی (detachment folding) و یا چین‌خوردگی پیشروی گسل (fault-propagation fold) در بالای سطح جدایش هرمز (سطح فراکنش زیرین) و یا سطح جدایش گچساران (سطح جدایش بالایی) گسترش یافته و تغییر شکل‌های خود در مقیاس پوسته‌ای را از گسل‌های مهمی همچون گسل پیشانی کوهستان (MFF) و یا از بخش‌های داخلی زاگرس دریافت می‌کنند (Oveisi et al., 2008). زمین‌لرزه‌ها به شکل بانندی در بخش مرکزی زاگرس

گسترده شده‌اند و بزرگای آنها متوسط و کم است. بر پایه پژوهش‌های جدید Walpersdorf et al. (2006) و Oveisi et al. (2008) تفاوت در تمرکز پیشینه 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 حداقل ۸ درصد و حداکثر ۱۰ تا ۱۵ درصد عنوان کرده‌اند. (Masson et al., 2005) نیز مقدار یاد شده را کمتر از ۵ درصد عنوان کرده‌اند. از سوی دیگر مطالعات خردلرزه‌ها در زاگرس مرکزی گویای بیشترین تمرکز خردلرزه‌ها در ژرفای 10 ± 2 کیلومتری و در همبری کراست شکننده و پوشش رسوبی است (Tatar et al., 2004). فعالیت‌های جوان گسل‌های راندگی را می‌توان به کمک تفسیر جابه‌جایی‌های عمودی در واحدهای جوان مانند پادگانه‌های رودخانه‌ای و یا مخروط‌افکنه‌های آبرفتی و افرازهای زمین‌ساختی جوان بررسی کرد. این نوشتار تلاش دارد تا با به کارگیری روش‌های زمین‌ریختاری و ساختاری، الگوی کوتاه‌شدگی‌ها و برآوردی نسبی از آهنگ تغییر شکل‌های فعال در منطقه خاوری زاگرس مرکزی (منطقه لار-فارس) را ارائه دهد. این سؤال مطرح است که الگوی گسترش تغییر شکل‌های فعال و جذب کوتاه‌شدگی‌ها در گستره مورد بررسی در دو دیدگاه زمین‌ریختی و ساختارهای چین‌خورده در ژرفا 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. برای دستیابی به این هدف و برای نمایش ارتباط تغییر شکل‌های فعال با لرزه‌خیزی منطقه از روش تحلیل تغییرات نسبی عمودی نشانگرهای کینماتیکی (kinematic markers) کاربردی شده است. در این راستا نشانگرهایی از نوع پادگانه‌های مخروط‌افکنه‌ای و آبرفتی برداشت و هندسه این واحدهای جوان بررسی شده است.

۲- زمین‌شناسی منطقه

ساختار تاقدیسی هرمود، در جنوب استان فارس و در منطقه چین‌خورده زاگرس

جوان تاقدیس هرمود اطلاعات مفیدی از کینماتیک و الگوی پخش کوتاه‌شدگی‌ها می‌دهد. مقدار کوتاه‌شدگی مجموع در امتداد برش ۱۷/۳٪ است که از این مقدار ۱۵٪ در تاقدیس لار، ۱/۴٪ در تاقدیس هرمود و ۰/۸٪ در تاقدیس گراش جذب می‌شود.

۳- ساختار تاقدیسی هرمود

در مناطق فعال زمین‌ساختی تفسیر تغییرشکل‌های فعال اهمیت فراوانی دارد. در این میان تحلیل ارتباط چین‌خوردگی سطحی پادگانه‌های آبرفتی با هندسه و سازوکار رمپ‌های فعال در ژرفا، اهمیت نشانگرهای کینماتیکی تغییرشکل یافته را در توضیح تاریخچه کینماتیکی چین‌خوردگی مرتبط با گسلش در مقیاس زمانی کوتاه‌تر آشکار می‌سازد (Amos et al., 2007).

از آنجایی که هر یک از مدل‌های چین-راندگی الگوی تغییرشکل عمودی (uplift) متفاوتی دارند، ترکیب اندازه‌گیری‌های ساختاری چین‌ها با ویژگی‌های نشانگرهای کینماتیکی (در این پژوهش پادگانه‌های مخروط‌افکنه‌ای و آبرفتی) کمک مؤثری در شناخت مدل چین-راندگی (چین‌خوردگی خمشی-گسلی، چین‌خوردگی پیشروی گسلی، چین‌خوردگی فراکنشی و یا چین‌خوردگی trishear) خواهد بود.

همان‌گونه که مطالعات پیشین نشان می‌دهند (هاشمی، ۱۳۸۹) همزمان با سازمان‌یافتگی دوباره کینماتیک مغزه تاقدیس لار که در طی آن مدل کینماتیکی تاقدیس لار از یک چین پیشروی گسله تکامل یافته به یک چین خمشی-گسلی تبدیل می‌شود، ساختاری تاقدیسی در فرودپواره گسل لار شکل گرفته است که به آن تاقدیس هرمود گفته می‌شود. طول موج و دامنه این تاقدیس جوان به ترتیب ۴ و ۰/۴ کیلومتر است (شکل ۲).

جوان بودن این چین‌خوردگی باعث شده است تا واحدهای کوتاه‌تر (در شکل نشانگرهای کینماتیکی) بتوانند الگوی جذب کوتاه‌شدگی را در طول و عرض این ساختار به نمایش بگذارند. این واحدهای جوان از جنس واحدهای مخروط‌افکنه‌ای هستند که بر روی مارن‌های سازند میشان قرار گرفته‌اند (شکل ۳). در منطقه مورد بررسی تلاش شده است تا با استفاده از الگوی گسترش تغییرشکل‌های جوان در این واحدهای مخروط‌افکنه‌ای، مدل کینماتیکی تاقدیس هرمود و تغییرات جذب و آتش در عرض آن تفسیر شود. بنابراین هندسه تغییرشکل‌ها و شکل رشد تاقدیس هرمود می‌تواند اطلاعات خوبی در مورد طبیعت گسلش زیرسطحی و نحوه واکنش و آتش در سنگ‌های اطراف گسل فعال هرمود ارائه دهد. برای این منظور برداشت و بررسی سطوح ژئومورفیک یا نشانگرهای کینماتیک اهمیت ویژه‌ای دارد.

تاقدیس فعال هرمود در یال جنوبی خود افزایش فرسایشی دارد و همچنین برداشت‌های ساختاری نشان می‌دهد که این تاقدیس جوان دارای صفحه محوری نزدیک به قائم (تقریباً ۳ درجه به سمت شمال) است (شکل ۴). داده‌های تمایل سطح محوری برای تشخیص نوع چین‌خوردگی مفید بوده‌اند. این اطلاعات به نوعی گویای رشد تاقدیس در شکل یک چین فراکنشی (detachment fold) است که بر اساس اندازه طول موج چین، باید صفحه جداکننده فعال آن واحد تبخیری دشتک باشد. این در حالی است که در یال جنوبی تاقدیس هرمود (در محل همبری ناگهانی میان مارن‌های نوژن در فرادپواره با نهشته‌های جوان کوتاه‌تر در فرودپواره) مسیر گسیختگی راندگی هرمود در سطح نیز قابل پیگیری است (شکل‌های ۵-ب و ج).

انتظار می‌رود که نیروهای زمین‌ساختی در مقیاس زمانی کوتاه برای منطقه مورد بررسی (همانند بسیاری از مناطق فعال زمین‌ساختی)، در طول رخدادهای گسسته (discrete) و به شکل نایک‌نواخت مصرف شود (مانند رخداد زلزله‌ها در منطقه). از سوی دیگر بررسی‌های انجام شده در زاگرس مرکزی (Oveisi et al., 2008) نشان می‌دهد که در مقیاس زمانی بزرگ‌تر از ده هزار سال، آهنگ فرایندهای زمین‌ریختی به اندازه کافی آشکار و قابل ثبت است و بنابراین نشانگرهایی مانند پادگانه‌های رودخانه‌ای و مخروط‌افکنه‌ای می‌توانند دست نخورده باقی مانده و برای تفسیر

واقع شده است (شکل ۱). در گستره مورد بررسی ساختارهای تاقدیسی لار (با میانگین ارتفاع ۱۸۴۰ متر) و هرمود (با میانگین ارتفاع ۹۷۰ متر) با روند نزدیک به خاور-باختار از جمله ساختارهای مهم چین‌خورده در منطقه هستند (شکل ۱). گسل‌های مهم منطقه، گسل لار (Berberian, 1995؛ اویسی و یوسفی، ۱۳۷۸) و گسل کوتاه‌تر هرمود است که این گسل در این نوشتار به عنوان گسل کوتاه‌تر معرفی می‌شود. بر اساس برش عرضی، ستبرای پوشش رسوبی فانروزویک در این منطقه $1/5 \pm 9/5$ km پیش‌بینی می‌شود. مقدار برآورد شده میانگین ستبرای پوشش رسوبی بر اساس برش تهیه شده برای منطقه مورد مطالعه (هاشمی، ۱۳۸۹) است. گفتنی است که در این منطقه داده‌های ژئوفیزیکی گویای ستبرای پوشش رسوبی، موجود نیست. بنابراین از مجموع ستبرای واحدهای رسوبی برگرفته از اطلاعات منطقه مورد مطالعه و پهنه‌های اطراف، کمک گرفته شده است. در هر حال محدوده خطا ($\pm 1/5$) بر پایه بیشینه و کمینه ستبرای واحدها در زاگرس آورده شده است. پراکندگی واحدهای فراکنش در سطوح مختلف توالی رسوبی زاگرس باعث می‌شود تا این واحدها نقش مهمی در نحوه تغییرشکل ساختارها ایفا کنند. سازند تبخیری دشتک به سن تریاس از سطوح فراکنش مهم میانی در فارس ساحلی و نیمه ساحلی است (Sherkati et al., 2006). برش ساختاری رسم شده بر پایه مقدار پهنای تاقدیس جوان هرمود بیانگر نقش مهم سازند دشتک در شکل‌گیری تغییرشکل‌ها و چین‌خوردگی واحدها در منطقه لار است (شکل ۲). سازند گچساران سطح فراکنش بالایی در زاگرس به شمار می‌آید که باعث چین‌خوردگی‌های کوچک و لغزش گسلی بر روی این واحد می‌شود. چین‌های ناهماهنگ (disharmonic) با طول موج کوتاه در سازند گچساران بر روی چین‌های ملایم با طول موج بلند در واحدهای مزوزویک تا اوایل تریاسی رونهاده می‌شوند. بر اساس برش ساختاری در گستره مورد بررسی، سه سطح فراکنش هرمز، دشتک و گچساران تأثیر مهمی در الگوی مکانی جذب کوتاه‌شدگی‌ها در منطقه لار داشته‌اند.

موقعیت مکانی کانون بیرونی زمین‌لرزه ۱۹۶۰ لار (6- mb) بر 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، اما بروز بیشترین تخریب در شهر لار به نوعی گویای فعالیت لرزه‌زایی این تاقدیس است که گسترش تغییرشکل‌ها در آن بر روی رمپ گسل لار متمرکز است. گفتنی است که اطلاعات ثبت شده در مورد زمین‌لرزه ۱۹۶۰ لار نشان می‌دهد که این زمین‌لرزه با تخریب شدید شهر لار و جان باختن بیش از ۴۰۰ نفر در این شهر همراه بوده است (رده، ۱۳۷۰) اما میزان تخریب و تلفات به طور قابل توجهی به سوی مناطق اطراف کاهش داشته است. برای مثال شهر لطیفی در فاصله ۶ کیلومتری شمال خاوری شهر لار با تخریب کم سازه‌ها همراه بوده است. بر این اساس می‌توان تصور کرد که شهر لار در زمان رخداد زمین‌لرزه در منطقه صفر شدت زمین‌لرزه یا منطقه بیشینه شدت (VIII) قرار داشته است و مناطقی همچون شهر لطیفی یا گراش شدت VII را تجربه کرده‌اند. شکل ۱ مدل محاسبه شده شدت زمین‌لرزه ۱۹۶۰ را برای شدت بیشینه در منطقه شهر لار نشان می‌دهد. همان‌گونه که پیداست فاصله منحنی‌های هم‌شدت کم و بنابراین تغییرات شدت سریع است. جدول ۱ مقایسه زمین‌لرزه ۱۹۶۰ لار با رخداد زمین‌لرزه ۲۰۱۰/۰۹/۲۷ کازرون را نشان می‌دهد. این مقایسه ایده ژرفای کم برای زمین‌لرزه لار را تقویت می‌کند. فرض نزدیکی کانون زمین‌لرزه به شهر لار این گمان را تقویت می‌کند که مرکز کانون درونی رخداد زمین‌لرزه می‌تواند در ارتباط با جنبش در سطح گسل اصلی لار در مغزه تاقدیس باشد. چین‌خوردگی مارن‌های سازند میشان در بخش جنوبی تاقدیس لار و بر روی فرودپواره گسل لار به فرم یک ساختار تاقدیسی (تاقدیس هرمود) با طول موج و دامنه به ترتیب ۴ و ۰/۴ کیلومتر نمود یافته است. بر روی این چین پادگانه‌های مخروط‌افکنه‌ای و آبرفتی بالارونده شده و کج شده در عرض تاقدیس حفظ شده‌اند. بررسی ساختار تاقدیس لار و چین‌خوردگی

باشد چرا که شیب و تراز ارتفاعی واحدهای جوان با گرادیان شیب آبراهه یکی است، به جز در شرایطی که شیب و یا تراز ارتفاعی به دلیل اثر فشار زمین‌ساختی تغییر کند (شکل ۶). این تغییر را می‌توان در محل مغزه ساختار تاقدیسی هرمود و محل یال جنوبی آن مشاهده کرد. همان‌گونه که اشاره شد این در حالی است که در محل پیوستن یال جنوبی تاقدیس به دشت، اثر گسل در محل جبهه اصلی تغییر شکل با اثر خمش ناگهانی و کوژی محلی همراه می‌شوند (شکل ۵-الف). بررسی‌ها نشان می‌دهد که فرایند چرخش دامنه‌ای در تاقدیس هرمود باید با مدل چین‌خوردگی سطح فرانکنسی با طول یال ثابت (Hardy & Poblet, 1995; Scharer et al., 2006) همخوان باشد. افزون بر این، بر پایه الگوی تغییرات در نشانگرهای کینماتیکی و نیمرخ‌های طولی، فرایند چرخش دامنه‌ای برای یال جنوبی تاقدیس یکنواخت است (شکل ۶). بنابراین مدل کینماتیکی تاقدیس هرمود باید بیشتر درگیر با واتنش داخلی (internal deformation) باشد تا انتقال مواد در طول صفحه‌های لولایی چین‌خوردگی (Oveisi et al., 2007) (شکل ۷).

از سوی دیگر تأثیر گسل هرمود در جابه‌جایی عمودی واحدهای جوان در طول یال جنوبی تاقدیس نشان می‌دهد که گسل جوان هرمود در دو شکل گسیختگی سطحی و گسترش پایانه گسل در پهنه تغییر شکل به سطح رسیده است. برای حضور گسیختگی در یال جنوبی تاقدیس دو فرض موجود است. اولین فرضیه نقش فعال واحد گچساران در گسترش این گسیختگی‌ها است که اشاره به ژرفای کم گسل و بی‌لرزه بودن آن دارد. دومین فرضیه اشاره به گسترش سریع گسیختگی به سوی سطح دارد که در آن نقش سطح فرانکنس فعال دشتک اهمیت ویژه‌ای دارد. این فرضیه به نوعی نیازمند رشد سریع تاقدیس در یک فاز تغییر شکل محلی است که در شکل چین جهشی (rocket fold) انجام پذیرفته است. بر پایه مطالعات انجام شده (Hardy & Poblet, 2005) رشد این چین‌های جهشی در شرایطی است که آهنگ کوتاه‌شدگی افقی سریع باشد. در این شرایط تغییر شکل‌ها دارای گذر سریع و مستقیم از فاز چین فرانکنسی به چین خمشی - گسلی برشی هستند. فرض گذر سریع از فاز چین فرانکنسی به چین خمشی - گسلی برشی برای تاقدیس هرمود، وجود گسیختگی در یال جنوبی تاقدیس را نیز توجیه می‌کند. آشکار است این گذر سریع در سیر تکامل کینماتیکی تاقدیس باید با میزان و الگوی مکانی نهشته‌گذاری جوان بر روی یال و مغزه تاقدیس نیز همخوان باشد. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهند که تغییر در ستبرای واحد Q^{th} و بخش پایینی Q^{th} از مغزه به سوی یال‌ها با کاهش کمی در ستبرای همراه است (شکل ۸-الف). این ویژگی به نوعی همزمان نبودن نهشته‌گذاری دو واحد جوان اشاره شده را در بازه زمانی رشد تاقدیس نشان می‌دهد. از این میان تنها بخش بالایی واحد Q^{th} دارای تغییر در ستبرای و آثار نهشته‌گذاری همزمان با زمین‌ساخت است و تفاوت تدریجی در میزان کج‌شدگی لایه‌بندی ضعیف در بخش بالایی واحد Q^{th} را برای یال جنوبی تاقدیس هرمود و در امتداد گسل نشان می‌دهد (شکل ۸-ب). بر این اساس آغاز رشد تاقدیس هرمود باید دست کم هم‌سن با بخش بالایی واحد Q^{th} باشد. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که از دیدگاه ویژگی فیزیکی نهشته‌های Q^{th} بالایی و همچنین بر اساس توالی پادگانه‌های جوان، پادگانه Q^{th} بالایی می‌تواند به طور نسبی با فاز بین یخچالی ریس - وورم (حدود ۱۲۰ هزار سال) همخوان باشد. بر این اساس بیشینه آهنگ کوتاه‌شدگی برای تاقدیس هرمود محل رأس چین، 0.7 ± 0.1 mm/yr برآورد شد. آهنگ کج‌شدگی واحدهای جوان در یال جنوبی تاقدیس 0.1 ± 0.06 °/yr پیش‌بینی می‌شود.

۴- گسل راندگی هرمود

سنگ‌ها در اثر تنش (exceed stress) و بر اساس آهنگ اثر تنش و همچنین متغیرهای مکانیکی در شکل شکست، چین‌خوردگی و یا جریان تغییر شکل می‌یابند. سازوکار

تغییر شکل‌های فعال منطقه استفاده شوند. این نکته نباید فراموش شود که برآورد مقدار برپایی در منطقه مورد مطالعه که بر پایه بیشترین مقدار تغییر شکل عمودی و اختلاف بلندی‌ها با کف دره‌ها (Maximum relief) است، معرف مقدار برپایی نزدیک به کمینه است که دلیل آن اختلاف فاز اثر فرایندهای زمین‌ریختی در مقایسه با اثر فاز کوهزایی است (در اینجا منظور، تأثیر تغییر شکل‌ها در مقیاس منطقه مورد بررسی است). بنابراین برای اندازه‌گیری مقدار تغییر شکل‌های جوان که در نتیجه فرایندهای زمین‌ساختی ایجاد شده‌اند باید ساختارهایی در اختیار باشند که رد این فرایند را به شکل مناسب و قابل تحلیل (identifiable) در اختیار بگذارند. برای این اندازه‌گیری‌ها نیاز است تا ساختار اولیه نشانگر بازسازی شود. بازسازی ساختار اولیه به کمک مقایسه نشانگرهای جوان و کهن انجام می‌شود. افزون بر این، آگاهی از سن نشانگر و توسعه قابل توجه آن در گستره مورد بررسی، اهمیت ویژه‌ای دارد که تلاش شده تا حد امکان این اطلاعات برداشت شوند. در منطقه مورد بررسی نشانگرها بیشتر از نوع واحد ناچفت (unpaired) هستند و به راحتی قابل همسان‌یابی در دو سوی آبراهه‌ها نیستند. بیشتر این نشانگرها در گروه استرات (strath) قرار دارند. نشانگرهای مورد بررسی در بیشتر موارد ویژگی‌های پادگانه‌های مخروط‌افکنه‌ای را دارند، هر چند سطح این نشانگرها گاه شباهت زیادی به پادگانه‌های رودخانه‌ای نیز داشته‌اند. بر روی تاقدیس هرمود، بر اساس میزان بالاآمدگی، اختلاف در الگوی فروکاوی آبراهه‌ها، اختلاف رنگ و شیب سطح، چهار واحد کوترنزی بر روی عکس هوایی و تصاویر ماهواره‌ای قابل تشخیص‌اند (شکل ۳). از این میان سطح Q^{th} با بیشترین مقدار برپایی، بیشترین میزان فروکاوی و بیشترین میزان کج‌شدگی به عنوان قدیمی‌ترین سطح شناخته می‌شود و پس از آن سطوح Q^{th} ، Q^{th} و Q^{th} براساس کاهش مقدار بالاآمدگی، فروکاوی و کج‌شدگی به ترتیب جوان‌تر می‌شوند. Q^{th} کهن‌ترین رسوب‌های کوهپایه‌ای است که پوشش بلندترین پادگانه‌ها را در گستره نقشه شامل می‌شود. اجزای این نهشته‌ها بیشتر شامل خرده‌سنگ‌های آهک و آهک مارنی هوازده با جورشدگی ضعیف هستند. این واحد جوان به صورت پهنه‌های ناپیوسته با کج‌شدگی ضعیف در راستای راندگی لار گسترش دارند. Q^{th} شامل واحد آبرفتی کوهپایه‌ای و کنگلومرال‌های جوان است. این نهشته‌ها شامل پوشش پادگانه‌های مرتفع در گستره نقشه بوده و ریختاری ناپیوسته دارند. این ریختار نتیجه فرسایش و پیدایش سامانه آبراهه‌ها در آبرفت‌های جوان دانسته‌اند. Q^{th} پوشش آبرفتی پادگانه‌ها و مخروط‌افکنه‌های کهن است. رسوب‌های آن در برگرنده نهشته‌های سخت‌شده آهک و آهک مارنی با کمی آژند و جورشدگی ضعیف هستند.

در منطقه مورد مطالعه، هندسه دقیق نشانگرهای زمین‌ریختی به همراه گرادیان شیب کف آبراهه به وسیله تجهیزات GPS کینماتیک برداشت شده‌اند. داده‌های برداشت شده برای رسم منحنی‌های نیمرخ طولی (Longitudinal Profiles) مورد استفاده قرار گرفته‌اند. نیمرخ‌های طولی الگوی تغییر شکل‌های عمودی و همچنین میزان این تغییرات را به نمایش می‌گذارند. شیب نشانگرهای برداشت شده به سمت جنوب منطقه باید روند کاهنده داشته باشند اما به دلیل اثر چین‌خوردگی فعال و عملکرد گسل هرمود، این واحدهای رسوبی به‌ویژه در محل جبهه اصلی تغییر شکل‌ها (بال جنوبی تاقدیس)، با اثر خمش‌های ناگهانی و کوژی محلی همراه می‌شوند (شکل ۵-الف). از سوی دیگر نیمرخ‌های طولی برای این پادگانه‌ها نشان می‌دهند که یال جنوبی تاقدیس با چرخش دامنه‌ای (limb rotation) نیز درگیر است و میزان این چرخش در پادگانه‌های قدیمی‌تر بیشتر است (شکل ۶). مقایسه مدل‌های متفاوت از چین‌خوردگی‌ها با داده‌های صحرایی و ارتباط آن با تغییرات سطحی که به کمک تغییر شکل در نشانگرهای کینماتیک قابل برداشت است نشان می‌دهد که چرخش دامنه‌ای در تمامی یال جنوبی تاقدیس هرمود انجام پذیرفته است. فرض می‌شود که واحدهای جوان Q^{th} ، Q^{th} و Q^{th} در شیب ۲ درجه‌ای نهشته شده‌اند که همخوان با گرادیان شیب آبراهه هستند. آبراهه نمی‌تواند در رخنمود واحدهای قدیمی‌تر فعال

این تغییرشکل‌ها وضعیت تنش در پوسته بالایی را مشخص می‌کند. در منطقه مورد بررسی هر سه نوع تغییرشکل را برای تاق‌دیس هرمود می‌توان انتظار داشت. در چنین شرایطی رخدادهای زمین‌لرزه در منطقه ساخت‌های زمین‌ریختی را کنترل می‌کنند که این ساخت‌ها وابسته به سازوکار گسلش هستند. بنابراین همان‌گونه که اشاره شد انتظار می‌رود که رخداد زلزله در منطقه مورد بررسی باعث شود که نیروهای زمین‌ساختی در مقیاس زمانی کوتاه در طول رخدادهای گسسته و به شکل ناپک‌نواخت مصرف شود. این در حالی است که نشانگرهایی مانند پادگانه‌های رودخانه‌ای و مخروط‌افکنه‌ای به شکل انفعالی در فرایند چین‌خوردگی شرکت می‌کنند و می‌توانند برای تفسیر تغییرشکل‌های فعال در منطقه در مقیاس زمانی حدواسط استفاده شوند. برخی زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهند که گسل‌هایی با پتانسیل لرزه‌زایی اما با آهنگ لغزش پایین و مؤلفه شیب‌لغز کم باعث می‌شوند که به دلیل اثر هوازنگی ردی آشکار از گسل در سطح باقی نماند (Jackson et al., 2006). اما در گستره مورد بررسی سازوکار گسل‌های فعال که بیشتر درگیر با مؤلفه شیب‌لغز است به همراه روند تدریجی اما مداوم تغییرشکل‌ها بر روی رمپ گسل‌های فعال باعث می‌شود تا امکان تفسیر این تغییرشکل‌ها فراهم باشد. گسل‌های راندگی معمولاً با چین‌خوردگی همراه هستند (Lettis et al., 1997). توسعه افزای گسلی به شکل مجزا (discrete) یا به شکل افزای واحد باعث گسترش تغییرشکل‌ها می‌شوند (Stein & King, 1984). بنابراین زمین‌ریخت‌ها حاصل تکرار زمین‌لرزه‌ها و تجمع برپایی بر روی گسل در ژرفا هستند (Keller et al., 1999). اگر لغزش در گسل‌های راندگی در ژرفای چند کیلومتری از پوشش رسوبی پخش شوند و یا اگر شیب گسل به سوی سطح افزایش یابد، این تغییر شیب گسل در ژرفا یا ایجاد چین‌خوردگی با طول موجی قابل مقایسه با تغییر هندسه گسل همراه خواهد شد (Stein & King, 1984). در گستره مورد بررسی چین‌خوردگی درگیر با گسلش به کمک عکس‌های هوایی و یا ماهواره‌ای و با پیگیری واحدهای مارنی نوژن (میشان-آغاچاری) در مغزه چین‌خوردگی‌ها قابل شناسایی است. با توجه به این که گسل‌های راندگی همیشه به سطح نمی‌رسند، به همین دلیل لغزش در این گسل‌ها به شکل چین‌خوردگی در سطح ظاهر می‌شود (Stein & Yeats, 1989).

۵- بحث و نتیجه‌گیری

کمر بند کوهزایی زاگرس از جمله مناطق فعال از دیدگاه لرزه‌زایی و تغییرشکل‌های جوان پوسته است. در این گستره نقش سطوح فراکنش در گسترش تغییرشکل‌ها و در سازوکار آن اهمیت فراوانی دارد. بررسی‌های انجام شده در این پژوهش نشان می‌دهد که نه تنها نقش واحد فراکنش زیرین (سازند هرمز) اهمیت ویژه‌ای دارد، بلکه واحدهای تراز میانی و بالایی نیز در الگوی گسترش تغییرشکل‌های جوان و کینماتیک این تغییرشکل‌ها نقش مهمی را ایفا می‌کنند. حضور این واحدها با گرانروی پایین به نوعی اشاره به سازوکار بی‌لرزه بخشی از تغییرشکل‌ها دارد و این در حالی است که رخداد زمین‌لرزه ۱۹۶۰ لار گویای لرزه‌زا بودن تغییرشکل‌ها در گستره مورد بررسی نیز است. با توجه به شعاع کم تخریب زمین‌لرزه ۱۹۶۰ لار و مختصات رومکان این زمین‌لرزه که بیشتر معرف جنبش گسل لار به عنوان علت این زمین‌لرزه است، می‌توان رخداد زمین‌لرزه لار را با فرایند تدریجی اما لرزه‌زای بازسازی دوباره (reorganization) کینماتیکی در مغزه تاق‌دیس مربوط دانست. افزون‌براین، این بازسازی دوباره کینماتیکی در مغزه تاق‌دیس لار عاملی در گسترش تغییرشکل‌های جوان در فرودپواره گسل لار است که به شکل تاق‌دیس متقارن هرمود نمود یافته است. برآورد سن نسبی این تغییرشکل‌ها که به کمک واحد جوان Q¹ انجام شده، سنی معادل با فاز ریس-ورم (۱۲۰ هزار سال) را پیش‌بینی می‌کند. آهنگ نسبی برپایی در محل رأس تاق‌دیس هرمود 0.1 ± 0.7 mm/yr و آهنگ نسبی کوتاه‌شدگی در عرض یال جنوبی این تاق‌دیس 0.2 ± 0.9 mm/yr برآورد شد. میزان بالای آهنگ نسبی کوتاه‌شدگی در عرض یال جنوبی تاق‌دیس هرمود گویای رشد سریع تاق‌دیس در بازه زمانی ۱۲۰ هزار سال تا به حال است. بر پایه تئوری‌های موجود این رشد سریع تاق‌دیس، گویای پیشروی گسل هرمود در طول یال جنوبی تاق‌دیس است که از واحد دشتک ریشه گرفته است. به بیان دیگر، تاق‌دیس هرمود یک چین فراکنشی است که مغزه آن کاملاً گسلیده و متمایل به یک ساختار چین خمشی-گسلی برشی است. بر این اساس بخشی از تغییرشکل‌ها در طول تاق‌دیس هرمود بر روی رمپ فعال گسل هرمود جذب می‌شود. با توجه به آهنگ بالای تغییرشکل‌های فعال پیش‌بینی می‌شود که این تغییرشکل‌ها در منطقه توان لرزه‌زایی داشته باشند.

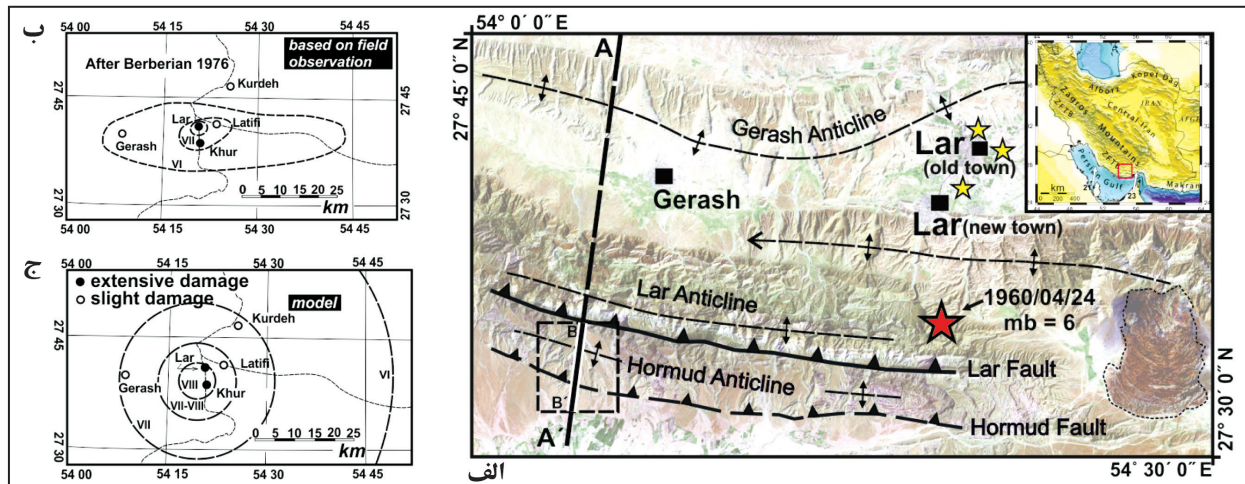
سپاسگزاری

بدین وسیله از پژوهشکده علوم زمین جهت فراهم ساختن امکانات عملیاتی صحرایی قدردانی شده و از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور به‌ویژه بخش لرزه‌زمین‌ساخت و زلزله‌شناسی برای همکاری با پروژه حاضر و در اختیار گذاشتن تجهیزات GPS کینماتیک سپاسگزاری می‌شود.

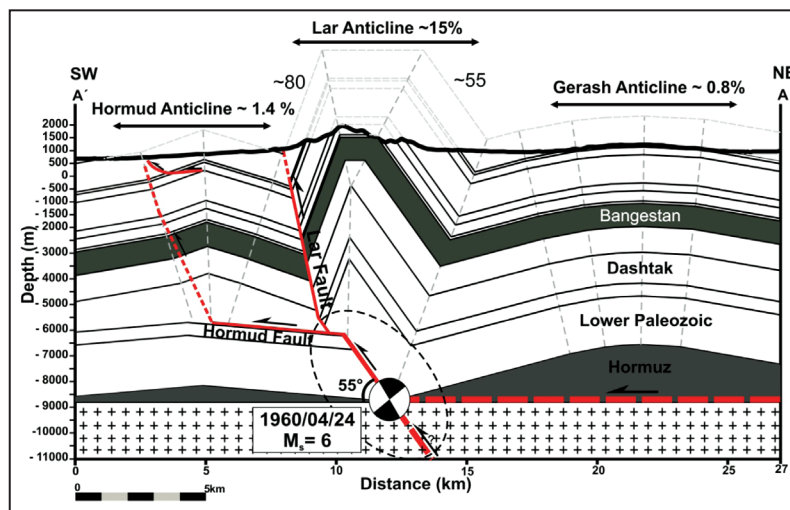
این تغییرشکل‌ها وضعیت تنش در پوسته بالایی را مشخص می‌کند. در منطقه مورد بررسی هر سه نوع تغییرشکل را برای تاق‌دیس هرمود می‌توان انتظار داشت. در چنین شرایطی رخدادهای زمین‌لرزه در منطقه ساخت‌های زمین‌ریختی را کنترل می‌کنند که این ساخت‌ها وابسته به سازوکار گسلش هستند. بنابراین همان‌گونه که اشاره شد انتظار می‌رود که رخداد زلزله در منطقه مورد بررسی باعث شود که نیروهای زمین‌ساختی در مقیاس زمانی کوتاه در طول رخدادهای گسسته و به شکل ناپک‌نواخت مصرف شود. این در حالی است که نشانگرهایی مانند پادگانه‌های رودخانه‌ای و مخروط‌افکنه‌ای به شکل انفعالی در فرایند چین‌خوردگی شرکت می‌کنند و می‌توانند برای تفسیر تغییرشکل‌های فعال در منطقه در مقیاس زمانی حدواسط استفاده شوند.

برخی زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهند که گسل‌هایی با پتانسیل لرزه‌زایی اما با آهنگ لغزش پایین و مؤلفه شیب‌لغز کم باعث می‌شوند که به دلیل اثر هوازنگی ردی آشکار از گسل در سطح باقی نماند (Jackson et al., 2006). اما در گستره مورد بررسی سازوکار گسل‌های فعال که بیشتر درگیر با مؤلفه شیب‌لغز است به همراه روند تدریجی اما مداوم تغییرشکل‌ها بر روی رمپ گسل‌های فعال باعث می‌شود تا امکان تفسیر این تغییرشکل‌ها فراهم باشد. گسل‌های راندگی معمولاً با چین‌خوردگی همراه هستند (Lettis et al., 1997). توسعه افزای گسلی به شکل مجزا (discrete) یا به شکل افزای واحد باعث گسترش تغییرشکل‌ها می‌شوند (Stein & King, 1984). بنابراین زمین‌ریخت‌ها حاصل تکرار زمین‌لرزه‌ها و تجمع برپایی بر روی گسل در ژرفا هستند (Keller et al., 1999). اگر لغزش در گسل‌های راندگی در ژرفای چند کیلومتری از پوشش رسوبی پخش شوند و یا اگر شیب گسل به سوی سطح افزایش یابد، این تغییر شیب گسل در ژرفا یا ایجاد چین‌خوردگی با طول موجی قابل مقایسه با تغییر هندسه گسل همراه خواهد شد (Stein & King, 1984). در گستره مورد بررسی چین‌خوردگی درگیر با گسلش به کمک عکس‌های هوایی و یا ماهواره‌ای و با پیگیری واحدهای مارنی نوژن (میشان-آغاچاری) در مغزه چین‌خوردگی‌ها قابل شناسایی است. با توجه به این که گسل‌های راندگی همیشه به سطح نمی‌رسند، به همین دلیل لغزش در این گسل‌ها به شکل چین‌خوردگی در سطح ظاهر می‌شود (Stein & Yeats, 1989).

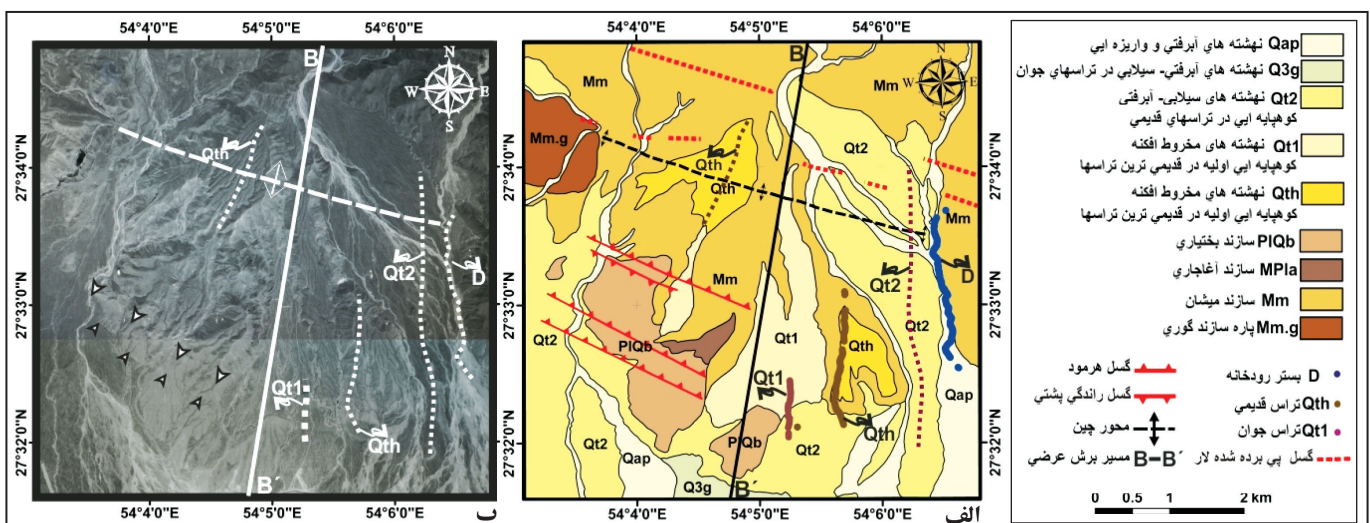
در بخش جلویی تاق‌دیس هرمود اثر دو افزای زمین‌ساختی به شکل پلکانی قابل ردیابی است (شکل ۹-الف). اختلاف ارتفاع حاصل از هر یک از افزای‌ها به ترتیب ۲۰ و ۱۰ متر است. به نظر می‌رسد این افزای‌ها با پیشروی شاخه‌ای از گسل لار به سمت فرودپواره گسل در ارتباط باشد. رد این گسل به کمک عکس‌های هوایی قابل پیگیری است و گسل هرمود نامگذاری شد. بررسی‌ها نشان می‌دهند که گسل هرمود دارای مؤلفه اصلی فشارشی است و در طول بررسی‌های صحرایی گسیختگی در سطح و در امتداد گسل در شکل همبری واحد مارنی نوژن میشان با واحدهای جوان دشت قابل شناسایی است. همچنین رد گسل توسط چین‌خوردگی ناگهانی و آشکار (به شکل خمش عمودی در محلی که رأس گسیختگی به سطح نزدیک می‌شود) تشخیص داده می‌شود. بنابراین می‌توان انتظار داشت که بخشی از ریختار تاق‌دیس هرمود در نتیجه رخدادهای لرزه‌زای (توسط گسل پوشیده یا buried) و کوتاه‌شدگی بی‌لرزه کنترل شود. گفتنی است وجود تنش تفاضلی یا deviatoric stress می‌تواند عامل واتنش و تغییرشکل در سنگ‌ها باشد. در مورد تاق‌دیس هرمود انتظار می‌رود که پس از انتقال تنش از فرادپواره گسل لار به بخش‌های فرودپواره، تنش اعمال شده به تدریج از حد تحمل الاستیک سنگ‌ها (Yield Strength) در بخش فرودپواره گذشته و تاق‌دیس هرمود شروع به رشد و افزایش دامنه کرده است. بر اساس نوع تغییرشکل‌ها در یال جنوبی تاق‌دیس، می‌توان به دو پهنه نواری تغییرات ماندگار توپوگرافی (permanent topographic changes) که نتیجه فرایند معمول چین‌خوردگی است و منطقه نواری تغییرات ناگهانی توپوگرافی (discrete surfaces) که نتیجه اثر گسل پوشیده هرمود است، اشاره کرد. برای منطقه تغییرات ناگهانی توپوگرافی می‌توان



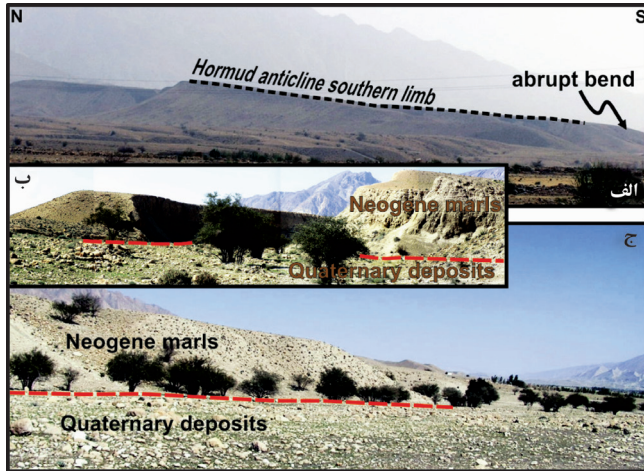
شکل ۱- الف) نمایش موقعیت جغرافیایی منطقه مورد بررسی، پیکان‌های سفید در محدوده خلیج فارس گویای مقدار برآورد شده همگرایی میان صفحه عربی و اوراسیا هستند (Sella et al., 2002). تصویر لندست موقعیت تاقدیس‌های لار و هرمود را نشان می‌دهد. A-A' مسیر برش ساختاری منطقه‌ای بر روی تاقدیس‌های گراش، لار و هرمود و B-B' مسیر برش ساختاری بر روی تاقدیس هرمود است. برای مشاهده جزئیات بیشتر از کادر سیاه‌رنگ به شکل ۳ مراجعه شود. ستاره سرخ‌رنگ موقعیت زمین‌لرزه ۱۹۶۰ لار و ستاره‌های زرد موقعیت زمین‌لرزه‌های تاریخی را نشان می‌دهد. ب) منحنی‌های هم‌لرز رخداد زمین‌لرزه ۱۹۶۰ لار را نشان می‌دهد. این اطلاعات که بر پایه داده‌های صحرایی است، نشان می‌دهد که شهر لار در منطقه شدت بیشینه VIII قرار داشته است. ج) منحنی‌های هم‌لرز مدل شده رخداد را نشان می‌دهد. در این مدل از ضریب کشیدگی منحنی‌های هم‌لرز در امتداد گسل استفاده نشده است.



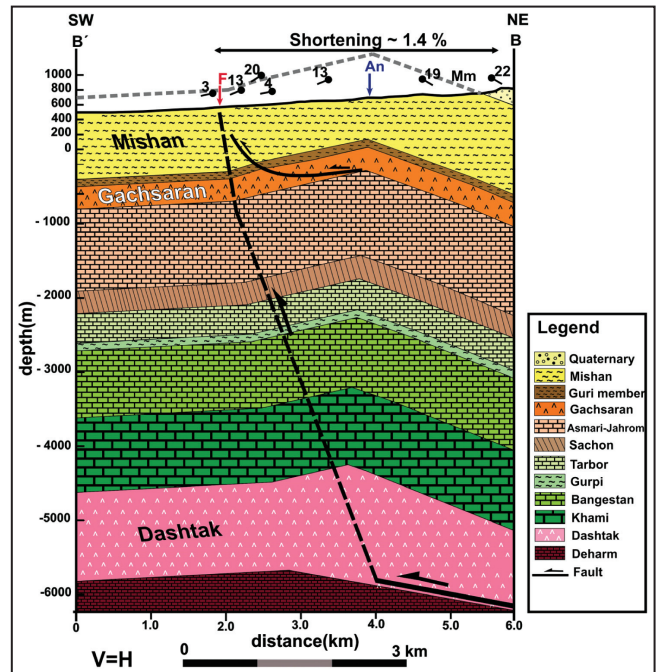
شکل ۲- برش ساختاری عمود بر روند ساختارها در منطقه مطالعه شده. مسیر برش (A-A') در شکل ۱ نشان داده شده است.



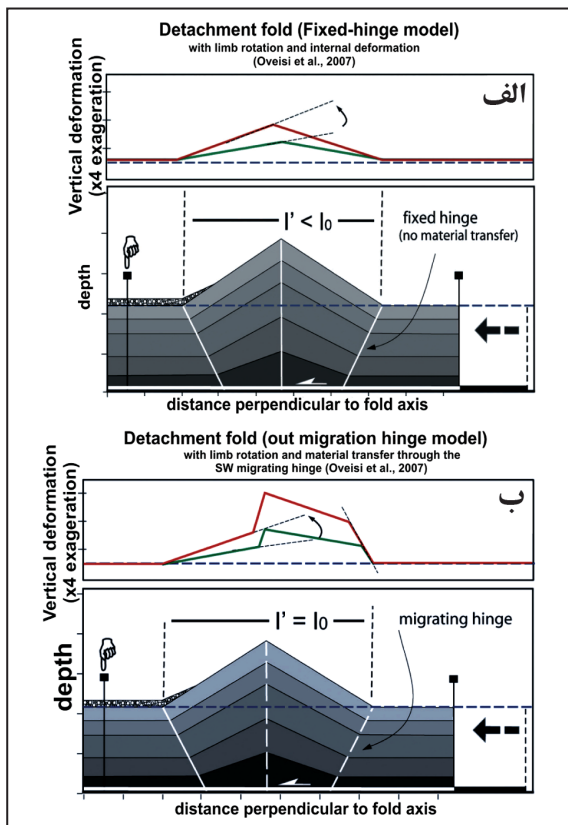
شکل ۳- الف) نقشه توپوگرافیک تهیه شده بر روی تاقدیس هرمود (محدوده نقشه بر روی شکل ۱ نشان داده شده است). مسیرهای پیمایش شده با GPS کینماتیک بر روی پادگانه‌ها و رودخانه با نقاط به هم پیوسته نشان داده شده‌اند. مسیرهای نشان داده شده با نقطه چین از روی تصویر DEM برداشت شده‌اند. نیم‌رخ طولی نقاط پیمایش شده در شکل ۶ نشان داده شده است. ب) عکس هوایی مربوط به همان محدوده. مثلث‌های سفید رنگ بر روی عکس هوایی، مسیر گسل را نشان می‌دهند.



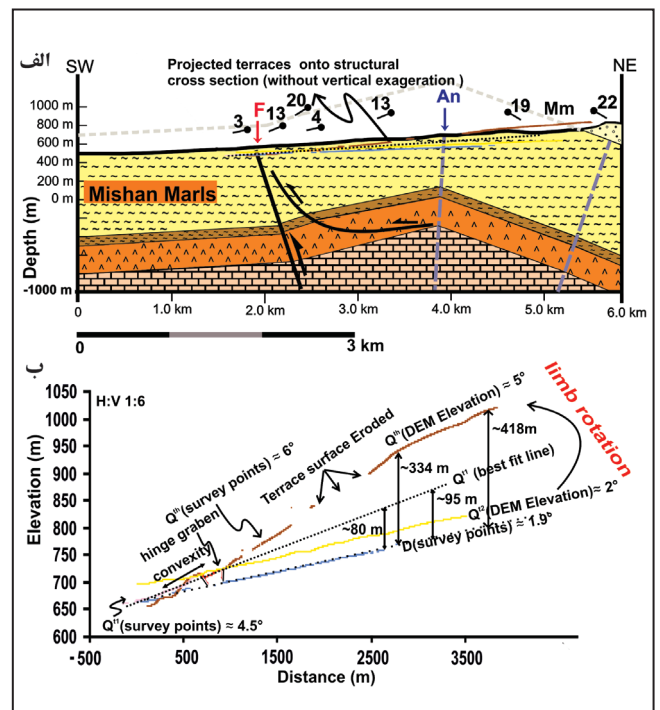
شکل ۵- الف) خمش ناگهانی و کوژی محلی در انتهای یال جنوبی تاقدیس هرمود که نشان‌دهنده محل گسل هرمود است. ب و ج) رد گسیختگی گسل هرمود در یال جنوبی تاقدیس هرمود در محل همبری ناگهانی میان مارن‌های نوژن در فرادپواره با نهشته‌های جوان کواترنر در فرودپواره (دید به سمت خاور).



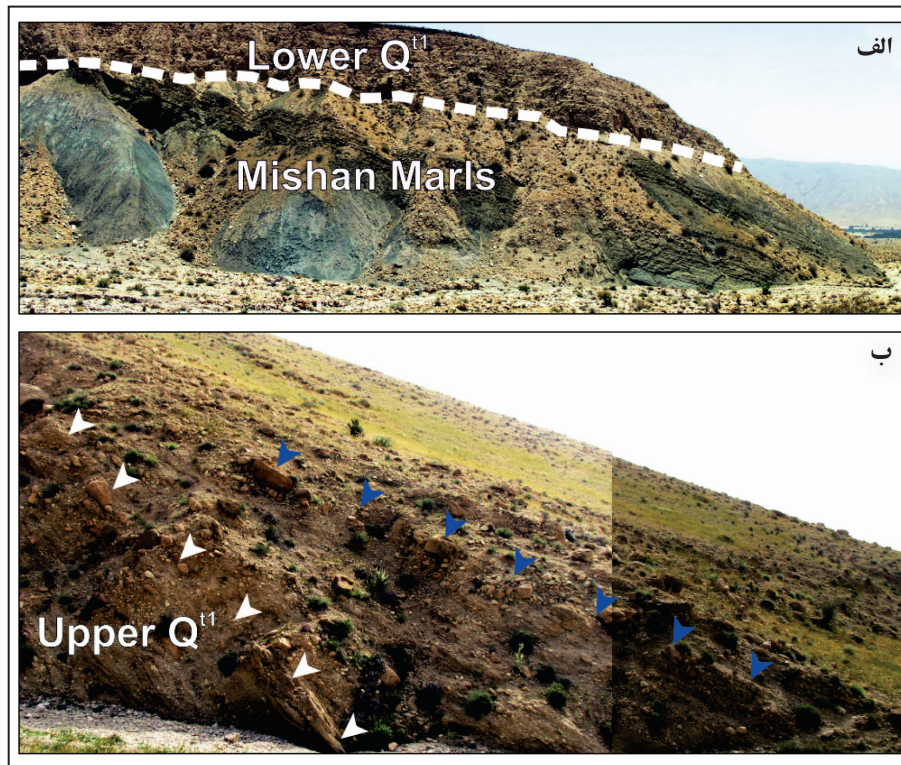
شکل ۴- برش ساختاری عمود بر تاقدیس هرمود. مسیر برش به صورت B-B' در شکل ۱ نشان داده شده است. بر روی این برش دو فرض ممکن در مورد منشأ گسل هرمود (ریشه گرفتن از گچساران یا دشتک؟) نمایش داده شده است. ستریای سازندها از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ لار برداشت شده است.



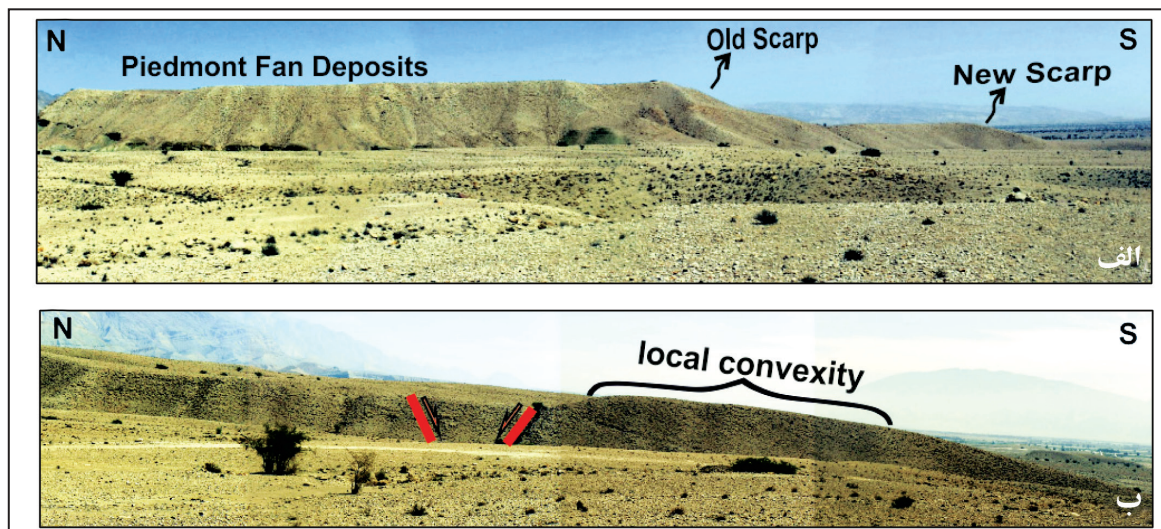
شکل ۷- مدل‌های مختلف چین‌های فراکنشی که با چرخش دامنه‌ای همراه شده‌اند. الف) چرخش دامنه‌ای با لولای ثابت همراه با تغییرشکل داخلی. ب) چرخش دامنه‌ای با مهاجرت لولای بیرونی و تغییرشکل ناودیسسی (Oveisi et al., 2007).



شکل ۶- الف) بخش بالایی برش ساختاری تاقدیس هرمود. نقاط پیمایش شده با GPS کینماتیک بدون بزرگنمایی عمودی بر روی برش پیاده شده‌اند. ب) نقاط پیمایش شده در عرض تاقدیس با بزرگنمایی عمودی ۶ برابر.



شکل ۸- الف) دگرشیبی بین مارن‌های میشان و بخش پایینی Q^{t1} . ستبرای بخش پایینی Q^{t1} در کل عرض تاقدیس یکسان است. ب) تفاوت تدریجی در میزان کج‌شدگی لایه‌بندی ضعیف در بخش بالایی واحد Q^{t1} که نشان‌دهنده همزمان با زمین‌ساخت بودن این واحد است (دید در هر دو تصویر به سمت خاور).



شکل ۹- الف) دو افراز قدیمی و جدید در انتهای یال جلویی تاقدیس هرمود. ب) شکل‌گیری خمش محلی و فروزمین (گرابن) رأسی در انتهای یال جنوبی تاقدیس هرمود.

جدول ۱- مقایسه دو رخداد زمین‌لرزه لار و کازرون در زاگرس. با توجه به شباهت این دو رخداد لرزه‌ای در بزرگا و نزدیکی فاصله کانونی، می‌توان تفاوت اساسی در میزان شدت گزارش شده از هر زمین‌لرزه را به ژرفای رخداد نسبت داد.

تلفات	شدت در منطقه خطر	کانون بیرونی	خسارت به سازه‌ها	ژرفا (km)	بزرگا (mb)	زمین‌لرزه
۴۰۰ نفر	VIII	فاصله ۸ کیلومتری شهر لار	شدید	۹	۶	زمین‌لرزه ۱۹۶۰ لار
فاقد تلفات یا زخمی	V*VI	فاصله یک کیلومتری کازرون	هیچ خسارتی گزارش نشد	۱۲-۱۵	۶/۱	زمین‌لرزه ۲۰۱۰ کازرون

کتابخانه

اویسی، ب. و یوسفی، ت.، ۱۳۷۸- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ لار، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 رده، ا.، ۱۳۷۰- "ترجمه کتاب تاریخ زمین‌لرزه‌های ایران"، نوشته امبرسیز، ن. ن. و ملویل، ج. پ.، مؤسسه انتشارات آگاه.
 هاشمی، خ.، ۱۳۸۹- برآورد نرخ نسبی تغییرشکل‌های 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

- Amos, C. B., Burbank, D. W., Nobes, D. C. & Read, S. A. L., 2007- Geomorphic constraints on listric thrust faulting: Implications for active deformation in the Mackenzie Basin, South Island, New Zealand: *J. Geophys. Res.*, 11 2, B03S11, doi: 10.1029/2006JB004291.
- Berberian, M., 1995- Master 'blind' thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics: *Tectonophysics*, 241, 193–224.
- Hardy, S. & Poblet, J., 1995- The velocity description of deformation. Paper 2: sediment geometries associated with fault bend and fault-propagation folds: *Marine Petrol. Geol.*, 12, 165-176.
- Hardy, S. & Poblet, J., 2005- A method for relating fault geometry, slip rate and uplift data above fault-propagation folds: *Basin Research*, 17, 417-424.
- 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.
- Jackson, J., Bouchon, M., Fielding, E., Funning, G., Ghorashi, M., Hatzfeld, D., Nazari, H., Parsons, B., Priestley, K., Talebian, M., Tatar, M., Walker, R. & Wright, T., 2006-Seismotectonic, rupture process and earthquake hazard aspects of the 2003 December 26 Bam, Iran, earthquake: *Geophys. J. Int.*, 166, 1270–1292.
- Keller, E. A., Gurrola, L. & Tierney, T. E., 1999- Geomorphic criteria to determine direction of lateral propagation of reverse faulting and folding: *Geology*, 27, 515-518.
- Lettis, W. R., Wells, D. L. & Baldwin, J. N., 1997- Empirical observations regarding reverse earthquakes, blind thrust faults, and quaternary deformation: are blind thrust faults truly blind? *Bulletin of the Seismological Society of America* 87 (5), 1171 – 1198.
- Masson, F., Chéry, 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.
- Oveisi, B., Lavé, J. & Van Der Beek, P. A., 2007- Rates and processes of active folding evidenced by Pleistocene terraces at the central Zagros front (Iran), in *Thrust Belts and Foreland Basins*, pp. 265–285, eds Lacombe, O., Lavé, J., Roure, F. & Vergès, J. Springer-Verlag "Frontiers in Earth Sciences" Series.
- Oveisi, B., Lavé, J., Van Der Beek, P., 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.*
- Scharer, K. M., Burbank, D. W., Chen, J. & Weldon, R. J., 2006- Kinematic models of fluvial terraces over active detachment folds: constraints on the growth mechanism of the Kashi-Atushi fold system, Chinese Tian Shan: *GSA Bulletin* 118 , 1006-1021.
- Sella, G. F., Dixon, T. H. & Mao, A., 2002- REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, NO. B4, 2081, 10.1029/2000JB000033.
- 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 modeling: *Tectonics*, 25, doi: 10.1029/2004TC001766.
- Stein, R. & Yeats, R. S., 1989- Hidden earthquake. *Scientific American*, v. 260, no. 6, 48-57.
- Stein, R. S. & King, G. C. P., 1984- Seismic potential revealed by surface folding: 1983 Coalinga, California earthquake: *Science*, 224: 869-872.
- Tatar, M., Hatzfeld, D. & Ghafory-Ashtiyani, M., 2004- Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity. *Geophysical Journal International* 156, 255–266.
- 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.