

مدل‌سازی فروگاهی افراز گسله زمین‌لرزه سال ۱۳۰۹ خورشیدی سلماس، شمال باختر ایران

نیره صبور^۱، محمدرضا قاسمی^۲، معصومه اسکندری^۳، علی نظری فهندری^۴، بهنام اویسی^۳

^۱ کارشناسی‌ارشد، پژوهشکده علوم‌زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۲ دانشیار، پژوهشکده علوم‌زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۳ دکترا، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۴ کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه علوم‌پایه دامغان، دامغان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۱۰/۲۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۲/۲۳

چکیده

افرازهایی (scarp) که به دنبال زمین‌لرزه‌ها بر روی زمین ایجاد می‌شوند، با گذشت زمان و با تأثیر عوامل فرسایش، فروکاهیده می‌شوند (degrade) و شکل تیز (sharp) اولیه آنها تعدیل می‌شود. این فرایند با نرخ (rate) مشخصی صورت می‌گیرد که با معادله انتشار (diffusion equation) قابل محاسبه است. نرخ فروگاهی، تابع شکل اولیه افراز و ضریب فروگاهی است که ضریب معادله انتشار می‌باشد. این ضریب خود تابع فراسنج‌های گوناگونی است که مهم‌ترین آنها عبارتند از اقلیم و میزان فرسایش پذیری مواد افراز. با مدل‌سازی فروکاهیده شدن افرازهای زمین‌لرزه‌هایی که زمان شکل‌گیری و هندسه آغازین آنها دانسته است، می‌توان این ضریب را محاسبه نمود. ما سه نیمرخ عرضی از افراز زمین‌لرزه سلماس، که سن آن آشکار است، تهیه کردیم و فروگاهی آنها را با برنامه‌ای که در نرم‌افزار متلب (Matlab®) نوشته شد، مدل‌سازی کردیم. میانگین ضریب‌های فروگاهی به‌دست آمده از این برنامه برای این افرازهای گوناگون، به عنوان ضریب فروگاهی افراز زمین‌لرزه سلماس معرفی شد. این ضریب برای سایر افرازهای زمین‌لرزه‌ای و پادگانه‌های این گستره و نیز گستره‌هایی با شرایط اقلیمی همانند گستره سلماس، قابل استفاده است و با تهیه نیمرخ‌های عرضی و لحاظ ضریب محاسبه شده در معادله انتشار می‌توان سن شکل‌گیری آنها را برآورد نمود.

کلید واژه‌ها: مدل‌سازی، فروگاهی، ضریب فروگاهی، افرازهای زمین‌لرزه‌ای، گسله سلماس

*نویسنده مسئول: نیره صبور

E-mail: saboor.nayereh@gmail.com

۱- پیش‌گفتار

سن‌سنجی زمین‌ریخت‌شناختی (geomorphological dating)، یکی از روش‌های مطمئن در تعیین سن ریخت‌های سطح زمین از جمله افرازهای گسلی است. در این روش مدل‌ها با نیمرخ‌های مشاهده‌شده در طبیعت مقایسه می‌شوند تا بدین وسیله سن چهره زمین (landscape) تعیین شود (Carretier et al., 2002). اساس سن‌سنجی زمین‌ریخت‌شناختی بر این پایه استوار است که تغییر در ریخت‌شناسی افراز گسله متناسب با زمان لازم برای این فرایند و یا گستره زمانی لازم برای فروگاهی (degradation) یا انتشار ریخت اولیه افراز است و در آن فرض شده‌است که میانگین نرخ جنبش و حرکت خاک به‌سوی پایین دست افراز، وابسته به شیب محلی افراز بوده‌است و می‌توان آن را با معادله انتشار تشریح کرد (Oemisch, 2004).

دانشتن شکل اولیه افراز و برداشت شکل کنونی آن با دقت کافی در صحرا و سپس مدل‌سازی فرگشت آن در چهارچوب معادله انتشار، دستیابی به سن افراز را ممکن می‌کند. این سن‌سنجی به‌خوبی برای مناطق آب و هوایی خشک (arid) و نیمه‌خشک (semi-arid) به‌کار گرفته شده‌است ولی مطالعات محدودی در این رابطه بر روی مناطق آب و هوایی معتدل صورت گرفته‌است. برپایه مطالعات صورت گرفته بر روی افرازهای زمین‌لرزه‌ای، افراز شکل گرفته در اثر یک زمین‌لرزه و بر روی گسله‌های عادی بهترین مورد برای مدل‌سازی است که این شرایط در افراز گسله سلماس موجود است. سیمای ریخت‌زمین‌ساختی مرتبط با گسله‌ها به ویژه افرازهای گسلی، شاخص بسیار حساسی در شناسایی الگو و سن فعالیت‌های زمین‌ساختی در یک ناحیه هستند (Wallace, 1977). دو الگوی مختلف در فروگاهی افرازهای گسلی دیده می‌شود. برخی از افرازا دچار خم‌شدگی (recline) می‌شوند و با گذشت زمان گردش‌گی بیشتری را می‌توان در آنها مشاهده کرد. دسته دیگر از افرازا، پسروی می‌کنند (Retreat) و نیروی گرانش تأثیر کمی بر روی آنها می‌گذارد و یا تأثیری ندارد. افرازهایی که خمیده شده‌اند به طور معمول با خاک یا واریزه‌های سست پوشیده می‌شوند و دچار شرایط محدود به ترابری (transport-limited) هستند (شکل ۱-آ). افرازهای

۲- پژوهش‌های پیشین

فرگشت ریخت‌شناختی افراز نخستین بار از سوی Wallace (1977) مطرح شد. وی با تحلیل افرازهای گسلی در ۱۷ هزار کیلومتر مربع از پیشانی کوهستان مرکز نوادا رویداد حدود ۷ زمین‌لرزه با بزرگای $M_w=7-8$ را در طول ۱۲ هزار سال برآورد نمود. Wallace (1977) در مطالعات خود متوجه شد که نیمرخ‌های توپوگرافیک عمود بر راستای گسله در برآورد زمان گسلش‌های کواترنری پسین بسیار سودمند است. او معتقد بود که افرازهای گسلی با یک سیمای زاویه‌دار و تیز به طور معمول جوان‌تر از افرازهای با سیمای ریخت‌شناختی گردشده و ملایم هستند. این اعتقاد بعدها از سوی Bucknam and Anderson (1979) رسمی‌تر شد. آنها با مطالعه تعداد زیادی از افرازهای گسلی با سن کواترنری پسین در گراول‌های بازن‌های آبرفتی ایالت حوضه و ستیغ (Basin and Range Province) آمریکا، به صورت تجربی ثابت کردند که بیشینه زاویه شیب افرازاها با زمان کاهش و با ارتفاع افراز افزایش می‌یابد. آنها همچنین مشاهده کردند که گرادیان بخش میانی یک افراز گسله با ارتفاع کم، سریع‌تر از یک افراز بلند کاهش می‌یابد. شناخت عناصر اصلی نیمرخ افرازهای گسلی، شامل زاویه

وان در ترکیه و مشابه بردار لغزش تقریبی (با جهت ۳۱۰-۳۰۰ درجه) است که برای گسله جوان اصلی زاگرس در گستره کامیاران- درود پیشنهاد شده‌است (Talebian and Jackson, 2002). تمرکز اصلی کوتاه‌شدگی حاصل از فشارش صفحه عربی، در گستره شمال باختری زاگرس و در قفقاز بزرگ است (Masson et al., 2005) و با توجه به اطلاعات زمین‌لرزه‌ای، کوتاه‌شدگی محدودی در حاشیه جنوبی فلات ترکیه- ایران صورت می‌گیرد. در این فلات مؤلفه راستالغز به‌سوی باختر بر اثر تغییر راستای کوتاه‌شدگی اعمال‌شده از سوی صفحه تازی افزایش می‌یابد (شکل ۲-ب). گسله‌های عادی در این گستره این تغییر نرخ لغزش گسله‌های راستالغز را در خود انباشته می‌کنند (Copley and Jackson, 2006).

کوتاه‌شدگی در فلات ایران- ترکیه و قفقاز با گسله‌های راستالغز راست‌بر با راستای شمال باختر- جنوب خاور در این گستره انباشته می‌شود. در این میان یک نوار از گسله‌های عادی مایل با راستای شمال شمال باختر- جنوب جنوب خاور در مرز ترکیه و ایران وجود دارد که با کوتاه‌شدگی موجود در منطقه همخوانی ندارد. این گسله‌ها چنانچه گفته‌شد، به سبب تغییر راستای کوتاه‌شدگی میان صفحه‌های تازی- اوراسیا در این گستره است (شکل ۲-ب) (Copley and Jackson, 2006). گسله مسبب زمین‌لرزه سلماس یکی از این گسله‌های عادی است که دارای مؤلفه راستالغز راست‌بر نیز می‌باشد. زمین‌لرزه ویرانگری در ۷ مه ۱۹۳۰ میلادی (۱۶ اردیبهشت ۱۳۰۹ خورشیدی) در ساعات آغازین بامداد بر روی این گسله روی داد. این زمین‌لرزه بیش از ۳۰ درصد از گشتاور زمین‌لرزه‌ای رها شده در قفقاز بزرگ و شمال‌خاور ایران از سال ۱۹۱۱ را به خود اختصاص داده‌است (Berberian, 1997).

زمین‌لرزه سلماس با بزرگای $M_p = 7/2$ ، ویرانی زیادی را در منطقه در پی داشت. به‌دلیل رویداد پیش‌لرزه‌ای (foreshock) بزرگ چند ساعت پیش از زمین‌لرزه اصلی (mainshock)، مردم شب را در بیرون از خانه سپری کردند و زمین‌لرزه تلفات جانی کمی را به‌دنبال داشت. پیش‌لرزه، بزرگای $m_p = 5/4$ داشت و پس‌لرزه‌های (aftershock) آن در حدود سه ماه و نیم پس از آن ادامه داشت. منطقه گسیخته شده بر اثر زمین‌لرزه در نیمه جنوبی ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ سلماس (خدابنده، سازمان زمین‌شناسی) و در استان آذربایجان‌باختری واقع شده‌است. اطلاعات زیادی از ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی (seismotectonic) این زمین‌لرزه در زمان خود فراهم نشد، اما Berberian and Tchalenko (1976) چهار چهل و شش سال پس از رویداد زمین‌لرزه اطلاعات باارزشی را درباره این زمین‌لرزه گردآوری کردند. بنابر گزارش ایشان این زمین‌لرزه با گسیختگی به طول ۱۶ کیلومتر همراه بوده‌است. این گسیختگی از سه تکه اصلی آخیان، زاویه‌جوک و دریک تشکیل شده‌بود (شکل ۳-آ).

دو تکه آخیان و زاویه‌جوک دارای راستای N55W هستند ولی تکه زاویه‌جوک در محل گورستان ملحم به N75W تغییر راستا می‌دهد (شکل ۳-ب). تکه دریک که در شمال‌باختری دو تکه بالا واقع شده‌است، روندی متفاوت نسبت به آنها دارد و در راستای شمال‌خاوری قرار گرفته‌است (شکل ۳-پ). تکه آخیان که از شمال باختر روستای شورگل تا نزدیکی سرتق امتداد یافته‌است، خود از ۴ تکه فرعی تشکیل شده‌است. در تکه زاویه‌جوک نیز تکه‌های فرعی زیادی قابل مشاهده است که به ۱۱ تکه می‌رسند. تکه دریک نیز خود از ۳ تکه فرعی تشکیل گرفته‌است. صرف نظر از تکه‌های پراکنده گسیختگی که در باختر رودخانه زولای چای وجود دارد، گسیختگی زمین‌لرزه سلماس بیش از ۱۶ تکه فرعی دارد. بیشینه جابه‌جایی بر روی این گسله به ۶ متر می‌رسد.

۴- پیش‌فرض‌های مدل‌سازی و روش کار

چنانکه در بخش پژوهش‌های پیشین گفته شد، روش‌های گوناگونی برای تعیین ضریب فروگاهی افزازهای گسلی به‌کار گرفته شده و ضریب‌های مختلفی نیز حاصل شده‌است. ولی تا حد اطلاع تاکنون از روش وارون‌سازی برای تعیین این

افراز و ارتفاع افزاز، در شرایط وابسته به زمان، اجازه مقایسه میان مجموعه افزازهای گسلی و تعیین گستره سنی آنها را فراهم کرد. بعدها Nash (1986) تلاش کرد تا با مدل‌سازی ریاضی فروگاهی افزازهای گسلی سن مطلق آنها را برآورد نماید.

(Locke et al. (1992) در مطالعه خود بر روی افزاز گسله‌عادی ایگل بی (Eagle Bay) در ناحیه یلوستون (Yellowstone) از روش عدم تعادل تجربی (Empirical disequilibrium) (این روش شبیه مدل فروگاهی است و در آن کاهش نمایی در آهنگ تغییرات نسبت به زمان، به‌عنوان درجه کاهش عدم تعادل فرض می‌شود) استفاده کردند. تحلیل رگرسیون (Regression analysis) بیشینه زاویه افزاز گسله در برابر لگاریتم ارتفاع افزاز مربوط به ۱۵ نیمرخ افزاز در بخش میانی و ۱۲ نیمرخ افزاز در بخش جنوبی، رگرسیون‌های مشابه و در نتیجه سن مشابهی را برای افزاز در این دو بخش به دست داده‌است.

(Martin and Church (1997) با تغییرهایی که در معادله انتشار اعمال کردند، این معادله را برای مدل‌سازی فرگشت عوارضی با مقیاس بسیار بزرگ در دوره‌های زمانی طولانی آماده کردند.

معادله فروگاهی، نمایش تغییرات نیمرخ توپوگرافی است. (Amoroso et al. (2004) شرایط محدود به جابه‌جایی را در مطالعه خود برگزیدند و فرض کردند که جریان کلیه مواد در طول صفحه نیمرخ صورت می‌گیرد و نیروی گرانش و جرم در طول نیمرخ ثابت است. آنها مدل‌سازی را برای افزازهای تک رویدادی و جابه‌جایی گسل عادی به‌کار بردند تا سن افزاز را تعیین کنند. افزازهای تک‌رویدادی سن کمتری را می‌دهند به دلیل این‌که افزایش شیب نیمرخ به صورت ناگهانی و همه با هم صورت می‌گیرد.

(Bucknam and Anderson (1979) بر این باورند که ارتفاع افزاز در برابر زاویه شیب آن با کاهش شیب افزاز نسبت به سن آن در ارتباط است و نسبت‌های مقیاس‌گذاری‌شده‌ای را میان افزازهای همسن پیشنهاد می‌دهند.

ضریب‌های فروگاهی زیادی با به‌کارگیری روش‌های گوناگونی توسط پژوهشگران برای افزازها حاصل شده‌است (جدول ۱) که برای تعیین راستایی نتایج حاصل از روش به‌کار گرفته شده در این پژوهش از آن بهره گرفتیم.

۴- جایگاه زمین‌شناختی و زمین‌ساختی گستره مورد بررسی

شمال‌باختر ایران، ترکیه و قفقاز بلندترین ارتفاع را در باختر آسیا به خود اختصاص داده‌اند، جایی که برخورد بین صفحه‌های تازی و اوراسیا به‌طور عمومی بین قاره‌ای است و مشابه گستره پامیر- قره‌قرم در برخورد هند و اوراسیا می‌باشد. فلات ایران- ترکیه در حدود ۲ کیلومتر ارتفاع دارد و مرکب از قطعات قاره‌ای است که در حاشیه اوراسیا با آمیزه‌های فیولیتی تشریری پیشین یا کرتاسه پسین و پوشش سنگ‌های آتشفشانی و رسوبات سنوزوییک یکی شده‌اند. در گستره جنوبی فلات ترکیه- ایران تعداد زیادی گسلش راستالغز راست‌بر با روند شمال باختر- جنوب خاور به صورت ناموازی وجود دارد که این گسله‌ها بخشی از سامانه تجزیه کرنشی (strain partitioning) هستند که در گذشته توسط Jackson (1992) مطرح شده‌است (Copley and Jackson, 2006).

حرکت بر روی این گسله‌های راست‌بر در نهایت به‌سوی باختر و خاور به‌ترتیب بر روی گسله‌های بزرگ آتاتولی و گسله جوان اصلی (Main Recent fault) زاگرس انباشته می‌شود (شکل ۲-آ). تعدادی گسلش‌های مایل عادی نیز در مرز ایران و ترکیه شناسایی شده‌است که در گذشته ناشناخته بوده‌اند. از جمله این گسله‌ها می‌توان به گسله‌های سلماس و سرو اشاره کرد. جنبش بر روی این گسله‌ها به صورت لغزش‌های راستالغز راست‌بر و عادی است. بردار لغزش بر روی آنها (۳۰۰-۲۹۰ درجه است- آزیموت بردار لغزش راستای جنبش سوی جنوبی گسله را نسبت به سوی شمالی آن نشان می‌دهد) موازی با بردار لغزش بر روی گسله‌های راستالغز نزدیک دریاچه

آوردن پاسخ یکتا از فراسنج‌های مدل، کمینه کردن مقدار خطا (e) است. این روش، روش کمینه مربعات (Least Square Method) نامیده می‌شود. زیرا در این فرایند تلاش می‌شود، اختلاف میان داده‌های مشاهده شده و داده‌های پیش‌بینی شده حاصل از انگاره به کمینه برسد. برای یک مجموعه داده خواهیم داشت:

$$q = e^T, e = \sum_{j=1}^p \left(d_i - \sum_j G_{ij} M_j \right)^2 \quad j=1, \dots, p \quad (4)$$

فرایند کمینه کردن q با مشتق گرفتن نسبت به هر کدام از فراسنج‌های مدل و مساوی صفر قرار دادن نتایج انجام می‌شود. سپس معادلات حاصل برای یافتن M حل می‌شوند. با بازنویسی معادله ۳ و جایگزینی آن در رابطه ۴ خواهیم داشت:

$$q = (d - GM)^T (d - GM) \quad (5)$$

پس از بسط دادن معادله بالا برای مشتق گرفتن خواهیم داشت:

$$\frac{\partial q}{\partial M_j} = \frac{\partial [d^T d - d^T GM - M^T G^T d + M^T G^T GM]}{\partial M_j} = 0 \quad (6)$$

$$-d^T G - G^T d + G^T GM + M^T G^T G = 0 \quad (7)$$

در نهایت خواهیم داشت:

$$2G^T GM = 2G^T d \quad (8)$$

سپس معادله بالا را برای یافتن M حل می‌کنیم.

$$\hat{M} = [G^T G]^{-1} G^T d \quad (9)$$

عملگر $[G^T G]^{-1} G^T$ روی ماتریس داده‌ها (d) عمل می‌کند تا ماتریس نادانسته‌های M معلوم شود. برای یافتن مقادیر عددی عملگر به وارون ماتریس $G^{-1}: G$ نیاز است. برای اجتناب از تکینگی (singularity) در وارون سازی، ماتریس را با روش تجزیه مقادیر تکین (SVD)، به سه ماتریس تجزیه می‌کنیم.

$$G^T = \Lambda \vee U^T \quad (10)$$

با تجزیه G خواهیم داشت:

$$[G^T G]^{-1} G^T = \vee^{-1} \Lambda U^T \quad (11)$$

و در نهایت شکل معادله ۹ به دست می‌آید:

$$\hat{M} = \vee^{-1} \Lambda U^T d \quad (12)$$

با حل تکراری معادله \hat{M} و هر بار محاسبه خطای e_i و ادامه تکرار تا رسیدن سطح خطای e_i به یک مقدار از پیش تعیین شده و مطلوب، مقادیر نهایی ماتریس M مشخص می‌شوند (Meju, 1994).

در این مطالعه که هدف آن به دست آوردن آهنگ فرسایش (k) است، ماتریس d در معادله ۱ مقادیر ارتفاع در نقطه‌های مختلف نیمرخ افراز است. G فراسنج‌های مدل، شامل مقادیر ارتفاع نقاط در گامه‌های زمانی مختلف و m آهنگ فرسایش است. در معادله ۴، d_i مقادیر ارتفاع امروزی نقاط نیمرخ و G_{ij}, M_j مقادیر ارتفاع محاسبه شده برای هر نقطه بر اساس آهنگ فرسایش به دست آمده است.

برای روش یادشده در بالا، برنامه‌ای در نرم‌افزار متلب (Matlab®) نوشته شد؛ این برنامه به سیمای دقیق افراز کنونی و شکل دقیق آن در زمان رویداد زمین‌لرزه نیاز دارد. بدین منظور نیمرخ‌های عرضی از افراز، با جی‌پی‌اس دینامیک (DGPS-RTK-Trimble-CHC-X90) (شکل ۷-آ) تهیه شد. سیمای افراز در زمان رویداد زمین‌لرزه و پیش از اعمال فراسنج‌های فرسایشی از بازسازی افراز برداشت شده در بازدید میدانی حاصل شده است. در آغاز اجرای برنامه یک آهنگ فرسایش آغازین به افراز اولیه نسبت داده می‌شود سپس با گذشت زمان، افراز مورد فرسایش قرار می‌گیرد تا در نهایت به ارتفاع امروزی نقاط نیمرخ برسیم. مقدار (مربع) اختلاف ارتفاع محاسبه شده برای هر نقطه با ارتفاع حقیقی (برداشت شده از روی زمین) محاسبه و به عنوان خطا معرفی می‌شود. تا هنگامی که این خطا از یک سطح از پیش تعیین شده، که از سوی کاربر تعریف می‌شود، بیشتر باشد، از روی مقدار اختلاف، میزان اصلاحی که باید روی آهنگ فرسایش اعمال شود، به دست می‌آید. آهنگ اصلاح شده دوباره روی افراز اولیه اعمال می‌شود تا

ضریب استفاده نشده است. برای محاسبه ضریب فروگاهی افراز زمین‌لرزه سال ۱۳۰۹ خورشیدی سلماس، از روش وارون‌سازی استفاده شد. پیش‌فرض‌هایی که در این مدل‌سازی در نظر گرفته شد عبارتند از:

- ۱- حجم مواد جابه‌جا شده در مقیاس محلی ثابت است، بنابراین از جزئیات فرایندهای فرسایشی و جزئیات گستره مورد مطالعه چشم‌پوشی می‌شود.
- ۲- نرخ جابه‌جایی مواد به پایین دست شیب در هر نقطه از دامنه متناسب با گرادیان نیمرخ دامنه در آن نقطه است.
- ۳- فرایندهای فرسایشی که به‌طور بخشی در مقیاس‌های زمانی کوتاه منقطع هستند در مقیاس زمانی بلندمدت ادامه‌دار هستند. برای نمونه، فرگشت سطح زمین چهره و جریان مواد در طول آن ادامه‌دار است.
- ۴- افراز گسله تک‌بعدی است. یعنی ارتفاع (H) تنها وابسته به یکی از فضا‌های مختصاتی (x) است در حالی که به زمان نیز بستگی دارد.
- ۵- فرایند فرسایش آهسته و انتشاری است.
- ۶- تغییرات روزنگی نادیده گرفته می‌شود.
- ۷- هیچ آبی به سبب تبخیر یا تراوایی از سامانه خارج نشده است.
- ۸- مواد خارج شده از سامانه با باد و آب، قابل چشم‌پوشی است و تأثیر جزئی در کار دارد.
- ۹- زمین ساخت هیچ جابه‌جایی بعدی را در مواد ایجاد نکرده است.
- ۱۰- شیب از زاویه قرار مواد فراتر نرفته است.

۱۱- شیب زمین در فاصله‌های دور از افراز همانند شیب بالا و پایین افراز است. در آغاز لازم است درباره روش وارون‌سازی و رابطه‌های ریاضی استفاده شده در آن گفتگو کنیم که با تغییر از Meju (1994) برگرفته شده است. در علوم گوناگون، پژوهش‌ها تحت شرایط مهار شده صورت می‌پذیرند و خروجی آنها ممکن است مقادیر عددی باشند که مشاهدات ما را در فاصله‌های ثابت نشان می‌دهند. این مشاهدات تحت شرایط خاص را داده‌های مشاهده‌ای (observational) و یا آزمایشی (experimental) می‌نامند. برخی از این مجموعه داده‌ها به صورت قاعده‌مند، گردآوری می‌شوند. برای دریافت نتایج قابل استناد از این داده‌ها، باید رابطه میان توزیع شرایط فیزیکی سامانه مورد بررسی (مانند زمین) و پاسخ‌های زمین‌فیزیکی مشاهده شده را بدانیم. سامانه معادله‌هایی که این رابطه‌ها را شرح می‌دهند، انگاره روپیش (forward theory or forward method) نامیده می‌شوند. استنتاج شرایط فیزیکی سامانه، از داده‌های مشاهده شده، روشی وارون (inverse method) است و در آن می‌بایست از ابزارهای کمی استفاده کنیم که انگاره وارون‌سازی نامیده می‌شود. به بیان دیگر، بازسازی فراسنج‌های ساختاری محیط مورد نظر از داده‌های مشاهده شده، حل مسئله وارون نامیده می‌شود. در زمین‌فیزیک، بازسازی ساختمان داخلی زمین با استفاده از میدان‌های فیزیکی حاصل از چشمه‌های طبیعی و یا مصنوعی که از درون زمین می‌گذرند، نمونه‌ای از حل یک مسئله وارون است. انگاره وارون‌سازی از مجموعه‌ای از روش‌ها و فن‌های آماری و ریاضی شکل گرفته است. بنابر آنچه که گفته شد، در مسایل وارون سازی خطی، از مشاهدات میدانی یا آزمایشگاهی، فراسنج‌های مدل (در اینجا زمین) به دست می‌آید.

$$d = G \cdot M \quad (1)$$

ماتریس d شامل داده‌های مشاهده‌ای، G فراسنج‌های معادلات و ماتریس M نادانسته‌هایی است که باید تعیین شوند. معادله بالا را برای یافتن M حل می‌کنیم.

$$M = G^{-1} \cdot d \quad (2)$$

به دلیل خطاهای تجربی، داده‌های مشاهده‌ای d به‌طور دقیق با فراسنج‌های مدل (G) برازش نمی‌شوند و مقادیر محاسبه شده با خطا همراه هستند.

$$d = GM + e \quad (3)$$

که در آن e معرف خطای حاصل از این نبرازش است. بهترین راه برای به دست

حفظ‌شدگی خوبی داشته‌است و برپایه یافته‌های (Stewart and Hancock 1990) از مطالعه افزازهای زمین‌لرزه‌ای، برای تعیین ضریب فروگاهی در این گستره مورد مناسبی می‌باشد.

با جی‌پی‌اس کینماتیک (DGPS-RTK-Trimble-CHC-X90) (شکل ۵) سه نیم‌رخ عرضی از افزاز گسله در تکه زاویه‌جوک برداشته شد (شکل‌های ۳-ب و ۷). برنامه نوشته شده، بر روی سه نیم‌رخ عرضی برداشت شده از افزاز گسله سلماس اجرا شد (شکل ۸) و ضریب‌های فروگاهی مربوط به هر افزاز از آن حاصل شد (جدول ۲). برای نیم‌رخ‌های ۱، ۲ و ۳ ضریب‌های فروگاهی به ترتیب ۴/۵۴۴۹، ۳/۸۹۳۱ و ۵/۲۳۵۹ میلی‌متر مربع در هزار سال، به دست آمد. میانگین این سه ضریب فروگاهی ۴/۵۵۷۹ میلی‌متر مربع در هزار سال با درصد پایین خطای میانگین (۰/۱۴۸ متر) است که آن را به عنوان ضریب فروگاهی گستره سلماس پیشنهاد می‌کنیم. این ضریب با آنچه که (Pierce and Colman 1986) برای ایالت آیداهو آمریکا (۳/۴-۵/۲) میلی‌متر مربع در هزار سال) و (Avouac 1993) و (Avouac and Peltzer 1993) برای ایالت شین جیان چین (۲ ± ۵/۵ میلی‌متر مربع در هزار سال) با شرایط آب و هوایی نیمه خشک (مشابه گستره سلماس) محاسبه نمودند، همخوانی دارد (جدول ۱). این ضریب فروگاهی برای سایر گستره‌های ایران با شرایط اقلیمی و بارندگی مشابه با این گستره قابل استفاده است (شکل ۶).

۶- نتیجه‌گیری

در این پژوهش برای نخستین بار در ایران به مدل‌سازی فروگاهی افزاز یک گسله زمین‌لرزه پرداخته‌ایم. بررسی‌های اولیه آشکار ساخت که افزاز گسله زمین‌لرزه سال ۱۳۰۹ خورشیدی سلماس به علت بلندا، سازوکار گسلش، تک‌رویدادی بودن، زاویه قرار، الگوی فروگاهی مناسب و دست‌نخورده‌گی برای این کار بسیار مناسب است. یکی از دستاوردهای اصلی این پژوهش نوشتن برنامه‌ای در نرم‌افزار متلب برای مدل‌سازی فروگاهی افزازها به روش وارون‌سازی است که برآوردی از ضریب فروگاهی افزاز را در اختیار کاربر قرار می‌دهد. برداشت‌های صحرائی دقیق به کمک جی‌پی‌اس کینماتیک، نیم‌رخ‌هایی از گسلش زمین‌لرزه سلماس را در اختیار ما قرار داد که از آنها در مدل‌سازی خود بهره جستیم. میانگین عددی برآورد شده برای ضریب فروگاهی در سه نیم‌رخ گوناگون از افزاز گسله زمین‌لرزه سلماس برابر با ۴/۵۵۷۹ میلی‌متر مربع در هزار سال برآورد شد که با ضریب فروگاهی محاسبه شده برای گستره‌های با آب و هوای مشابه با گستره سلماس در سایر نقاط دنیا همخوانی دارد. این پژوهش به عنوان یک نقطه آغاز، آشکار ساخت مدل‌سازی افزاز زمین‌لرزه‌های شناخته شده گستره لرزه‌خیز ایران می‌تواند به ما در تعیین سن افزازهای گسله دیگر و در نتیجه تکمیل تاریخچه گسلش زمین‌لرزه‌ای در ایران یاری برساند. با توجه به هزینه پایین تعیین k (در مقایسه با روش‌های سن‌سنجی) و دقت قابل قبول آن با این روش، به نظر می‌رسد استفاده از ضریب‌های فروگاهی می‌تواند برای تعیین سن افزازهای با شرایط مناسب، مفید واقع شود. با اعمال روش‌های نوین و مدل‌سازی‌های دقیق‌تر و با کاهش پیش‌فرض‌های مدل‌سازی، می‌توان بر دقت محاسبه k افزود. همچنین با تهیه و حفظ نیم‌رخ‌های مناسب از افزازها در دوره‌های بلند مدت و اعمال روش بر روی آنها می‌توان به کاهش اثر فراسنج‌های نادانسته چون میزان بارش، بر روی ضریب‌های k پرداخت و از ضریب‌های دقیق‌تر برای برآورد زمان رخداد زمین‌لرزه‌های دور استفاده کرد. از سوی دیگر با تعیین ضریب فروگاهی با پراکندگی مناسب در کشور می‌توان پهنه‌بندی بر اساس توزیع ضریب فروگاهی ارائه نمود.

سپاسگزاری

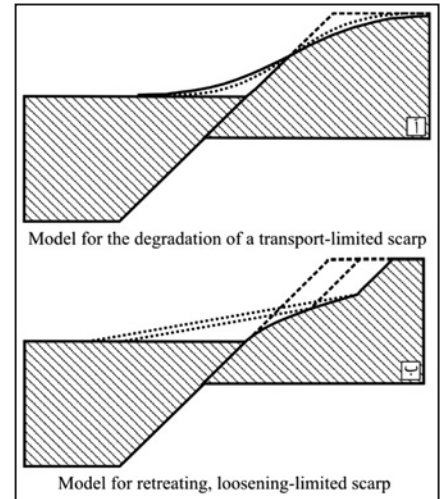
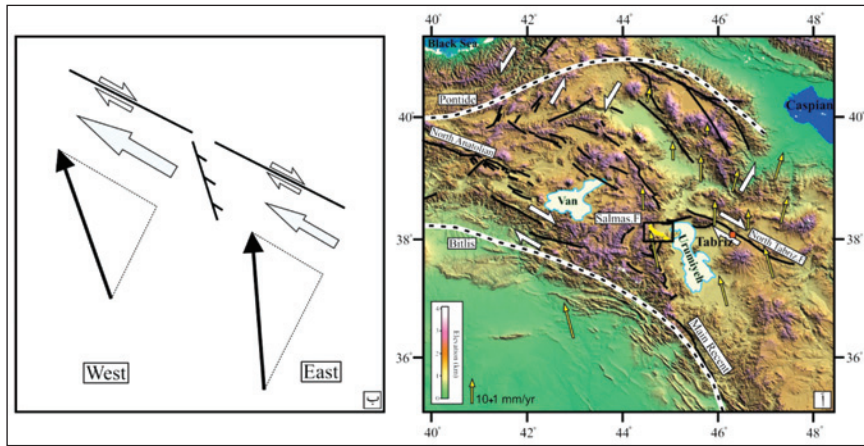
از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور به سبب همکاری و یاری بی دریغ در این پژوهش سپاسگزاریم.

ارتفاع امروزی نقاط محاسبه شود و سپس دوباره میزان اختلاف محاسبه می‌شود. هرگاه میزان اختلاف به کمتر از حد مورد انتظار رسید، عمل تکرار متوقف شده و آهنگ اصلاح شده به عنوان آهنگ فرسایش افزاز معرفی می‌شود. در برنامه نوشته شده با پرداخت هزینه محاسباتی سنگین‌تر، دستیابی به سطح دقت بهتر فراهم گشته‌است. در این روش ضریب فروگاهی به‌طور مستقیم وارون‌سازی نمی‌شود بلکه به کمک آن فرایند فرسایش وارون‌سازی می‌شود. اعتبار نتایج وارون‌سازی به دلیل رابطه مستقیم با ضریب فروگاهی به معنی اعتبار مقدار ضریب فروگاهی برآورد شده می‌باشد. در انتها راستایی ضریب فروگاهی خروجی مدل، با مقایسه آن با ضریب‌های محاسبه شده در گستره‌های با اقلیم مشابه در دنیا آزموده می‌شود.

۵- اعمال روش بر روی افزازهای زمین‌لرزه ۱۳۰۹ خورشیدی سلماس

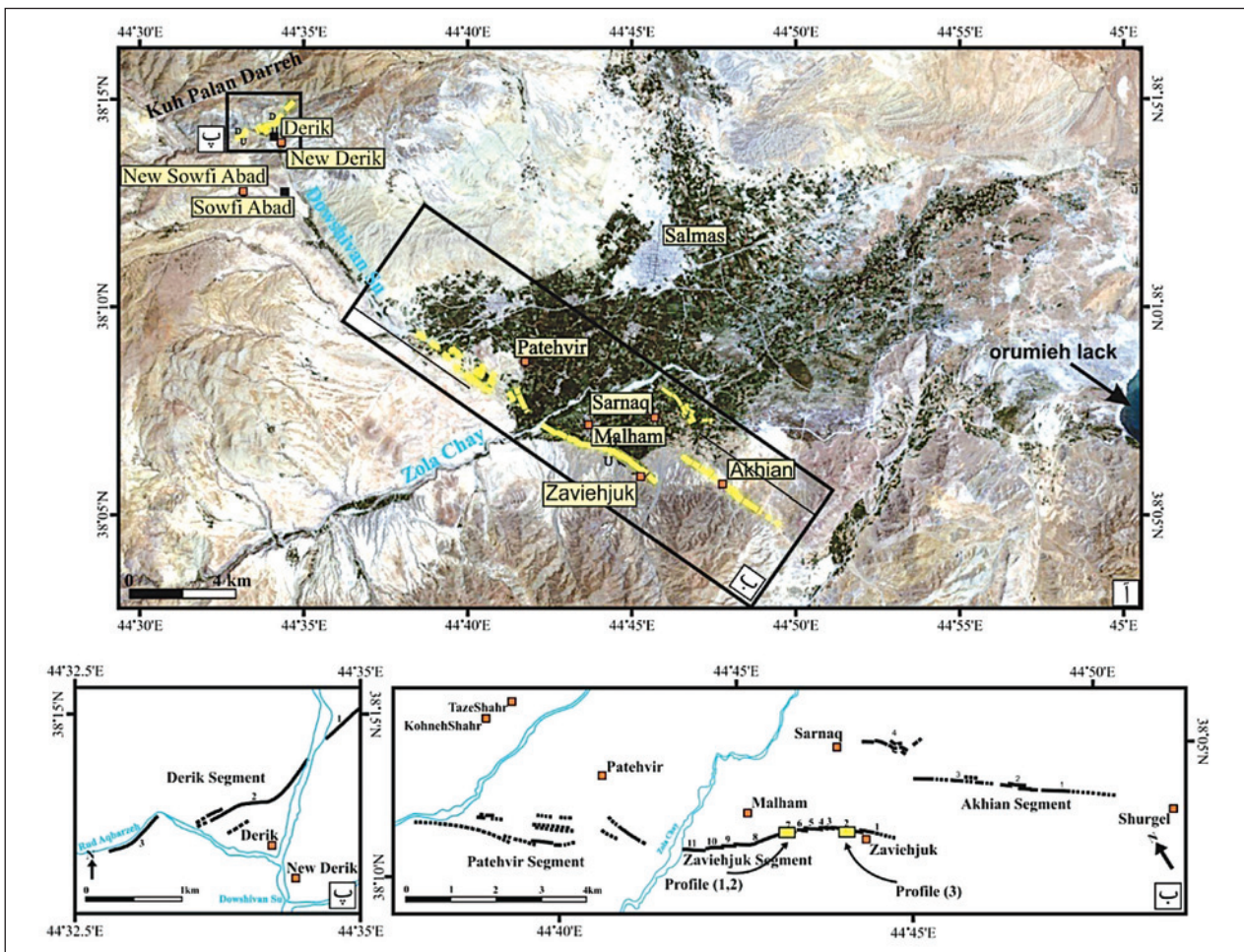
همانگونه که بیان شد، افزاز شکل گرفته در پی فعالیت یک گسله عادی و در اثر یک رویداد زمین‌لرزه بهترین گزینه برای مدل‌سازی است. افزاز حاصل از زمین‌لرزه سلماس دارای شرایط فوق است. این افزاز در پی فعالیت گسله عادی و در اثر یک رویداد حاصل شده‌است (Bereberian and Tchalenko, 1976). همچنین بومیان مقیم در روستای زاویه جوک که زمین‌لرزه را به یاد دارند، پیش از رویداد زمین‌لرزه اختلاف ارتفاعی را در محل امروزی افزاز به یاد نمی‌آوردند. همچنین سنگ گورهای مشاهده شده در دامنه افزاز گسله در گورستان ارامنه ملحم، نشان از مسطح بودن گستره و عدم وجود افزاز پیش از رویداد زمین‌لرزه ۱۳۰۹ خورشیدی می‌باشد (شکل ۷-آ-ت). از سوی دیگر برای انجام مدل‌سازی، سیمای اولیه افزاز در زمان شکل‌گیری مورد نیاز است. برای بازسازی شکل اولیه، افزازی مورد نیاز است که بخش میانی آن تا حد امکان دست‌نخورده و فرسوده نشده باشد تا با داشتن شیب اولیه افزاز و شیب سطح زمین در بالا و پایین افزاز (که به دلیل مسطح بودن زمین پیش از رویداد زمین‌لرزه شیب یکسان دارند) بتوان شکل اولیه را بازسازی نمود. بدین منظور افزازهای با ارتفاع بلندتر که احتمال حفظ‌شدگی بخش میانی آن بیشتر است، مطلوب‌تر هستند. افزاز زمین‌لرزه سلماس با ارتفاع بیشینه ۶ متر بلندترین افزاز زمین‌لرزه‌ای در ایران است. از سوی دیگر الگوی فروگاهی خم‌شده (recline) که برای مدل‌سازی مناسب است در افزاز زمین‌لرزه سلماس دیده می‌شود. همچنین همانگونه که در پیش‌فرض‌های مدل‌سازی گفته شد، برای اینکه بتوان فروگاهی افزاز را مدل کرد، شیب افزازها نباید از زاویه قرار (angle of repose) مواد تشکیل‌دهنده آن بیشتر باشد. افزاز گسله سلماس در باختر تکه فرعی شماره ۲ از تکه زاویه‌جوک (شکل ۳-ب)، با رودخانه‌ای بریده شده‌اند که محل مناسبی را برای بررسی رسوبات تشکیل‌دهنده آن فراهم کرده‌است (شکل ۴-آ). در این بخش، افزاز از رسوبات شن و ماسه رودخانه‌ای تا آبرفتی تشکیل شده‌است. بنابراین زاویه قرار ۳۳-۳۵ درجه برای آن انتظار می‌رود (Oemisch, 2004). در نیم‌رخ تهیه شده از افزاز گسله در این بخش، زاویه شیب، ۳۵ درجه است که زاویه به نسبت پایداری می‌باشد. رسوبات فرادریواره افزاز گسله در گورستان ارامنه ملحم که دو نیم‌رخ عرضی از آن برداشت شد، در یک گودال موجود در آن بررسی شد. در اینجا رسوبات دانه‌ریزتر هستند و جورشدگی بیشتری را نشان می‌دهند. زاویه قرار برای این رسوبات ۳۵-۲۵ درجه است (Oemisch, 2004) و شیب ۳۰ درجه‌ای افزازها در این بخش حاکی از پایداری آن می‌باشد. براساس آنچه گفته شد، افزاز زمین‌لرزه سلماس برای انجام این پژوهش برگزیده شد.

فعالیت گسله سلماس در ۷ مه ۱۹۳۰ میلادی (۱۶ اردیبهشت ۱۳۰۹ خورشیدی) موجب زمین‌لرزه بزرگی ($m_p=7/2$) در این گستره شد. سازوکار این گسله عادی و دارای مؤلفه راست‌الغز راست بر گزارش شد. این زمین‌لرزه، گسیختگی سطحی به درازای ۱۶ کیلومتر را در بادزن‌های آبرفتی (تکه زاویه‌جوک) و سنگ‌های دگرگونه (تکه آخیان و دریگ) گستره ایجاد کرد (Berberian and Tchalenko, 1976) (شکل ۳-ب). شیب افزاز گسله در این تکه همسو با شیب عمومی سطح زمین است، بنابراین افزاز

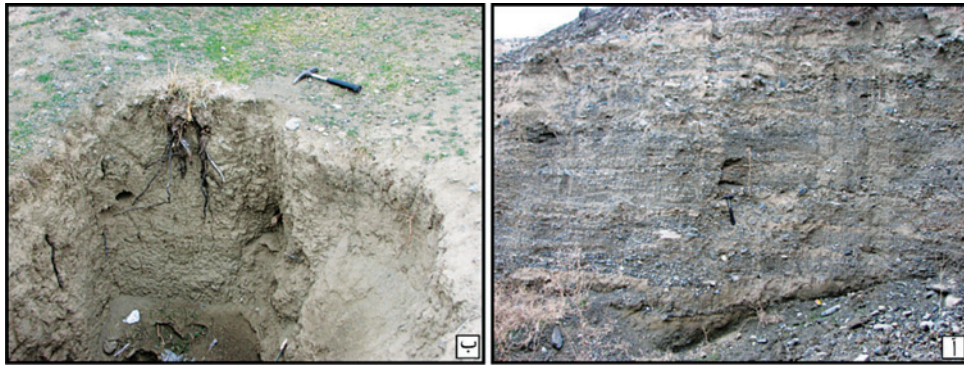


شکل ۲- (آ) نمایش پهنه‌های گسلی بزرگ فلات ایران- ترکیه روی تصویر (SRTM) و گستره مرتبط با زمین‌لرزه سلماس. گسله‌های مهم گستره با خطوط سیاه‌رنگ نمایش داده شده‌اند. گسله‌های با روند شمال‌باختر- جنوب‌خاور مؤلفه راستالغز راست‌بر و گسله‌های با روند شمال‌خاور- جنوب باختر مؤلفه راستالغز چپ‌بر دارند. خط چین سیاه‌رنگ ستبر، زمین‌درزهای (suture) دو سوی فلات را نشان می‌دهد (Pontide and Bitlis Sutures). پیکان‌های زرد رنگ بردار سرعت حرکت ایستگاه‌های GPS گستره، نسبت به اوراسیا را نمایش می‌دهند (Masson et al., 2006؛ ب) تصویر نمادین که چگونگی شکل‌گیری گسله‌های با مؤلفه عادی مانند گسله سلماس را در گستره تحت فشار فلات ایران- ترکیه نشان می‌دهد (Copley and Jackson, 2006)

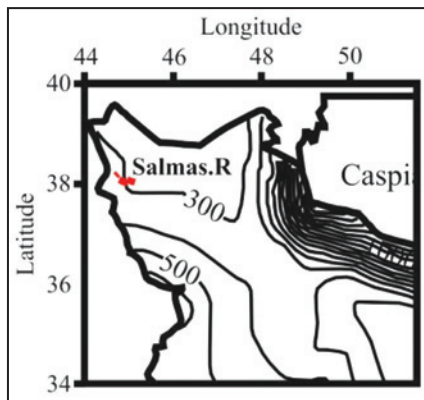
شکل ۲- (آ) مدل نمادین فروگاهی افراز گسلی محدود به ترازی. با گذشت زمان از میزان کوژی فرادپواره و کاوی فرودپواره کاسته می‌شود؛ ب) مدل نمادین فروگاهی افراز پس‌نشسته، تحت شرایط محدود به سست‌شدگی. سطح پس‌نشسته به طور پیوسته با نواری از واریزه‌ها پوشیده می‌شود (Nash, 1986).



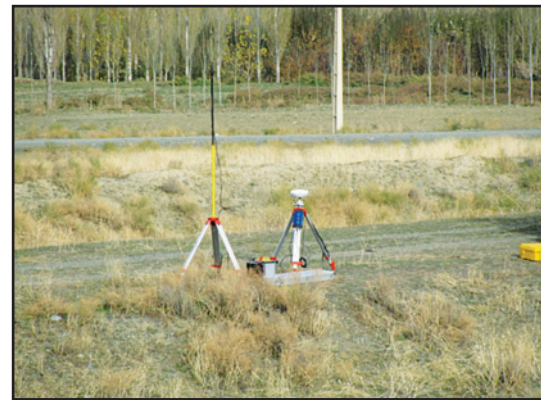
شکل ۳- (آ) تصویر LANSAT ETM+ از گستره زمین‌لرزه‌ای سلماس ۱۹۳۰. گسیختگی همزمان با زمین‌لرزه با خطوط زرد رنگ مشخص شده است (Berberian & Tchalenko, 1976). محل قرارگیری تصویرهای ب و پ با چهارگوشی سیاه‌رنگ مشخص شده است؛ ب) جزئیات گسیختگی همزمان با زمین‌لرزه در تکه آخیان، زاویه‌جوک و پته‌ویر. نواحی برداشت نیم‌رخ‌های عرضی از افراز گسله با چهارگوش‌های زرد رنگ مشخص شده است؛ پ) جزئیات گسیختگی همزمان با زمین‌لرزه در تکه دریک (Berberian & Tchalenko, 1976).



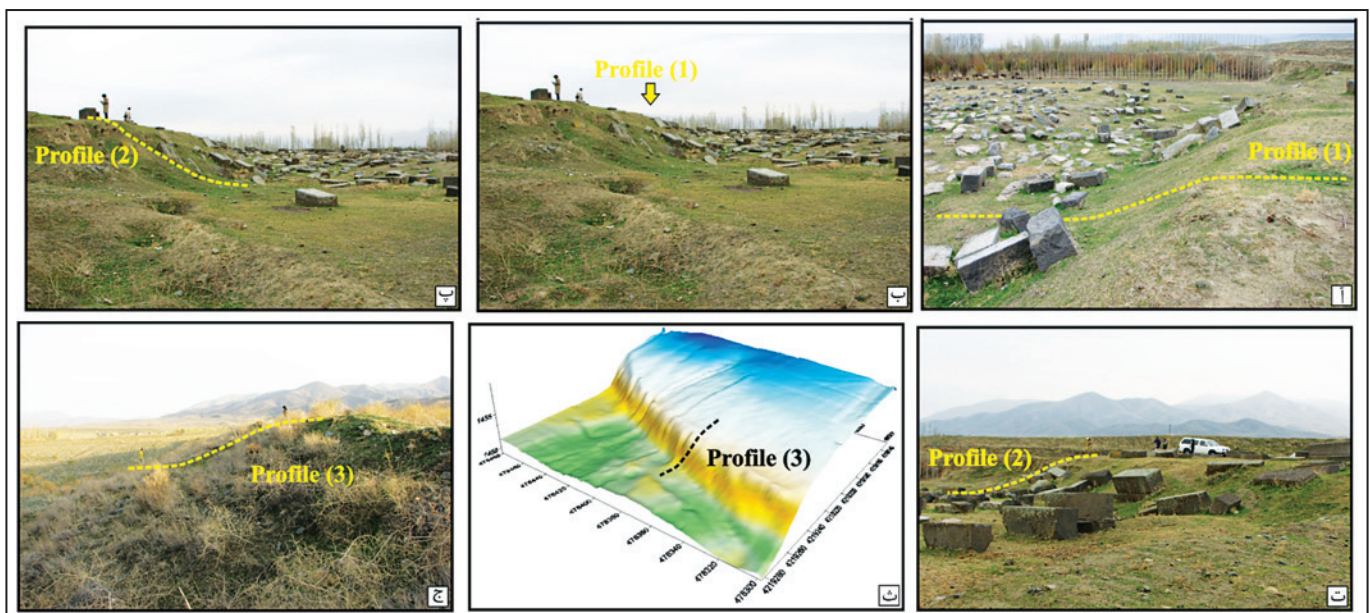
شکل ۴-آ) رسوبات رودخانه‌ای-آبرفتی تشکیل دهنده افزاز گسله زمین‌لرزه ۱۳۰۹ خورشیدی سلماس در باختر نیمرخ شماره ۳ و خاور گورستان ارامنه ملحم (N ۳۸° ۰۷' ۲۵" E ۴۴° ۴۴' ۳۳") که با رودخانه بریده شده است. نگاه به سوی خاور؛ ب) رسوبات فرادیواره افزاز گسله در گورستان ارامنه ملحم (N ۳۸° ۰۷' ۲۶" E ۴۴° ۴۴' ۲۷") که دانه ریزتر هستند و جورشدگی بیشتری را نشان می‌دهند.



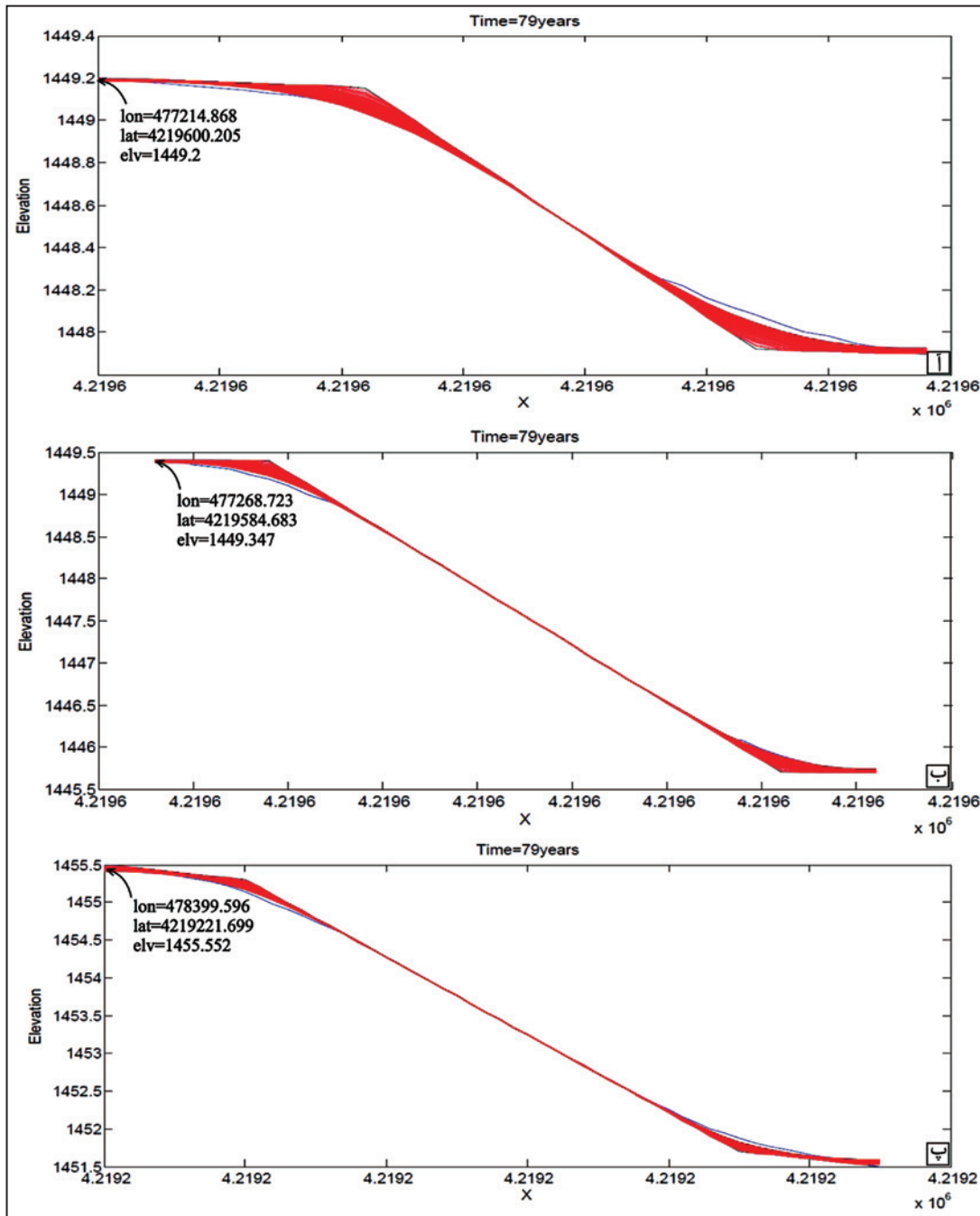
شکل ۶- پراکندگی مکانی مجموع بارش سالانه شمال باختر ایران طی دوره آماری ۲۰۰۳-۱۹۶۱ (برگرفته با تغییر از عساکره، ۱۳۸۶). موقعیت گسیختگی زمین‌لرزه‌های ۱۹۳۰ سلماس بر روی تصویر نشان داده شده‌است.



شکل ۵- تصویر دستگاه جی‌پی‌اس دینامیک (DGPS-RTK-Trimble-CHC-X90) به کار رفته برای تهیه نیمرخ افزازها در گستره سلماس.



شکل ۷-آوب) تصویر میدانی از محل برداشت نیمرخ عرضی شماره ۱ در گورستان ارامنه ملحم؛ پ و ت) تصویر میدانی از محل برداشت نیمرخ عرضی شماره ۲ در گورستان ارامنه ملحم؛ ث) محل برداشت نیمرخ عرضی از افزاز گسله در تصویر توپوگرافی برداشت شده با جی‌پی‌اس کینماتیک (DGPS-RTK-Trimble-CHC-X90)؛ ج) تصویر میدانی از محل برداشت نیمرخ عرضی شماره ۳ در باختر روستای زاویه جوک (دورنمای روستا در تصویر آشکار است).



شکل ۸-آ) خروجی مدل‌سازی نیمرخ اولیه شماره یک که با ضریب فروگاهی 45449×10^{-4} (۴/۵) مترمربع بر هزار سال با دقت 0.0099 به افراز برداشت شده (منحنی آبی رنگ) نزدیک شده است؛ ب) خروجی مدل‌سازی نیمرخ اولیه شماره دو که با ضریب فروگاهی 38931×10^{-4} (۳/۹) مترمربع بر هزار سال با دقت 0.0045 به افراز برداشت شده (منحنی آبی رنگ) نزدیک شده است؛ پ) خروجی مدل‌سازی نیمرخ اولیه شماره سه که با ضریب فروگاهی 52359×10^{-4} (۵/۲) مترمربع بر هزار سال با دقت 0.03 به افراز برداشت شده (منحنی آبی رنگ) نزدیک شده است.

جدول ۱- ضریب فروگاهی محاسبه شده برای افرازاها و پادگانه‌های برخی از نقاط دنیا که در گستره‌های با آب و هوای گوناگون واقع شده‌اند (Oemisch, 2004).

| | Location | Climate | Source |
|---------|--|------------------|--|
| 2.8±1.1 | Lake Bonneville shoreline scarps and fault scarps, Utah, USA | arid to semiarid | Mattson and Bruhn (2001) |
| 3.3±1.4 | Abandoned terrace risers, Hotan region, Xinjiang province, China | Arid | Avouac and Peltzer (1993) |
| 3.3±1.7 | Fault scarps, Gansu province, China | Arid | Tapponnier <i>et al.</i> (1990) |
| 3.3±1.7 | Cumulative reverse fault scarps, Mongolia | arid | Carretier <i>et al.</i> (2002b) |
| 3.4-5.2 | Late-glacial terrace scarps, Idaho, USA (10-15 m scarp offset, S-facing) | semiarid | Pierce and Colman (1986) |
| 5.5±2 | Terrace edges, Tien Shan, Xinjiang province, China | semiarid | Avouac (1993); Avouac and Peltzer (1993) |

جدول ۲- ویژگی‌های نیمرخ‌های برداشت‌شده از افراز زمین‌لرزه سلماس، سن افراز در زمان برداشت نیمرخ عرضی با توجه به زمان برداشت آنها در آبان‌ماه سال ۱۳۸۸ خورشیدی محاسبه شده‌است.

| شماره نیمرخ عرضی | جابه‌جایی شاقولی (متر) | سن افراز (سال) | میزان خطا | ضریب فروگاهی $k [m^2/s]$ | ضریب فروگاهی $k [m^2/Ka]$ |
|------------------|------------------------|----------------|-----------|--------------------------|---------------------------|
| ۱ | ۱/۲۲ | ۷۹ | ۰,۰۰۹۹ | $۱/۴۴۱۲ \times ۱۰^{-۱۰}$ | ۴۵۴۴۹×۱۰^{-۴} |
| ۲ | ۳/۷ | ۷۹ | ۰,۰۰۴۵ | $۱/۲۳۴۵ \times ۱۰^{-۱۰}$ | ۳۸۹۳۱×۱۰^{-۴} |
| ۳ | ۳/۷ | ۷۹ | ۰,۰۰۳ | $۱/۶۶۰۳ \times ۱۰^{-۱۰}$ | ۵۲۳۵۹×۱۰^{-۴} |

کتابنگاری

عساکره، ح.، ۱۳۸۶- تغییرات زمانی - مکانی بارش ایران زمین طی دهه‌های اخیر، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۰، پاییز و زمستان ۱۳۸۶، صص: ۱۶۴-۱۴۵.
 خدابنده، ا.، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ سلماس، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Amoroso, L., Pearthree, P.A. & Arrowsmith, J.R., 2004- Paleoseismology and Neotectonics of the Shivwits Section of the Hurricane Fault, Northwestern Arizona, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 94, No. 5, pp. 1919-1942.
- Avouac, J.P. and Peltzer, G., 1993- Active Tectonics in Southern Xinjian, China: Analysis of Terrace Riser and Normal Fault Scarp Degradation Along the Hotan- Qira Fault system, J, geophys, Res., 98, 21773-21807.
- Avouac, J.P., 1993- Analysis of Scarp Profiles: Evaluation of Errors in Morphologic Dating, Journal of Geophysical Research, vol.98,no. B4,pages 6745-6754.
- Berberian, M., 1997- Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquake, Historical and Prehistorical earthquake in the Caucasus, Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, Netherlands, pp. 233-311.
- Berberian, M. and Tchalenko, J.S., 1976- Field study and documentation of the 1930 Salmas (Shahpur - Azarbaijan) earthquake, Geological survey of Iran, Report No. 39.
- Bucknam, R.C., Anderson, R.E., 1979- Estimation of fault- scarp ages from a scarp- height- slope- angle relationship. Geology 7, 11-14.
- Carretier, S., Ritz, J.F, Jackson, J. & Bayasgalan, A., 2002- Morphological dating of cumulative reverse fault scarps: examples from the Gurvan Bogd fault system, Mongolia, Geophys. J. Int.148, 256-277.
- Copley, A., Jackson, J., 2006- Active tectonics of the Turkish-Iranian Plateau, Tectonics, v. 25, p.TC6006.
- Jackson, J., 1992- Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus, J. Geophys. Res., 97, 12,471 - 12,479.
- Locke, W.W., Meyer, G.A. and Pings, J.C., 1992- Morphology of a postglacial fault scarp across the Yellowstone (Wyoming) caldera margin, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 82, No. 1, pp. 11-516.
- Martin, Y. and Church, M., 1997- Diffusion in landscape development models: on the nature of basic transport relations, Earth surface processes and landforms, Vol 22, 273-279.
- Masson, F., Chery, 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 (2005, 160, 217-226).
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chery, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H., Vernant, P., 2006- Extension in NW Iran driven by the motion of the South Caspian Basin, Earth and Planetary Science Letters 252, 180-188.
- Meju Max A., 1994- Geophysical data analysis: understanding inverse problem theory and practice, Society of Exploration Geophysics, SBN: 1-56080-027-5.
- Nash, D.B., 1986- Morphologic Dating and Modeling Degradation of Fault Scarps, Active Tectonics: Impact on Society.
- Oemisch, M., 2004- Geomorphological Dating of Scarps in Temperate Climate Using a Modified Diffusion Model, phd Thesis, Bonn University.
- Pierce, K. L. and Colman, S.M., 1986- Effect of height and orientation (microclimate) on geomorphic degradation rates and processes, lateglacial terrace scarps in central Idaho, Geol. Soc. Am. Bull. 97, 869- 885.
- Stewart, I.S. and Hancock, P.L., 1990- What is a fault scarp?, Episodes, Vol. 13, no.4.
- Talebian, M. and Jackson, J., 2002- Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone, Geophys. J. Int. 150, 422-439.
- Wallace, R.E., 1977- Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. Geol.Soc. Am. Bull. 88: 1,267-1,281.

Degradation Modeling of Salmas Earthquake (1930) Fault Scarp, NW Iran

N. Saboor ^{1*}, M.R. Ghassemi ², M. Eskandari ³, A. Nazari F. ⁴ & B. Oveisi ³

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

² Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

³ Ph.D., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

⁴ M.Sc., School of Earth Sciences, Damghan University of Basic Sciences, Damghan, Iran

Received: 2013 January 16

Accepted: 2013 May 13

Abstract

Erosion agents diffuse the scarps created by the earthquakes, and their primary sharp shapes are gentled. This process is accomplished with the definite rate, which is accounted with the diffusion equation. Rate of diffusion depends on primary shape of scarp and diffusion coefficient that is coefficient of diffusion equation. The coefficient depends on various parameters such as the climate and the value of erosion of scarp material. The coefficient is accounted with the modeling of earthquake scarp with the definite age and initial shape. We afforded three profiles from the Salmas earthquake scarp created in 1930. We diffused the reconstructive primary shape of them by the code that we wrote in the Matlab software. We present diffusion coefficient of the Salmas area, and the mean of definitive coefficient. This coefficient is used for other earthquake scarps and traces in this and other areas with the same climate. The age of their formation was calculated by this coefficient and the prepared profiles.

Keywords: Degradation modeling, Diffusion Coefficient, Earthquake Scarp, Salmas Fault.

For Persian Version see pages 255 to 262

*Corresponding author: N. Sabour ; E-mail: saboor.nayereh@gmail.com