



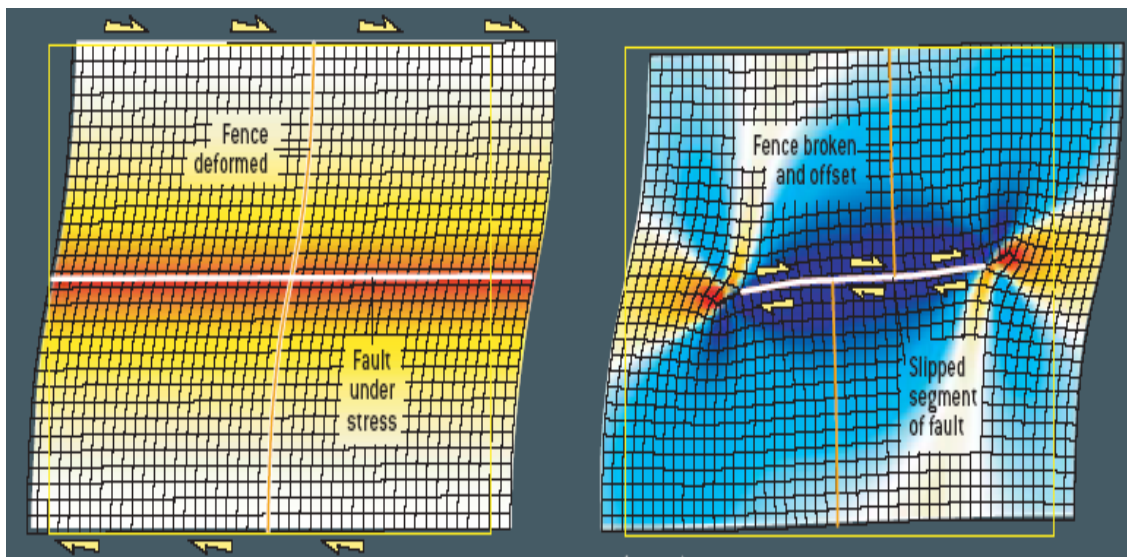
اداره کل نقشه برداری زمینی و بنیادی

کمیته مدیریت بحران - اداره ژئودزی و ژئودینامیک

تحلیل زلزله ۲۸ مرداد ماه و پس لرزه گسل مشا با بزرگای ۳٫۹ و ۲٫۵

۱-مقدمه:

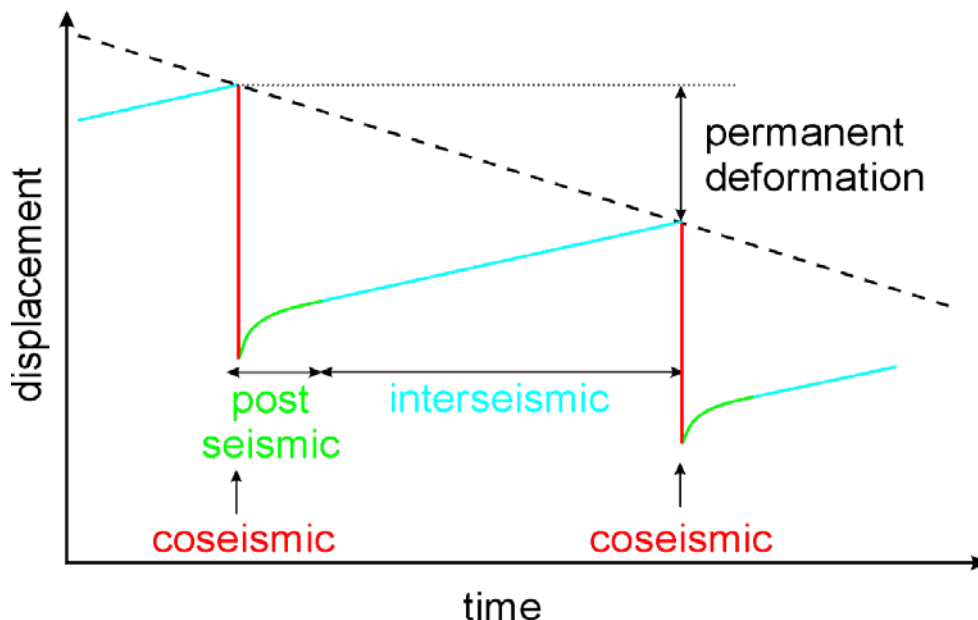
پدیده زمین لرزه یکی از مخاطرات طبیعی است که در اثر تنش انباشته شده بر روی گسل ها در مدت زمان طولانی و آزاد شدن این تنش در چندین ثانیه روی می دهد. تنش برشی - افت تنش و نرخ لغزش از پارامترهای مهم در تحلیل خطرپذیری گسل ها و مدل سازی چرخه زلزله بر روی آنها می باشد. همچنین تنش القا شده ناشی از زلزله بر روی گسل های دیگر با توجه به فیزیک زلزله و مکانیک گسل ها و بر اساس تنش **coulomb** صورت می گیرد شکل ۱.



شکل ۱- وضعیت تنش بر روی گسل امتداد لغز قبل زلزله (سمت چپ) و در حین زلزله (سمت راست)

یکی از عناصر اصلی در پیشبرد پیش بینی زمین لرزه، شناخت رفتار بلندمدت گسل های لرزه زا است. مطالعه گسل های زمین لرزه ای در ایران نشان می دهد که شناخت تاریخچه زمین ساختی کواترنری آغازین و همچنین بررسی شواهد زمین ساختی پیش از کواترنری در فهم نحوه دگرشکلی قاره ای در حین زمین لرزه از اهمیت بالایی برخوردار است. به همان اندازه که شناسایی گسلش های عهد حاضر در

فهم زمین ساخت پویای قاره ای اهمیت دارد شناخت دقیق لرزه خیزی تاریخی و دستگاہی نیز به عنوان ابزاری سودمند در این راستا محسوب می شود. حرکت در طول یک گسل فعال می تواند بصورت تدریجی و پیوسته (خزش زمین ساختی) و یا تناوبی از دوره های آرامش و حرکت ناگهانی با رها شدن انرژی بصورت زمین لرزه باشد. شکل ۲

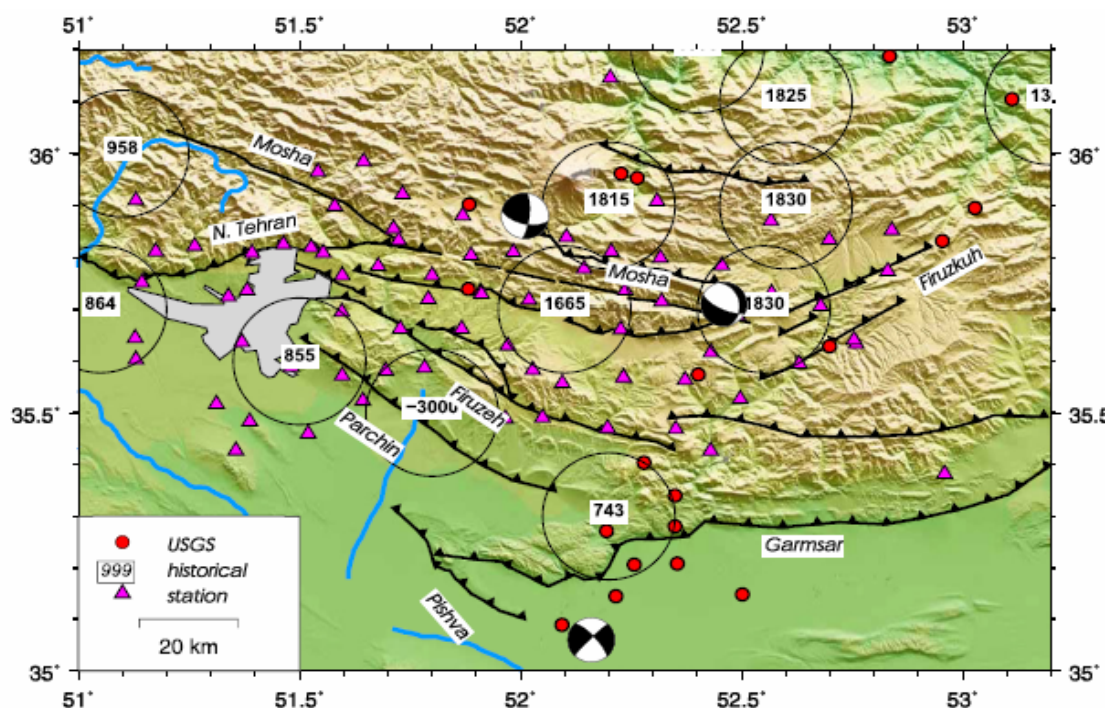


شکل ۲= چرخه زلزله (تجمع تنش آبی-افت تنش قرمز-باقی مانده تنش وبعد از زلزله-سبز)

نرخ لغزش گسل های فعال یکی از پارامترهای اصلی در بازخوانی رفتار گسل در گذشته و پیش بینی جنبش آن در آینده است. تعمیم نرخ لغزش کنونی یک گسل فعال به ده ها هزار تا میلیون ها سال گذشته توسط بسیاری از پژوهشگران، فرضی است که در شرایط نبود داده های دقیق تر در طول تاریخچه جنبشی گسل مورد استفاده قرار می گیرد. از اینرو بررسی نرخ لغزش گسل فعال در گستره های زمانی کوتاه مدت (بازه چندساله در زمان حاضر) میان مدت گذشته، بلندمدت و بسیار بلندمدت روشن کننده بسیاری از ابهامات در نحوه رفتار گذشته و آینده گسل فعال است.

۲- پهنه البرز

از نقطه نظر لرزه زمین ساختی، کشور ایران بخشی از کمر بند زلزله خیز آلپ- هیمالایا را تشکیل می‌دهد و تهران به عنوان پایتخت ایران در کوهپایه‌های جنوبی کوه‌های البرز مرکزی و در منطقه‌ای بسیار فعال واقع شده است. وجود گسل‌های فراوان فعال در منطقه ایران و همچنین زلزله‌های تاریخی و معاصر گویای پتانسیل بالای تغییر شکل در این منطقه می‌باشد. از بین ساختارهای تکتونیکی فعال در ایران رشته کوه‌های البرز که در بر گیرنده تعداد زیادی گسل فعال می‌باشد بسیار حائز اهمیت می‌باشد. (شکل ۳)



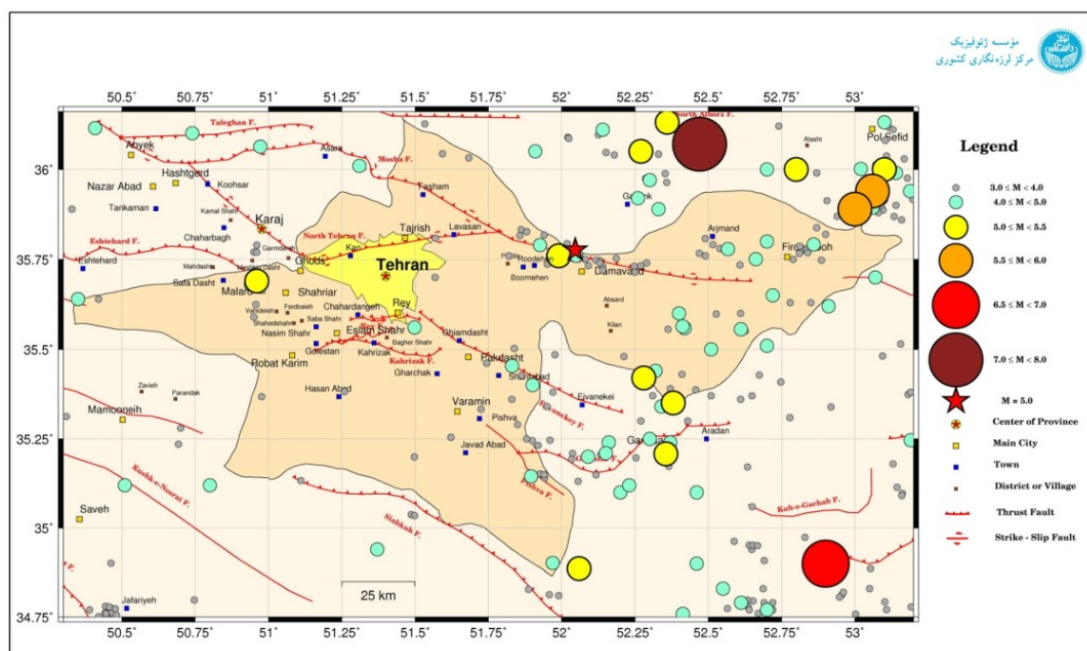
شکل ۳ پهنه البرز مرکزی، گسل شمال تهران و موقعیت کلان شهر تهران تاتار و همکاران - (۱۳۸۵)

منطقه البرز مرکزی لرزه خیز بوده و در طی دو هزار سال گذشته بیش از ۲۰ زمین‌لرزه با بزرگی ۶/۵ (در مقیاس امواج) سطحی در این منطقه بوقوع پیوسته است. از دیدگاه زمین ساخت البرز مرکزی توان ایجاد زمین لرزه‌های بزرگ را دارد و گسل‌های توانمندی در البرز مرکزی قرار دارند که بارزترین چشمه خطر برای شهر تهران گسل مشاء- فشم و گسل شمال تهران می‌باشد. آخرین زلزله بزرگ تهران در ۲۷ مارس ۱۸۳۰ میلادی (۱۹۰ سال پیش) با بزرگی بیش از هفت درجه ریشتر به وقوع پیوست. در مورد ابعاد تخریب این زلزله منابع چنین گزارش کرده‌اند: مناطق شمیرانات و دماوند تقریباً به طور کامل ویران شد و حدود ۷۰ روستا در شرق جاجرود از بین رفتند. همچنین با مراجعه به کتاب تاریخ زلزله‌های ایران مشاهده می‌شود که در البرز مرکزی زلزله‌های تاریخی مخرب چندی به وقوع پیوسته که از آن جمله زلزله‌های سال‌های ۷۴۳، ۸۵۵، ۹۵۸، ۱۱۷۷، ۱۲۸۳، ۱۶۶۵ و ۱۸۱۵ میلادی با بزرگی‌های تا ۷/۷ درجه ریشتر قابل ذکر هستند.

۳- گسل مشا

گسل مشا حدود ۲۰۰ کیلومتر طول دارد و از گسل‌های اساسی البرز مرکزی است که در شمال تهران قرار گرفته است. شیب این گسل رانده به سمت شمال برآورد شده است. طول این گسل را از روستای دلیچای در خاور تا فشم در باختر در نظر گرفته‌اند. شیب گسل فشاری مشا همیشه به سمت شمال و بین ۳۵ تا ۷۰ می‌باشد، اما چنان که بیان شد فعالیت این گسل تاکنون چندین زلزله در تهران به وجود آورده است. چنان که زلزله بزرگی که در سال ۹۵۸م با قدرت بیش از ۷/۷ در ۵۰ کیلومتری تهران رخ داده است به قسمت غربی این گسل نسبت داده می‌شود.

در سال ۱۳۰۹ نیز در اثر فعالیت شدید دنباله شرقی این گسل در روستای مبارک آباد زلزله بزرگی رخ داد که آن حادثه هم با خسارت‌های بسیاری همراه شد. به هر روی با نگاهی به تاریخ آخرین زلزله مهیب در تهران خواهیم دید که بیش از ۱۹۰ سال از آن می‌گذرد. یک زلزله هم در سال ۱۹۳۰ اتفاق افتاده که باز هم روی همین قطعه گسل مشا بوده. گسل مشا در ۳۵ کیلومتری شمال شرقی تهران از روستای کلان رد می‌شود، دو گسل مشا و گسل شمال تهران در این روستا به هم می‌رسند و تلاقی می‌کنند و به عنوان "زون اتصال" این دو گسل شناخته می‌شود، این گسل، قطعه قطعه و دارای حداقل سه بخش متفاوت "خاوری"، (از فیروزکوه تا دره مشا) "بخش میانی" (از دره مشا تا منطقه لواسانات به طرف شهرستانک) و "بخش باختری" (از شهرستانک تا ورده و باختر کرج) است و از این رو، فعالیت لرزه‌ای بخش‌های متفاوت آن اثرات متفاوتی را بر بخش‌های مختلف تهران بزرگ و حتی کرج و آبیک می‌تواند داشته باشد. قطعه میانی از نزدیکی شمال تهران؛ یعنی ۱۵ کیلومتری مناطق شمالی تهران عبور کرده و همان قطعه‌ای است که تا به حال زلزله بزرگی نداشته یا مطالعه کافی رویش انجام نشده.



شکل ۴- زمین لرزه های دستگاهی از سال ۱۹۰۰ تا ۱۷ خرداد ۹۹

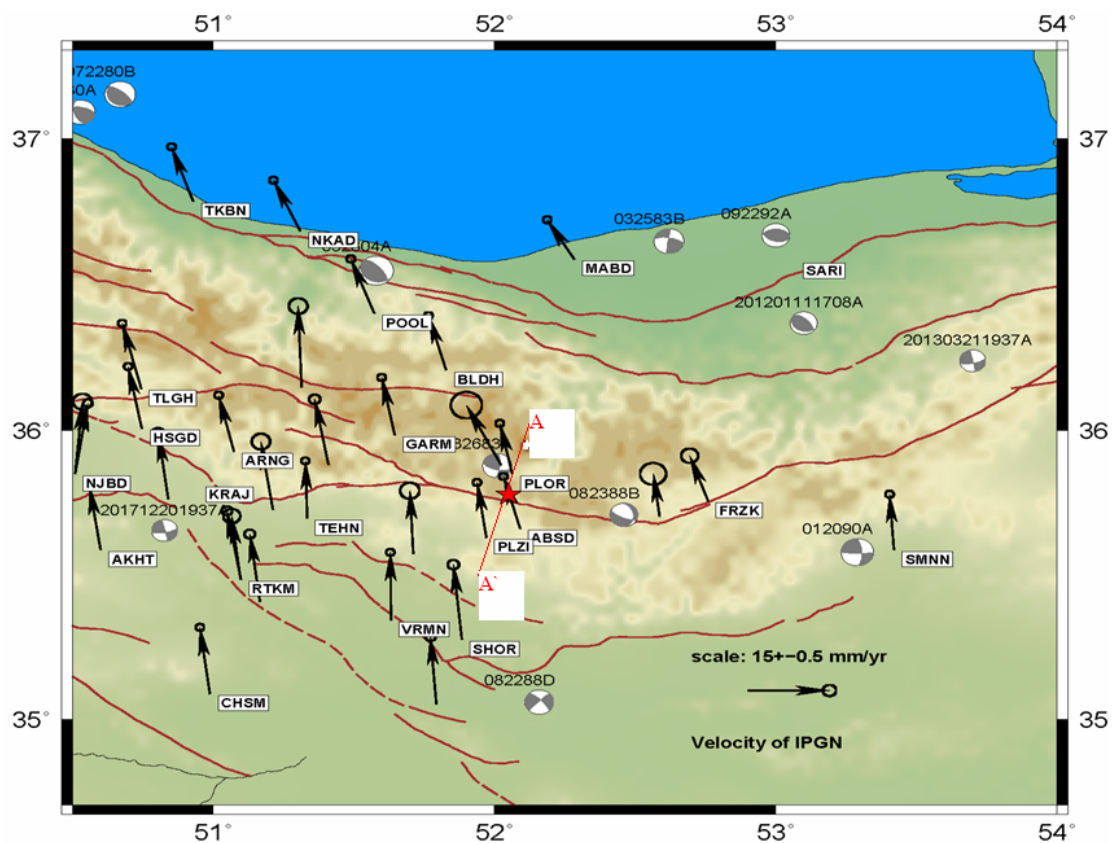
۴- مدل حرکت کلی کشور و منطقه البرز با استفاده از شبکه های موردی و دائمی سازمان

اندازه گیری انجام گرفته با استفاده از GPS در سالهای ۱۹۹۵ و ۲۰۰۱ و ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۸ میلادی و همچنین محاسبات جدید سال ۲۰۲۲ میدان سرعت ایستگاه های دائمی سازمان نقشه برداری کشور داده های جدیدی را جهت کمی کردن حرکات امروزی و تغییر شکل فعال در ایران فراهم نموده است. سرعت های حاصل از اندازه گیری با GPS در طول حاشیه شمال شرقی صفحه عربستان بیانگر آن است که صفحه عربستان نسبت به اوراسیا با سرعت کمتری در مقایسه با آنچه توسط DeMets et.al., 1990 پیش بینی کرده بود بسوی شمال در حرکت است. به عبارت دیگر در طول جغرافیایی بحرین عربستان با سرعتی معادل $E 22 \pm 2^\circ$ میلی متر در سال در راستای $E 5^\circ \pm 8^\circ N$ در حرکت است. با استفاده از نتایج این اندازه گیری ها بردار چرخش صفحه عربستان نسبت به اوراسیا با پارامترهای زیر قابل تعریف است. $E 5^\circ$
 $0.41^\circ \pm 0.1^\circ \text{ Myr}^{-1}$, $E 4^\circ \pm 1^\circ$, $19/5^\circ$

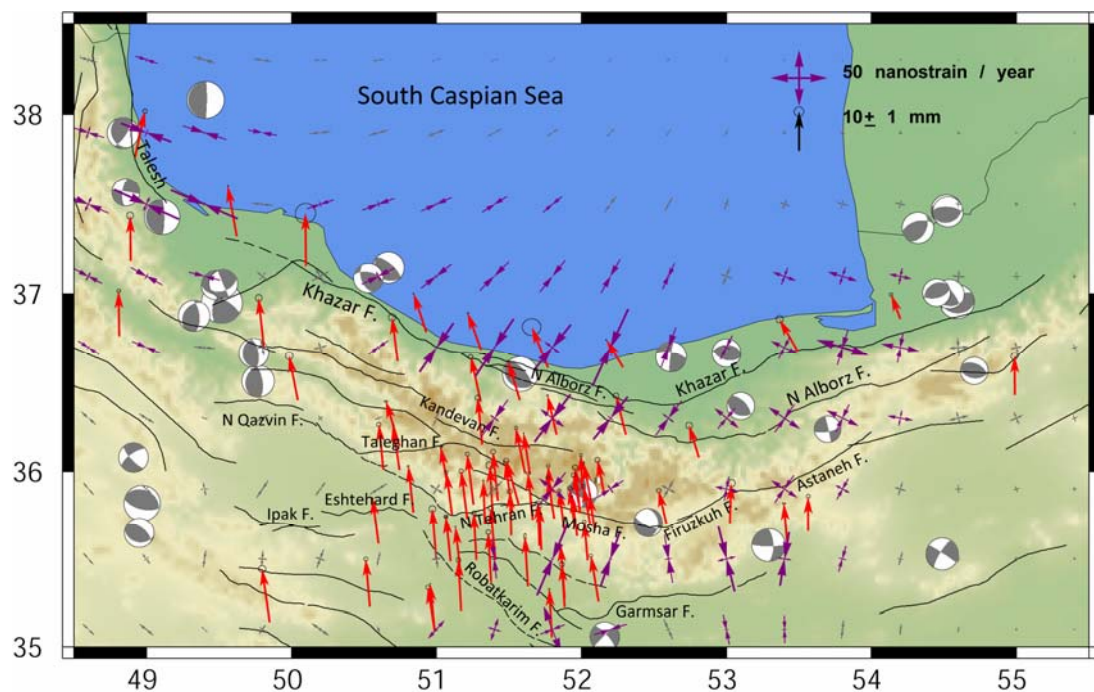
کوتاه شدگی در ایران به دو شکل متفاوت در بخش های شرقی و غربی ایران روی می دهد. در شرق طول ۵۸ درجه بیشتر کوتاه شدگی در پهنه فرو رانش مکران اتفاق می افتد ($1 \pm 19/5^\circ$ میلی متر در سال) و مابقی آن (یعنی $1 \pm 6/5^\circ$ میلی متر در سال) در منطقه کپه داغ مستهلک می گردد. در غرب طول جغرافیایی ۵۸ درجه تغییر شکل ناشی از همگرایی بر روی چندین کمربند کوهزایی توزیع یافته در طول جغرافیایی تهران نرخ کوتاه شدگی در کوه های زاگرس و البرز به ترتیب $1 \pm 6/5^\circ$ و $1 \pm 5^\circ$ میلی متر در سال می باشد.

نرخ جابجایی راستگرد بر روی گسل جوان زاگرس $1 \pm 3^\circ$ میلی متر در سال بر آورد گردیده است. در مقابل نرخ کوتاه شدگی در شمال غرب ایران بسیار زیاد می باشد ($1 \pm 8^\circ$ میلی متر در سال). بلوک ایران مرکزی بطور نسبی بصورت یک جسم صلب عمل کرده و دارای یک حرکت منسجم و یکپارچه است. نقاط واقع در شرق طول جغرافیایی ۶۱ درجه جابجایی بسیار کمی را نسبت به اوراسیا نمایش می دهند. تفاوت سرعت ونحوه دگرشکلی مشاهده شده در شرق و غرب ایران در قالب حرکات امتداد لغز در طول حاشیه بلوک لوت خودنمایی می کند. پهنه گذر زاگرس به مکران در جنوب شرق ایران با سرعتی معادل $1 \pm 11^\circ$ میلی متر در سال بصورت راستگرد در حال حرکت است.

شکل های ۴ و ۵ میدان سرعت و نرخ کرنش به ترتیب نحوه تغییر شکل در امتداد و در سراسر محدوده البرز را نشان می دهد. در بخش شرقی تغییر شکل به صورت حرکت چپگرد و کوتاه شدگی روی لبه جنوبی کمربند دیده می شود. در البرز مرکزی (از 51° درجه شرقی تا 52.5° درجه شرقی) تغییر شکل به صورت مایل و فشارش حداکثر مشاهده می شود. در حالی که تغییر شکل به صورت امتداد لغز چپگرد درون محدوده کوهستانی در امتداد گسل های طالقان و مشا (با نرخ لغزش 5.1 و 2.1 میلی متر) دیده می شود و این نشان می دهد که نوع تغییر شکل در البرز مرکزی تنها بصورت چین خورده و بالا آمده نیست.



شکل ۴- میدان سرعت نسبت به صفحه اوراسیا در سراسر محدوده البرز



شکل ۵- میدان سرعت و نرخ کرنش در امتداد و در سراسر محدوده البرز

(خرمی-ورنانت-ماسون-نانکلی-سعادت و همکاران ۲۰۱۸)

۵- مکانیزم تغییر شکل در پوسته

قسمت بالای لیتوسفر شامل صفحات مسطح شکننده و گسل ها می باشد. با استفاده از قانون آمونتون (Turcott, 1982) ولغزش این صفحات (یا دو طرف گسل نسبت به هم) می توان به تغییر شکل های شکننده یا **Brittle** دست پیدا کرد. در این راستا ضریب اصطکاک به عنوان یک پارامتری که مقاومت در برابر لغزش را نشان می دهد به همراه استرس برشی و استرس نرمال تعریف می گردد. عمومی ترین مکانیزمی که برای تشریح تغییر شکل های شکننده در قسمت بالای لیتوسفر (پوسته) استفاده می گردد، شکست برشی یا **shear failure** می باشد که معمولاً با قانون کولمب بیان می گردد. این معیار شکست با حذف چسبندگی یا **cohesion** صفر و بادر نظر گرفتن ضریب اصطکاک و اصطکاک لغزشی (Ranalli, 1995) مشابه قانون آمونتون می باشد.

شکست مواد زمانی اتفاق می افتد که تغییر شکل دائمی رخ می دهد و در این حالت مقدار استرس **deviatoric** به یک حد بحرانی می رسد که به آن استرس تسلیم می گوییم. این شکست می تواند بصورت تغییر شکل ناپیوسته مثل یک ترک یا تغییر شکل پیوسته و غیر قابل برگشت یعنی رفتار پلاستیک باشد که در حالت اول تغییر شکل مواد بصورت شکننده یا **brittle** تعریف می شود و در حالت دوم بصورت **ductile** یا خمیری شکل تعریف می گردد. گسل، چین خوردگی به عنوان مثالهایی از رفتارهای شکننده و خمیری هستند.

۶- رخداد:

گسل مسبب زلزله: مشا با طول ۲۰۰ کیلومتر و آخرین زلزله ۱۳۹۹ سال قبل با بزرگی ۵٫۱.

بزرگی: ۳٫۹

محل وقوع: مرز استانهای مازندران و تهران - حوالی دماوند

تاریخ و زمان وقوع به وقت محلی: ۱۳۰۲/۵/۲۸ - ۱۳:۴۸:۳۱

طول جغرافیایی: ۵۲٫۰۴

عرض جغرافیایی: ۳۵٫۷۹

عمق زمین لرزه: ۸ کیلومتر

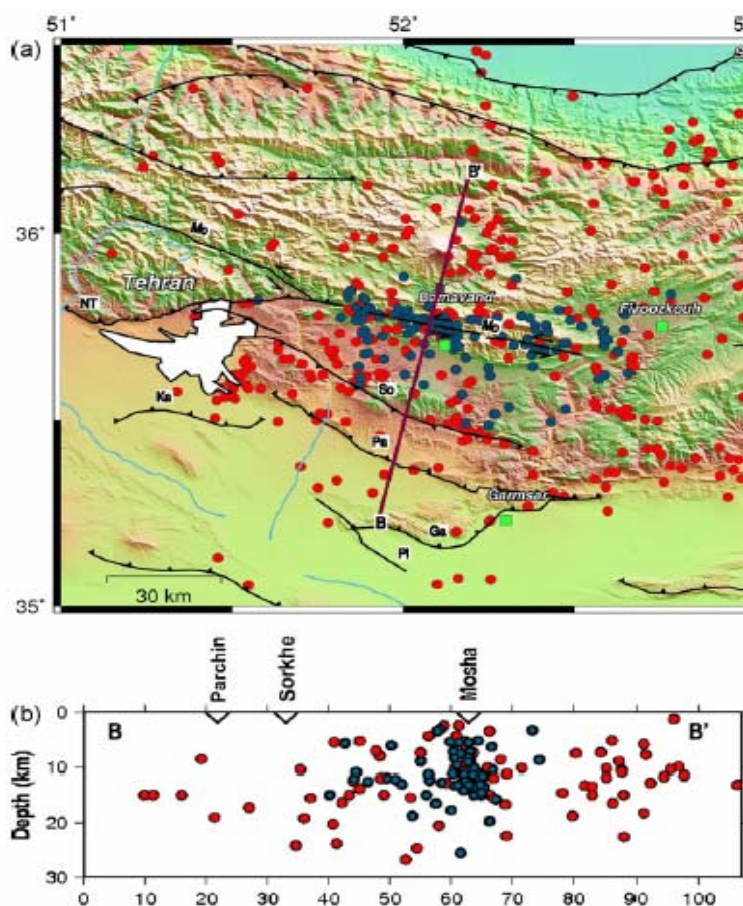
تعداد پس لرزه ۱ (ژئوفیزیک مرکز لرزه نگاری)

عمق ۱۴ کیلومتری

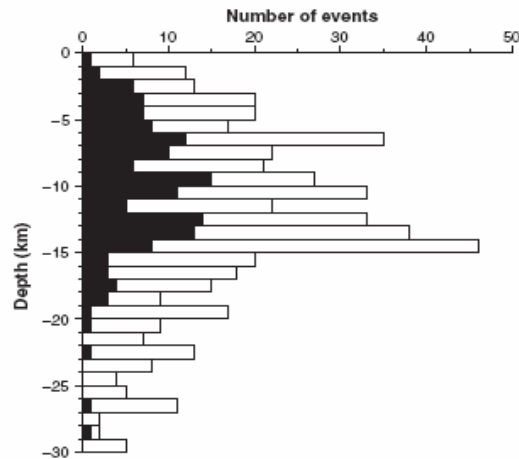
۷-مدلسازی

مدل این قطعه گسلی مشا از سه لایه تشکیل شده است. تقسیم‌بندی این لایه‌ها براساس نگاشت‌های دقیق زلزله نگاری که پراکندگی و عمق زلزله‌ها را در شکل‌های ۷ و ۸ توسط (تاتار ۲۰۱۲ و عباسی ۲۰۱۰) نشان داده شده است در نظر گرفتیم. طبق این مطالعات پوسته بالایی از یک لایه رسوبی به ضخامت ۷ کیلومتر و سرعت موج فشاری 5.6 km/s بر روی یک پی سنگ بلورین به ضخامت ۱۷ کیلومتر و سرعت موج فشار حدود 6.1 km/s تشکیل شده ضخامت پوسته زیرین در این مطالعه حدود ۳۴ کیلومتر و سرعت موج فشاری آن حدود 6.4 km/s می‌باشد. با این لایه بندی ناپیوستگی در زیر البرز در عمق ۲ ± 58 کیلومتر قرار دارد. مدل یانگ و نسبت پواسون براساس سرعت‌های امواج s,p در منطقه محاسبه شده است.

با توجه به نتایج فوق در این مدل‌سازی پوسته بالایی به ضخامت ۲۴ کیلومتر پوسته پائینی به ضخامت ۳۴ کیلومتر در نظر گرفته شده است. خواص و مواد تشکیل دهنده پوسته بالایی را بصورت گرانیث (تر) و خواص و مواد تشکیل دهنده پوسته پائینی از بازالت استفاده شده است.



شکل ۶- لرزه خیزی روی گسل مشا و محدوده عمق زلزله‌ها تاتار ۲۰۱۲



شکل ۷- تعداد زلزله های رخ داده در بازه ۱۲۰ ساله (تاتار ۲۰۱۲)

تمام المانهای بکار برده شده در این مدل دارای یک رئولوژی بصورت ترکیبی از رفتار الاستیک خطی و خزشی وابسته به دما می باشند. تغییر شکل الاستیک و مستقل از زمان در مدل مطابق قانون هوک با معادله $\varepsilon = \sigma / E$ اتفاق می افتد که در این رابطه E ضریب یانگ و σ استرس می باشد. رفتار غیر خطی وابسته به زمان با معادله خزشی (Kirby, 1983) بصورت ذیل انجام می شود.

$$d\varepsilon / dt = A \exp(-Qc / RT) \sigma^n$$

که در این رابطه A ضریب الاستیسیته، Q انرژی فعال سازی، R ثابت جهانی گاز، T درجه حرارت، σ استرس، n توان نمایه یا ثابت الاستیک می باشد.

این معادله نقش مهمی در تغییر شکل مدل ایفا می کند بطوریکه با افزایش درجه حرارت در عمق تغییر شکل شبیه سازی شده از مد الاستیک به مد خمیری صورت می گیرد در درجه حرارت پایین ترم نمایی معادله رفتار خزشی را به سمت صفحه میل می دهد ولی با افزایش درجه حرارت اثر این ترم بیشتر نمایان می شود و نقش مهمتری پیدا می کند.

گسل مشا توسط المانهای تماسی در مدل جاسازی شده این المانها توانایی لغزش تغییر شکل - نفوذ و انتقال حرارت را در یکدیگر دارند و از قانون کولمب پیروی می کنند.

$$\Delta CF = \Delta \tau + \mu(\Delta \sigma_{nn} + \Delta p)$$

τ استرس برشی بر روی سطح گسل می‌باشد و μ ضریب اصطکاک و σ_n استرس نرمال می‌باشد. المانهای تماسی دارای ضخامت نمی‌باشند و بر روی سطح المانهای صفحه گسلی قرار می‌گیرند. دو پارامتر مهم در المانهای تماسی عبارت هستند سختی تماس که با k نمایش داده می‌شود و ضریب اصطکاک بین دو سطح. معیار k می‌تواند به عنوان سختی یک فنر تلقی شود که بین دو سطح قرار می‌گیرد و مقدار نفوذ بین این دو سطح بستگی به ضریب k دارد. ضریب اصطکاک بین دو سطح نیز در محدوده وسیعی تغییر می‌کند و بستگی به نوع گسل و مواد تشکیل دهنده پوسته دارد

۸- شار حرارتی و توزیع گرما در مدل

مکانیزیم اصلی انتقال گرما (رسانا) در لیتوسفر بوسیله قانون فوریه که در آن شار حرارتی ارتباط مستقیم با گرادیان درجه حرارت دارد بیان می‌گردد.

$$\nabla(\nabla.T) = -A/K, Q = -k \frac{\partial T}{\partial z}$$

که در این رابطه Q شار حرارتی بر حسب Wm^2 و T درجه حرارت مطلق بر حسب کلوین و k ضریب رسانش حرارتی بر حسب $Wm^{-1}K^{-1}$ بصورت تابعی از عمق و درجه حرارت می‌باشد و z عمق بر حسب متر می‌باشد. این فرمول برای تعیین چگالی شار حرارتی با استفاده از اندازه گیری گرما در Borehole و مقادیر آزمایشگاهی ضریب رسانش بکار برده می‌شود.

اگر شرایط پایدار را در آنالیز گرمایی در نظر بگیریم یعنی $\frac{\partial T}{\partial t} = 0$ در نتیجه به معادله‌ای می‌رسیم که توسط آن می‌توان به محاسبه ژئوترم پایدار در لیتوسفر رسید.

گرما به عنوان یک پارامتر کلیدی نقش مهمی در مدلسازی تکتونیکی و ریولوژی آن دارد که از آن جمله می‌توان به وابستگی تغییر شکل خمیری به دما در فرم غیرخطی اشاره کرد، همچنین می‌توان به عبوری که از تغییر شکل الاستیک به تغییر شکل ویسکوز انجام می‌شود اشاره کرد.

لذا ابتدا یک آنالیز گرمایی برای مدل انجام شد تا به مقادیر اولیه گرما و ژئوترم در مدل دست یابیم. مقدار شار حرارتی در واحد سطح برای ریولوژی سرد $0.1 Wm^{-2}$ و برای ریولوژی گرم $23 Wm^{-2}$ و 0.0 نظر گرفته شد.

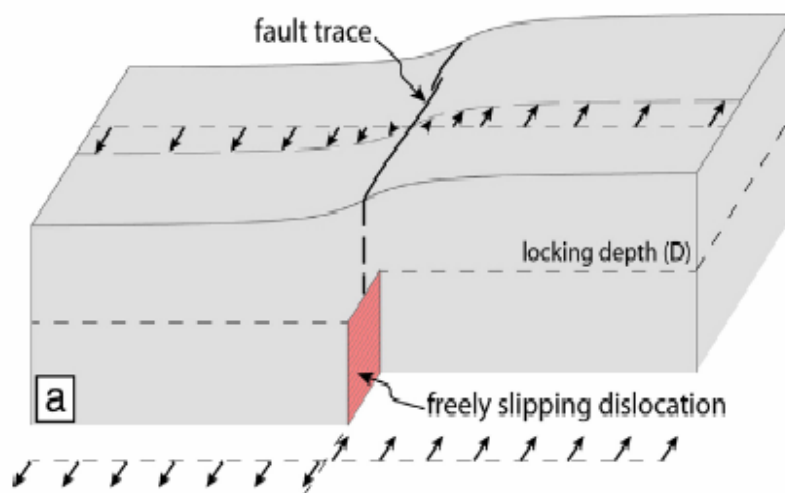
رفتار مکانیکی لیتوسفر یا سنگ کره به عنوان یک لایه مکانیکی قوی می تواند توسط قوانین مختلف رئولوژی مورد بررسی قرار گیرد که عمداً بستگی به درجه حرارت-کانی شناسی- فشار- کرنش و نرخ کرنش دارد. مهمترین مکانیزم های تغییر شکل رفتار الاستیک- شکننده و خمیری می باشند. رفتار الاستیک کرنش قابل بازگشت مواد را در استرس تفاضلی کم نشان می دهد و فقط چند درصد از تغییر شکل را نشان می دهد.

واضح است که برای بررسی رفتار مکانیکی لیتوسفر دو نوع تغییر شکل را بایستی در نظر گرفت که عبارت است از تغییر شکل شکننده و تغییر شکل خمیری که در حالت اول ارتباط به زلزله دارد ولی تغییر شکل خمیری قادر به ایجاد زلزله نمی باشد. مرز بین این دو تغییر شکل به نام BDT نامیده (عبور از تغییر شکل شکننده به خمیری). این ناحیه در لیتوسفر زونی است که زلزله ها در آنجا اتفاق می افتند

نتایج بدست آمده در قطعه گسلی مشا نشان می دهد شکست در عمق ۱۴ کیلومتری رخ می دهد در جائیکه شدت تنش به ۲۲۰ مگاپاسکال می رسد و سیستم (پوسته و مانتل) از لحاظ مکانیکی کوپل می گردند. در شکل ۸ نشان داده شده اکثر زلزله ها ایجاد شده در البرز و مشا تا عمق ۲۰ کیلومتر با اوج ۱۵ کیلومتر رخ می دهد. آنچه نمایانگر است لرزه خیزی در قسمت بالای پوست بلورین که در زیر ضخامت ۷ کیلومتری لایه رسوبی است رخ می دهد. نتایج بدست آمده از مدل تطابق خوبی با این داده های لرزه نگاری دارد. برای گرانیته مرز تغییر شکل در محدوده ۳۵۰-۲۵۰ درجه سانتی گراد می باشد (Scholz, 1990) با توجه به ژئوترم مدل، این مرز برای ژئوترم سرد در محدوده ۱۷-۱۲ کیلومتر که تطابق خوبی با نتایج بدست آمده از مدل دارد.

۱۰- تحلیل زلزله با بزرگای ۳,۹ :

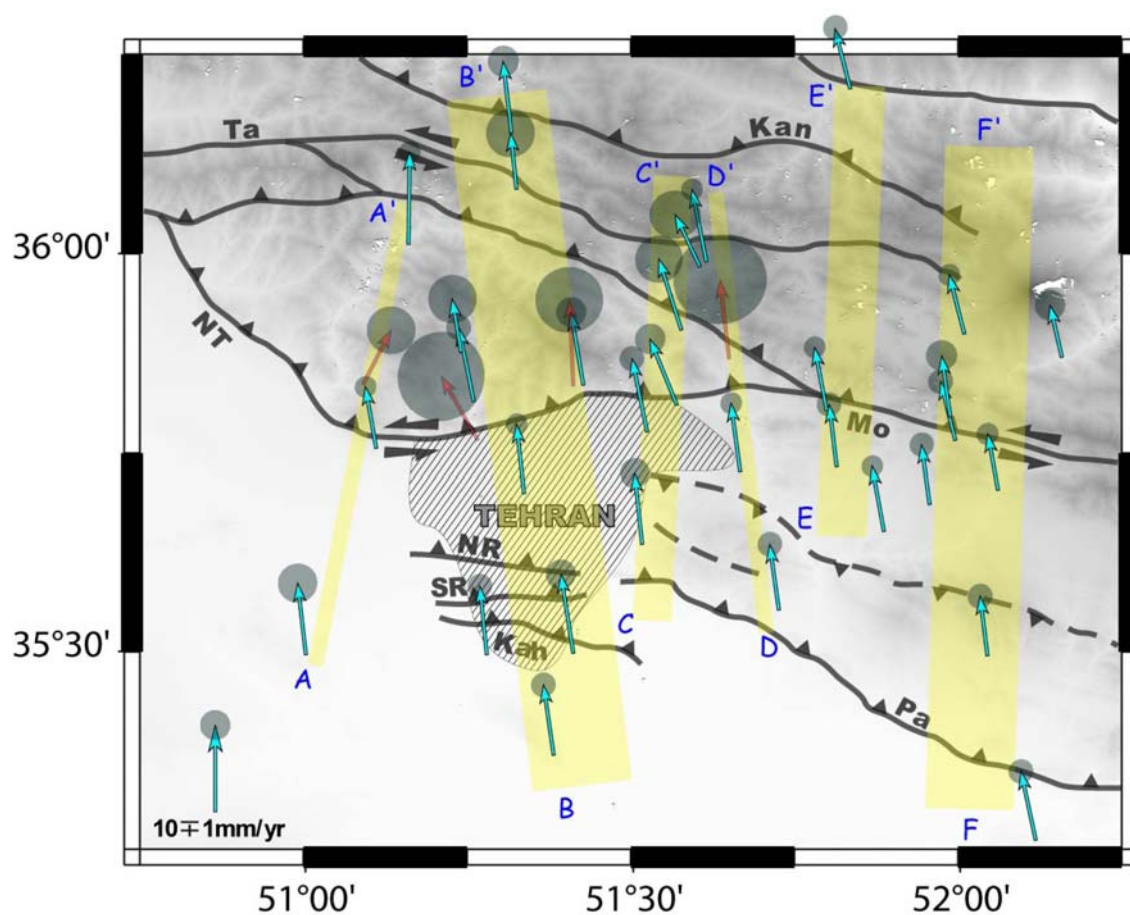
یکی از اطلاعاتی که در ارزیابی آسیب پذیری لرزه ای لازم است شناخت دقیق نرخ واقعی لغزش هر گسل است. همانطور که گفته شد رفتار کشسانی پوسته زمین برای یک گسل قفل شده باعث می شود که مقدار جابجایی و تغییر شکل تکتونیکی مناطق گسلی بر حسب ویژگی های هندسی و فیزیکی گسل دارای تغییراتی باشد، بنابر (Savage & Burford, 1973) مدل حرکت نقاط مختلف منطقه گسلی تابعی از سه پارامتر عمق قفل شدگی گسل، فاصله از خط گسل و نرخ لغزش واقعی گسل می باشد. اگر یک گسل راستالغز چپ گرد را با نرخ لغزش ۲ میلی متر در سال در نظر بگیریم و فرض کنیم دوره بازگشت زلزله برای این گسل ۱۹۰ سال باشد، در این صورت در زمان وقوع زلزله با یک حرکت کلی ۳۸/ متری ظرف چند ثانیه در سطح گسل مواجه خواهیم شد که در واقع جبران عدم لغزش مربوط به ۱۹۰ سال گذشته می باشد. به این نوع گسیختگی ناگهانی و جابجایی قابل ملاحظه که همزمان با زلزله اتفاق می افتد جابجایی در حین زلزله گفته می شود شکل ۸.



شکل ۸- رفتار کشسانی پوسته زمین برای یک گسل قفل شده

نتایج بدست آمده از سری های زمانی و میدان سرعت و استرین شبکه ایستگاه های دائمی POLR, PLZI, ABSD, GARM, LAR در منطقه (شکل ۵ و ۴) حاکی از رژیم فشارشی برشی در قسمت شرقی و فشارش در قسمت غربی گسل مشا و افزایش حداکثر استرین برشی در قسمت مرکزی مشا می باشد. نرخ افزایش این استرین برشی با توجه به عمق زلزله و فاصله از خط گسلی ۱,۲ تا ۴ نانو استرین در سال می باشد. در قطعه شرقی و غربی گسل مشا نیز بر اساس پروفیل های میدان سرعت شبکه موردی (شکل ۹) و شبکه دائمی حرکات کمی مشاهده شده و نقشه پراکندگی ۱۲۰ ساله نگاشت های لرزه ای نیز گواه این مطلب است. به نظر می رسد که این دو قسمت از گسل مشا در حال تجمع استرین بین لرزه ای می باشد. آنچه که حائز اهمیت است نشان دهنده این واقعیت است که گسل شمال تهران دارای حرکت یا نرخ لغزش معنی داری نمی باشد و تنش رها شده از این زلزله قطعه گسل مشا با بزرگای ۳,۹ آن

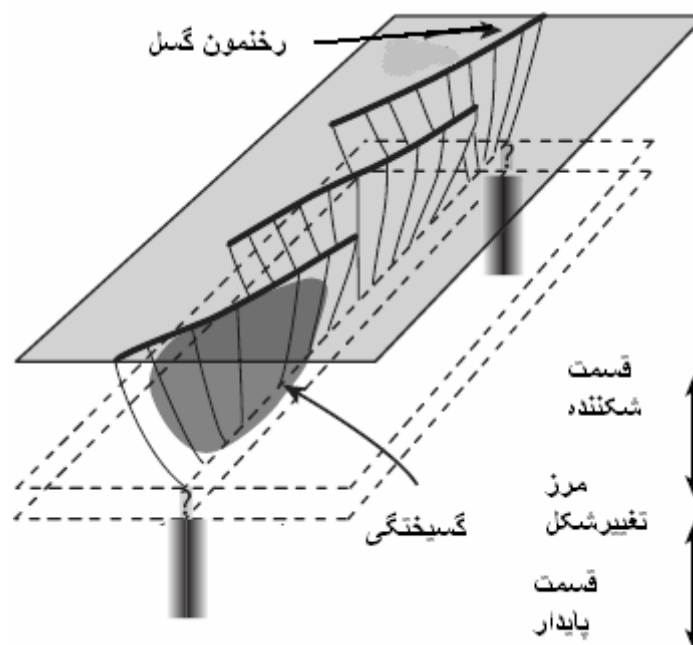
را تحریک نکرده است و تغییری در نرخ لرزه خیزی آن مشاهده نشده است و هم اکنون در مرحله بین لرزه‌ای و قفل شدگی و تجمع تنش قرار دارد که تطابق خوبی با نگاشت‌های لرزه‌نگاری نیز دارد. در ۳۰ هزار سال گذشته ۶ یا ۷ رخداد با بزرگای ۶ و ۷٫۲ روی قسمت غربی گسل شمال تهران رخ داده است و نرخ لغزش ۰٫۳ میلیمتر در سال برای آن محاسبه شده است. گسل مشا در ۳۵ کیلومتری شمال شرقی تهران از روستای کلان رد می‌شود، دو گسل مشا و گسل شمال تهران در این روستا به هم می‌رسند و تلاقی می‌کنند و به عنوان "زون اتصال" این دو گسل شناخته می‌شود،



شکل-۹ میدان سرعت شبکه موردی البرز نسبت به صفحه اوراسیا به همراه پروفیل‌ها

(جمور - نانکلی - صدیقی - قاسمی - ۱۳۹۲)

آنچه در زلزله مشا رخ داده است و با توجه به توضیحات که داده شد بدین صورت میباید که در اثر تجمع تنش فعال ناشی حرکات صفحه تکتونیکی AR-EU در طول زمان و غلبه این تنش بر استحکام بلوک گسلی مشا و شکست آن (تنش برشی بر تنش ناشی از اصطحاک غلبه کرده) گسیختگی ایجاد و لغزش بر روی صفحه قطعه گسلی مشا انجام شده است. در این حالت تنش های حداکثر به سمت دم گسل و قسمت پایین و بالای پوسته منتقل شدند که در پس لرزه ها نیز نشان داده شده است. میزان تنش قبل از زلزله و آغاز گسیختگی بر روی این قسمت از گسل مشا ۴,۳ مگا پاسگال میباشد. در این حالت تنش برشی بر تنش قبل از زلزله غلبه کرده و جابجایی در صفحه گسل رخ داده.



شکل ۱۰- صفحه گسلی - گسیختگی - و مرز تغییر شکل

این قطعه گسل مشا که در ۲۸ مرداد فعال شده پیش تر هم فعالیت داشته هم در سال ۱۶۶۵ میلادی جابه جا شده و هم در زلزله ۱۸۳۰ میلادی. در سال ۱۶۶۵ یک زلزله به بزرگای ۶ تا ۷ ریشتر اتفاق افتاده و در سال ۱۸۳۰ با بزرگی ۷ بوده است. یک زلزله با بزرگای ۵ هم در سال ۱۹۳۰ اتفاق افتاده که روی همین قطعه گسل مشا بوده. در اردیبهشت ۹۹ نیز زمین لرزه ای با بزرگای ۵,۱ در این قطعه رخ داده است

۱۱- راهکار آینده: پایش برخط گسل های تهران

از اهداف مهم در ایجاد شبکه ژئودینامیک اندازه گیری و تعیین تغییرات پوسته زمین در طول زمان می باشد. در این راستا با اندازه گیری های دائم GPS در ایستگاه های شبکه ژئودینامیک، پردازش و آنالیز نتایج می توانیم به شناخت کاملتری از وضعیت و حرکات پوسته زمین در کشور دست یابیم و بتوانیم حرکات آنها را مدل سازی کنیم. اندازه گیری های دقیق ژئودینامیک در تعیین حرکات صفحات تکتونیک قاره ای، بررسی حرکات گسل های فعال و پیش بینی روند جابجایی آنها، تعیین جابجایی و حرکت پوسته زمین برای کاهش خسارات احتمالی ناشی از زلزله و همچنین جهت مکانیابی بهینه سازه ها در پروژه های عظیم مهندسی عمران نظیر سدها، نیروگاه ها، پالایشگاه ها و تشخیص محل و میزان افت ذخایر حیاتی آب، نفت و گاز و منابع زیرزمینی کاربرد دارد. لذا یکی از اصلی ترین بررسی های ژئودینامیکی دستیابی به مدل جنبشی بلوک ها و پهنه های ساختاری زمین شناسی و میزان واکنش و همکنش پهنه ها، گسل های فعال نسبت به یکدیگر است.

۱- در ردیف یک از بند د ماده ۱۶۸ به منظور انجام مطالعات لازم برای کاهش خطرپذیری زلزله، توسعه شبکه ایستگاه های شتاب نگاری، زلزله نگاری و پیش نشانگرهای زلزله (GPS) مورد توجه قرار گرفته است. در این راستا سازمان نقشه برداری کشور با شعار "ایجاد شبکه ایستگاه های دائمی/استانی و منطقه ای به منظور پایش نشانگر و پایش حرکات پوسته زمین شامل گسلها-فرونشت-آتشفشان-زمین لغزش و سونامی در کشور" اقدام به آماده سازی طرح توسعه استانی شبکه ژئودینامیک سراسری نموده است

برای فاز اول تهران به عنوان پایتخت ایران در کوهپایه های جنوبی کوه های البرز مرکزی و در منطقه ای بسیار فعال واقع شده است اجرا خواهد شد. از آنجائیکه تهران دارای جمعیتی در حدود ۱۵ میلیون نفر می باشد و دارای امکانات صنعتی، فرهنگی، اجتماعی و اقتصادی زیادی می باشد. لذا وقوع زمین لرزه در این شهر بسیار فاجعه آمیز خواهد بود. لذا به منظور پایش برخط گسل های مهم و لرزه زا تهران علاوه بر تعدادی ایستگاه از شبکه اصلی، ۳۵ ایستگاه دائمی GPS نیز در مساحتی به وسعت ۸۰×۱۵۰ کیلومتر مربع با فواصل متوسط ۲۵ تا ۳۰ کیلومتر لازم است و در نظر گرفته شده است.

۲- ایجاد و توسعه سامانه هشدار با ترکیب GPS- شتابنگار و لرزه نگار

سامانه هشدار زمین لرزه، سامانه ای برای اطلاع رسانی سریع زمین لرزه های بزرگ قریب الوقوع است که تنها فناوری دارای قابلیت پیش بینی زمین لرزه در لحظاتی پیش از وقوع آن است. سامانه هشدار سریع زلزله در زمان هشدار پیش از وقوع موج دوم زلزله کاربرد دارد. به این صورت که در سامانه هشدار سریع از طریق شتاب نگارهایی که اطراف شهر نصب می شوند امواج (P موج اولیه) و (S موج ثانویه) زلزله که با سرعت های متفاوتی از کانون زلزله به سمت سطح زمین حرکت می کنند، مشخص می شود. اگر بتوان موج زلزله را در خارج از تهران و در کانون وقوع آن ثبت و از طریق ابزاری به سرعت به مرکز مخابره کرد، در این صورت زمانی بین چند ثانیه تا چند ده ثانیه به مراکز دریافت کننده فرصت می دهد تا اقدامات لازم را انجام دهند.

از نتایج حاصله مشخص است نیاز به تراکم شبکه های دائمی GNSS در اطراف گسل های فعال و مناطق حساس می باشد و اینکه با بهره گیری از این سیستم به عنوان پیش نشانگر و سیستم هشدار زلزله بتوان در جهت جلوگیری از خسارات جانی و مالی استفاده نمود. از آنجاییکه GNSS تغییر شکل های لرزه ای و غیر لرزه ای را نشان می دهد و بر عکس دستگاه های لرزه نگار که فقط تغییر شکل لرزه ای را نشان می دهند می توانیم با تفکیک این دو به الگوریتم دقیقتری برای جداسازی تغییر شکل های ناشی از زلزله برسیم. البته ترکیب این دو در زمینه تعیین بزرگای زلزله کمک خواهد کرد که نیازمند مشاهدات با نرخ ۱ ثانیه و کمتر می باشد.

تهیه کننده دکتر حمید رضا نانکلی

