

# مروری بر مدل‌های فیزیکی ارائه شده برای مکانیزم پس لرزه‌ها

تدوین: فرزاد یمینی فرد، عضو هیأت علمی پژوهشکده زلزله شناسی پژوهشگاه

## ۱- چکیده

می‌کند؛ سپس، کرنش اضافی ( $ab$ ) با گذشت زمان با آهنگ کمتری افزایش می‌یابد. اگر با زمان مطابق نقطه  $b$  تنش به صفر برسد، کرنش بلافاصله به اندازه  $bc$  بازیافت می‌شود که معادل با کرنش کشسان ( $oa$ ) است. پس از این مرحله بازیافت به طور پیوسته با زمان ادامه می‌یابد و سرانجام کرنش صفر می‌شود.

قسمتی از کرنش که با زمان تغییر می‌کند خزش نامیده می‌شود. زمان لازم برای توسعه قسمت قابل توجه یک کرنش خزشی، به مشخصات ماده و شرایط تنش بستگی دارد و می‌تواند از چند دقیقه تا احتمالاً یک قرن یا بیشتر تغییر کند. برای نوع خزش نمایش داده شده در شکل (۱)، بازیافت سرانجام با رهایی تنش تکمیل و به عنوان خزش کشسان تعریف می‌شود. قسمت  $ab$  که پاسخ به تنش اعمال شده را نمایش می‌دهد خزش پیشرو و قسمتی که بعد از نقطه  $c$  می‌آید بازیافت خزش نامیده می‌شود. منحنی‌های شکل (۱)، (ب) نوع دیگری از خزش را نمایش می‌دهد که می‌تواند با همان نمونه شکل (۱)، (الف) با افزایش کافی دما یا تنش، یا هر دو، یا با نمونه متفاوت تحت همان شرایط مشاهده شود. در این نوع خزش قسمت اولیه اساساً خزشی است که در شکل (۱)، (الف) نمایش داده شده، اما بعد از آن منحنی به یک خط مستقیم به شکل مجانب نزدیک می‌شود؛ بنابراین، قسمتهای بعدی، روند ثابت

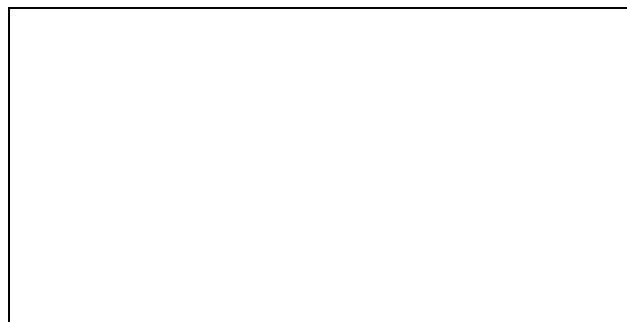
زمین لرزه‌های نسبتاً بزرگ عموماً با یک توالی بلند از پس لرزه‌ها دنبال می‌شوند. این پس لرزه‌ها قبل از آنکه فعالیت منطقه دوباره به حالت عادی برگردد مدت‌ها بعد از زمین لرزه اصلی ادامه می‌یابند. مکانیک پس لرزه‌ها هنوز خیلی مشخص نیست، اگرچه نظریه‌های متعددی در این زمینه ارائه شده است. در این مقاله با بررسی برخی از نظریه‌های مطرح شده، علت پاره‌ای از خواص مشاهده شده برای توالی پس لرزه‌ها توضیح داده شده است.

## ۲- مقدمه

از نظریه‌های قابل توجهی که تاکنون برای بیان علت وقوع پس لرزه‌ها و خواص مشاهده شده برای توالی آنها ارائه شده اند می‌توان از بازیافت خزش وابسته به زمان در درون سنگها [۱]، بازیافت تنش گذرا ترکیب شده با اصطکاک وابسته به زمان [۲]، کاهش در استحکام برشی سنگها به علت جریان سیال داخل خلل و فرج [۳]، کاهش استحکام برشی همراه با بارشدگی مجدد بر اثر سخت شدن [۴]، شکستگی‌های تأخیر زمانی در محیط ناهمگن به علت تضعیف استحکام تحت تنش متمرکز شده [۵] و ترک بر اثر خوردگی تنش نام برد [۶]. شناخت مکانیک پس لرزه‌ها و رفتار آنها گامی مهم به سوی شناخت چشمه زمین لرزه می‌باشد و بررسی پس لرزه‌ها ارزشمندترین اطلاعات را در مورد واقعه اصلی (*Main Shock*) در اختیار زلزله شناسان قرار می‌دهد.

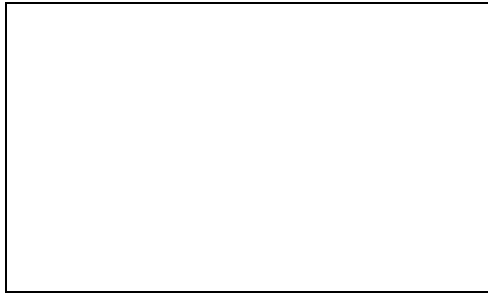
## ۳- مدل بازیافت خزشی (Creep Recovery) وابسته به زمان

اولین تفسیر فیزیکی توالی پس لرزه‌ها در سال ۱۹۵۱ توسط بنیوف (*Benioff*) ارائه شد [۷]. اگر یک نمونه سنگی در زمان  $t=0$  در معرض یک تنش پیوسته با دامنه ثابت قرار گیرد، کرنش منتجه می‌تواند به کمک منحنی نشان داده در شکل (۱) توصیف شود. تنش اعمال شده، یک کرنش کشسان آنی اولیه ( $oa$ ) را در لحظه ابتدایی ایجاد-



شکل (۱): کرنش با تنش ثابت الف: در ماده‌ای که مشخصات خزش کشسان دارد؛ ب: در ماده‌ای با مشخصه خزش جریان کشسان، اعمال تنش در دوره زمانی نسبتاً کوتاه [۱]

ایجاد می کند که به عنوان اثرهای خستگی (*Fatigue*) شناخته شده است. مطابق با تئوری جهش کشسان رید (*Reid*) فرض می شود که زمین لرزه با رها شدن ناگهانی انرژی ذخیره شده به عنوان کرنش کشسان در جرمهای سنگهای یک گسل تولید می شود. چگونگی تولید زمین لرزه در این وضعیت می تواند با سیستم مکانیکی نشان داده شده در شکل (۳) نمایش داده شود که در آن  $f$  گسل،  $G_1, G_2$  و  $R_2$  عناصر خزش و کشسان سنگ گسل،  $F$  تنش تولید کننده زمین لرزه (مقداری ثابت) و  $R_1$  عنصر مقاومتی عمل کننده در بلند مدت مشخصه محیط اعمال کننده نیروی  $F$  و  $F$  آهنگ تجمع کرنش در بلند مدت است.



شکل (۳): سیستم مکانیکی معادل یک گسل فعال در سنگی با ویژگی خزش کشسان [۱]

فرض می شود پس از وقوع یک زمین لرزه،  $G_1$  و  $G_2$  کاملاً سست شوند و سطوح گسل  $f$  با اصطکاک قفل شود. سیستم  $G_2, R_1, R_2$  و  $G_1$  به آهستگی با یک آهنگ اساساً تعیین شده به وسیله  $F$  و  $R_1$  فشرده می شود. فرض می شود که  $R_1 > R_2$  است، فشار کشسان  $G_1$  و  $G_2$  تنش را بر روی گسل ( $f$ ) اعمال می کند که با آهنگ بلند مدت افزایش می یابد تا لحظه ای که تنش در تقاطعی در امتداد گسل از استحکام چسبندگی (*Cohesive*) گسل تجاوز کند؛ بنابراین، لغزش در نقطه ویژه ای آغاز می شود. این امر به افزایش تنش در نقاط مجاور منجر می شود؛ بنابراین، حرکت گسلش در طول گسل با سرعتی کمتر از سرعت امواج طولی انتشار می یابد. حرکت که آغاز شد اصطکاک استاتیکی گسل به اصطکاک دینامیکی بسیار کوچکتر تغییر می یابد و لغزش ادامه می یابد تا کرنش کشسان  $G_1$  تقریباً به صفر کاسته شود. در فاصله زمانی کوتاهی که گسل در حال حرکت است المانهای  $R_1$  و  $R_2$  قادر نیستند که به طور محسوسی پاسخ دهند و در نتیجه در پایان حرکت گسل  $G_2$  به طور کامل کرنیده باقی می ماند. بدین ترتیب، انرژی زمین لرزه اصلی به تنهایی از عمل سریع المان کشسان  $G_1$  ناشی می شود. فرض می شود که بلافاصله بعد از آنکه گسل به حالت سکون درآید سطوح دوباره به وسیله خاصیت اصطکاک استاتیکی افزایش یافته

کرنش را نمایش می دهد. این نوع پاسخ کرنش با یک ترکیب خزش کشسان و یک جریان ویسکوز یا پلاستیک به عنوان خزش جریان کشسان نامیده شده است. جریان ویسکوز جریانی است که در آن آهنگ کرنش متناسب با تنش است؛ در حالی که، در جریان پلاستیک آهنگ کرنش نسبت به تنش غیرخطی و یا وابسته به زمان است. در این نوع خزش، آزاد شدن انرژی تنش در  $b$  یک بازیافت کشسان آبی  $bc=oa$  را نشان می دهد که با یک خزش کشسان مانند آنچه در شکل (۱، الف) نشان داده شده دنبال می شود؛ با وجود این، بازیافت کامل نیست و یک تغییرشکل دائم را نمایش می دهد. تغییرشکل دائم می تواند نشانه این باشد که در خزش از نوع جریان کشسان تنش از استحکام ساده تجاوز کرده است. براین اساس، استحکام به عنوان بزرگترین تنش که یک ماده می تواند بدون جریان یافتن یا شکست متحمل شود تعریف می شود. در شکل (۱)،  $bc$  مطابق با تغییر تنش و کرنش در زمان وقوع زمین لرزه و منحنی بازیافت خزش مطابق با پس لرزه هاست.

فرض می شود که ماده ای با مشخصات خزش کشسان طی زمان کافی برای توسعه یک پاسخ کرنش خزشی قابل توجه مانند شکل (۱) در معرض یک تنش ثابت باشد. اگر در زمان مطابق با نقطه  $b$  تنش به صفر کاسته و کرنش ثابت نگه داشته شود، تنش منتهی توسعه داده شده داخل ماده به وسیله سست سازی (*Relaxation*) مانند شکل (۲) ظاهر می شود. تنش از مقدار صفر آغاز می شود و با آهنگی که با زمان کاهش می یابد افزایش می یابد و بالاخره به مقدار ثابت نزدیک می شود. پس لرزه ها به وسیله تنشهای سست سازی از این نوع تولید می شوند. تغییر تنش وابسته به زمان در پاسخ به افزایش یا ثابت نگه داشتن کرنش، سست سازی نامیده می شود.

سنگهای گسله های فعال در معرض تکرار کرنش و بازیافت است و در



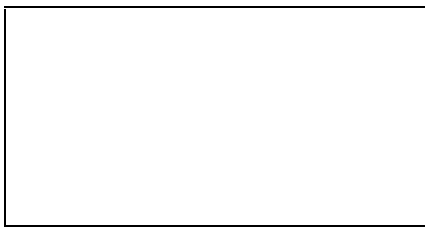
شکل (۲): سست سازی تنش با حفظ کرنش بعد از رهایی تنش ثابت در ماده ای که مشخصه خزش کشسان دارد. این منحنی تنش تولید کننده پس لرزه ها را نمایش می دهد [۱]

نتیجه تغییراتی را در مشخصه کرنش نسبت به نمونه های آزمایشگاهی

است. وابستگی زمانی نمایش داده شده به وسیله رابطه (۱) می تواند در درک مکانیزم پس لرزه های یک زمین لرزه در امتداد گسلهای فعال مهم باشد. وابستگی زمانی مشاهده شده با روش تجربی اگر برای گسلهای طبیعی نیز معتبر باشد، نشان می دهد که استحکام یک قطعه گسل بعد از لغزش در زمانی که قطعه ساکن می ماند افزایش می یابد؛ بنابراین، اگر قسمتی از یک گسل قفل شده در هنگام لرزه بلغزد، آن قسمت نسبت به زمان قبل از وقوع زمین لرزه ضعیفتر خواهد بود. به نظر می رسد این اثر ضعیف شدگی، سطح لغزش را برای وقوع پس لرزه ها آماده سازد.

اگر ضعیف شدگی گسل که از وابستگی زمان  $\mu_s$  نتیجه می شود قسمت لغزش یافته یک گسل را مستعد پس لرزه ها کند، مکانیزم دیگری مورد نیاز است که با بازگردانی جزئی تنش آزاد شده بر اثر واقعه اصلی پس لرزه ها را سبب شود. به نظر می رسد باز یافت تنش توضیح داده شده توسط بنیوف مکانیزم مورد نظر باشد.

باز یافت خزش در موادی اتفاق می افتد که خزش گذرا را متحمل می شوند که خزش کشسان نامیده شد. این خاصیت به وسیله جامد خطی استاندارد (Standard Linear Solid) به طور کیفی نمایش داده می شود. این جامد یک ماده ویسکوالاستیک خطی ایده ال است که خواص کشسان و خزش گذرا را نمایش می دهد. این جامد شامل یک عنصر ماکسول (Maxwell) ترکیب یافته از یک میراکننده با ضریب چسبندگی  $\eta$  و یک فنر با سختی  $E_2$ ، موازی با فنری به سختی  $E_1$  است (شکل ۴). جامد خطی استاندارد فقط یک تقریب به خزش گذرا در سنگها را فراهم می کند؛ بنابراین، نتایج مدل باید کیفی در نظر گرفته شود. این تقریب فقط برای سادگی نمایش ریاضی است.



شکل (۴): جامد خطی استاندارد [۲]

ابتدا پاسخ جامد خطی استاندارد در هنگام آزمایش خزش مورد بررسی قرار می گیرد (شکل ۵). وقتی جامد استاندارد در زمان  $t_I$  تحت بار ثابت  $(f)$  قرار می گیرد هر دو فنر تغییر شکل می دهند و جا به جایی کشسان  $(x)$  نتیجه می شود [۲]:

قفل شوند، اما در نتیجه کاهش تنش عادی و درگیری سطوح گسل مقدار آستانه مورد نیاز برای آغاز حرکت کمتر از آن است که به زمین لرزه اصلی منجر شود. با آزاد شدن  $G_1$  به وسیله زمین لرزه تمام تنش فشرده کننده  $G_2$  به عنصر اصطکاکی  $R_2$  منتقل می شود؛ بنابراین، بهبود تنش  $R_2$  و  $G_2$  که از یک پیشینه آغاز شده و بعد کاهش می یابد، فراهم می شود. در نتیجه، اصطکاک زیاد  $R_1$  و حرکت بیش از حد آهسته آن ( $R_1$ ) تنها در فواصل زمانی بلند مؤثر است و به همین دلیل حرکت عناصر  $G_2$  و  $R_2$  فشار را که با زمان افزایش می یابد روی  $G_1$  تولید می کند. قفل شدن گسل بعد از رهایی کشسان  $G_1$  در هنگام زمین لرزه یک نگهدارنده کرنش به سنگ گسل از نوع بحث شده در ارتباط با منحنی سست سازی شکل (۲) فراهم می کند. این تنش نیرویی را روی سطوح گسل قفل شده  $(f)$  اعمال می کند که با زمان افزایش می یابد (شکل ۲). هنگامی که این نیرو به مقداری افزایش یابد که تنش در نقاطی از سطح گسل از استحکام اصطکاکی محلی تجاوز کند دوباره می لغزد و اولین پس لرزه را تولید می کند. زمانی که حرکت لغزشی متوقف شد، گسل دوباره قفل می کند و فرآیند سست سازی تکرار می شود. به همین طریق توالیی از پس لرزه ها تولید می شوند و تا زمانی که کرنش در  $G_2$  فرونشانده شود ادامه می یابد. بزرگای هر پس لرزه به اصطکاک قفل کننده گسل در لحظه آغاز حرکت بستگی دارد. از آنجایی که سطوح گسلی ناهموار است، اصطکاک قفل کننده از پس لرزه ای به پس لرزه دیگر متفاوت خواهد بود.

#### ۴- اصطکاک وابسته به زمان به عنوان مکانیزم ممکن برای پس لرزه ها

تجربه های آزمایشگاهی نشان داده اند که استحکام یک گسل فعال بین وقایع لغزش گسل با زمان افزایش می یابد. دتیریچ (Dieterich) در سال ۱۹۷۲ گواهی تجربی برای وابستگی زمان استحکام اصطکاکی سنگها ارائه داد. از تجربه های آزمایشگاهی مشاهده شده است که ضریب اصطکاک استاتیکی ( $\mu_s$ ) سطوح جدا شده به وسیله یک لایه ناهموار (Gouge) با مدت زمان تماس ایستا افزایش می یابد. برای فواصل زمانی تماس یک ثانیه و بزرگتر با تنش ثابت، داده های تجربی با رابطه (۱) همخوانی داشته است [۲]:

$$\mu_s = \mu_0 + A \log t \quad (1)$$

در رابطه (۱)،  $\mu_0$  ضریب اصطکاک استاتیکی برای فاصله زمانی چسبندگی یک ثانیه،  $A$  مقداری ثابت و  $t$  زمان تماس بر حسب ثانیه

در نقطه  $D$  تغییر شکل فنر  $E_2$  در عنصر ماکسول  $x -$  و تغییر شکل فنر  $E_1$ ،  $x' - x$  است. نیرویی که روی عنصر ماکسول عمل می‌کند عبارت است از:

$$(7)$$

عنصر ماکسول دوباره به علت وجود میراکننده سست می‌شود. زمانی که عنصر ماکسول سست می‌شود ( $DE$  در شکل ۵) داریم:

$$f_s + f_m = f = 0 \quad (8)$$

براین اساس، نیروی روی فنر  $E_1$  و تغییر شکل خارجی به صفر میل می‌کند. حال اگر ثابت نگه داشتن جابه‌جایی خارجی به اندازه  $x' - x$  برای زمانهای بزرگتر از  $t_2$  در نظر گرفته شود، نیروی خارجی که در زمان  $t_2$  برابر صفر است هنگامی که عنصر ماکسول سست می‌شود، افزایش می‌یابد تا برابر نیروی روی فنر  $E_1$  شود ( $DE$  در شکل ۶):

$$f_s = E_1 (x' - x) \quad (9)$$



شکل (۶): پاسخ جامد خطی استاندارد به دنبال یک جابه‌جایی ناگهانی. جابه‌جایی بار تا نقطه  $D$  در زمان  $t_2$  مشابه با مثال نشان داده شده در شکل (۵) است. در نقطه  $D$  جابه‌جایی ثابت نگه داشته شده می‌شود و یک افزایش  $DE$  نتیجه می‌شود [۲]

این بازیافت خزش که پس از جابه‌جایی  $x -$  رخ می‌دهد اصل بازیافت تنش که جابه‌جایی زمین لرزه را تعقیب می‌کند نشان می‌دهد؛ همان گونه که توسط بنیوف (۱۹۵۱) فرض شد.

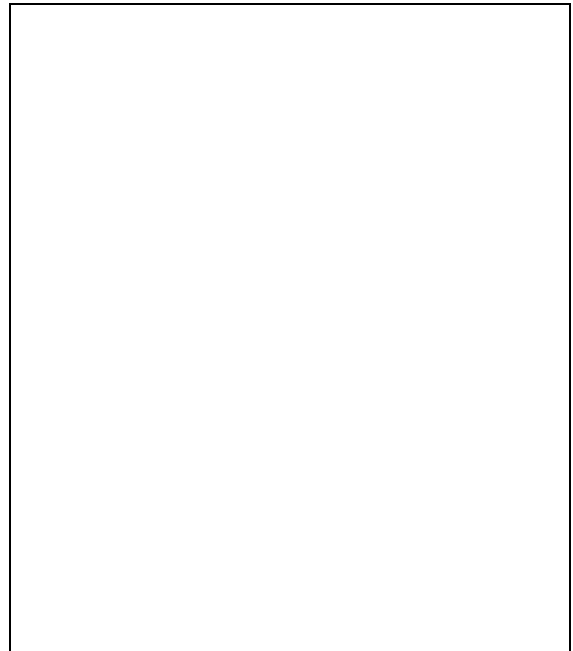
برای هر تغییر سریع در جابه‌جایی  $\Delta x$  (جابه‌جاییهای گسل در یک زمین لرزه) به طور کلی یک تغییر سریع در بار اعمال شده به اندازه  $\Delta f$  وجود دارد:

$$\Delta f = \Delta x (E_1 + E_2) \quad (10)$$

اگر عنصر ماکسول قبل از اعمال  $\Delta x$  در حالت سست شده باشد و جابه‌جایی بعد از اعمال  $\Delta x$  ثابت نگه داشته شود، زمانی که عنصر ماکسول سست می‌شود،  $\Delta f$  به مقدار  $\frac{f}{E_1}$  رابطه (۱۱) کاهش می‌یابد:

$$\Delta f = \Delta x E_1 \quad (11)$$

فقط بار به طور آنی حمایت شده، با عنصر ماکسول قابل بازیافت است.



شکل (۵): خزش و بهبود خزش جامد خطی استاندارد. بار اعمال شده از زمان  $t_1$  تا  $t_2$  ثابت نگه داشته شده است [۲]

$$x = \frac{f}{E_1 + E_2} \quad (2)$$

نیروی  $f_m$  روی عنصر ماکسول در زمان  $t_1$  با رابطه (۳) نشان داده می‌شود:

$$f_m = E_2 x \quad (3)$$

نیروی  $f_s$  نیز که به شکل مشابهی روی فنر  $E_1$  عمل می‌کند عبارت است از:

$$f_s = E_1 x \quad (4)$$

در پاسخ به نیروی  $f_m$ ، میراکننده با آهنگ  $\frac{dx}{dt}$  تغییر شکل می‌یابد و به یک سست سازی بار روی عنصر ماکسول منجر می‌شود:

$$\frac{dx}{dt} = \left( \frac{1}{\eta} \right) f_m \quad (5)$$

از آنجایی که بار کلی  $f = f_s + f_m$  ثابت است، با زمان افزایش می‌یابد؛ بنابراین، ماده می‌خزد ( $BC$  در شکل ۵). در نقطه  $C$  عنصر ماکسول تماماً سست می‌شود و بار کلی ( $f$ ) با فنر  $E_1$  حمل می‌شود که جابه‌جایی معادل با جابه‌جایی کلی  $x'$  دارد:

$$(6)$$

در زمان  $t_2$  (شکل ۵) بار رها می‌شود ( $f=0$ ) و بازیافت خزش آنی معادل با تغییر شکل کشسان اولیه از نقطه  $A$  به  $B$  رخ می‌دهد؛ بنابراین،

باسخ جامد خطی استاندارد نشان داد که بازیافت تنش به وسیله مکانیزم خزش، فقط می‌تواند بخشی از تنش قسمت لغزش یافته گسل را که قبل از زمین لرزه وجود داشته بازگرداند. اگر پس لرزه‌ها به وسیله مکانیزم بازیافت تنش ایجاد شوند، گسل باید بعد از وقوع زمین لرزه نسبت به حالت قبل ضعیفتر باشد. وابستگی زمانی مشاهده شده به طور تجربی مکانیزمی را برای ضعیف شدن گسل فراهم می‌کند. مدل دتریج، مدلی یک بعدی است که بر اساس مدل باریج و کنپف [۷] بنا شده است. در این مدل مواد مجاور گسل به عنوان یک آرایه عناصر ناپیوسته یا بلوکهایی با تماس اصطکاکی با گسل نمایش داده شده اند. بلوکها با فنرهای سیم پیچی و برگی به یکدیگر و مواد دور از گسل (بلوک راننده) اتصال داده شده اند (شکل ۷). فنرها کاملاً کشسان یا ویسکوالاستیک با خواص جامد خطی استاندارد هستند.



شکل (۷): مدل مکانیکی گسل. بلوکها عناصر اصطکاکی در تماس با گسل را نمایش می‌دهد. عناصر اصطکاکی به وسیله عناصر کشسان نمایش داده شده با فنرهای سیم پیچی به هم متصل شده اند و فنرهای برگی اجزای گسل را به بلوک راننده اتصال داده اند [۷]

پارامترهای فیزیکی که می‌تواند در مدل تغییر کند شامل ثابتهای فنر، جرم بلوکها و مشخصات اصطکاکی بلوکها می‌باشد. پارامترهای اصطکاکی از بلوکی به بلوک دیگر تغییر می‌کند تا قسمتهایی از گسل را قویتر از دیگر قسمتها سازد.

حرکت بلوک راننده (*Driving*) ناشی از تغییرشکلهای زمین ساختی، گسل را تحت تنشهایی قرار می‌دهد که با زمان افزایش می‌یابند. یک واقعه لرزه‌ای زمانی رخ می‌دهد که نیروی استاتیک با استحکام استاتیک یک بلوک برابر شود؛ در این حالت، بلوک شتاب می‌گیرد. جابه‌جاییهای منتجه بلوک فعال فنرهای سیم پیچی مجاور را تغییر شکل و نیروی روی بلوکهای مجاور را افزایش می‌دهد و در حالتی خاص آنها را فعال می‌کند. در این روش گسیختگی تمایل دارد در امتداد گسل انتشار یابد تا زمانی که نیروهای انتقال داده شده از بلوکهای متحرک به بلوکهای ساکن، دیگر به اندازه کافی بزرگ نباشد تا ایجاد حرکت کند. زمانی این مسأله اتفاق می‌افتد که بلوک ساکن، یک استحکام اصطکاکی به اندازه قابل توجهی بزرگتر از بلوکهای فعال داشته باشد یا نیروی اولیه روی بلوک ساکن به علت جابه‌جاییهای قبلی

پایین باشد.

وقایع لرزه‌ای متوالی در این مدل به وسیله عمل مداوم بلوک راننده تولید می‌شود. وقایعی که اندازه آنها متفاوت است در مکانهای مختلف روی گسل اتفاق می‌افتند و به توزیع بی‌قاعده نیروها در امتداد گسل منجر می‌شود. مدل ارائه شده قدری با مدل ارائه شده باریج و کنپف [۷] تفاوت دارد. اختلافهای اساسی از بکارگیری اصطکاک ویسکوالاستیکی و کنترل شده با زمان ناشی می‌شود. با معرفی مشخصات خزش جامد خطی استاندارد و اصطکاک وابسته به زمان، این مدل زمین لرزه‌هایی را ایجاد می‌کند که با پس لرزه‌هایی تعقیب می‌شود. این پس لرزه‌ها تعدادی از ویژگیهای مشاهده شده برای توالی‌های پس لرزه حقیقی را دارند. پس لرزه‌ها به قسمتی از گسل که هنگام واقعه اصلی لغزیده است محدود می‌شوند و زمین لرزه‌های بزرگ توالی‌های پس لرزه بلندتری دارند.

## ۵- توالی زمین لرزه روی یک مدل گسل اصطکاکی با استحکامها و زمانهای سست سازی غیریکنواخت

میکیمو و میاتیک [۸] و [۹] مشخصات زمانی توالی‌های زمین لرزه را بر روی یک مدل گسل اصطکاکی سه بعدی که استحکامها و زمانهای سست سازی غیریکنواخت دارد، تحت تنش برشی وابسته به زمان در یک جامد ویسکوالاستیک تحقیق کرده‌اند (شکل ۸).



شکل (۸): نمایش سیستم مکانیکی مدل گسل شبه سه بعدی. در این مدل هر جرم به وسیله فنرهایی با تراکم پذیری و ضریب برشی معین به چهار جرم مجاور و به وسیله فنرهای قطری با ثابتهای متفاوت به چهار جرم مجاور دیگر وصل شده و به طور عمودی به وسیله یک نخ با ضریب برشی مناسب حمایت می‌شود [۸]

در این مدل فرض شده که ابتدا هسته گسیختگی تشکیل می‌شود، سپس به طور ناگهانی در یک ناحیه کوچک که در آنجا بتدریج تنشهای زمین ساختی بر ضعیفترین استحکام شکست غلبه کرده است، آغاز می‌شود و به تمرکز تنش در نواحی مجاور منجر می‌شود. هنگامی که تنشهای متمرکز شده از استحکام ذاتی آنها تجاوز کند

لغزشهای متوالی تولید می‌شود. در نتیجه، گسیختگی به طور سریعی در تمام گسل پخش می‌شود تا بالاخره در لبه های گسل یا در نواحی که استحکام از تنش بزرگتر است متوقف می‌شود؛ به هر حال، اگر استحکام شکست و یا تنش برشی اولیه به طور ناهمگن توزیع شده باشد گسیختگی در زمان و مکان به طور یکنواخت انتشار نمی‌یابد و لغزش در تمامی سطح گسل اتفاق نمی‌افتد. در مرحله بعد این مدلسازی با معرفی تنش برشی و استحکام وابسته به زمان تمامی فرآیند توالی زمین لرزه ها شامل گسلش اصلی، پس لرزه ها و باز رخداد وقایع اصلی گاهی اوقات با پیش لرزه ها تحقیق شده اند و نتایج حاصل از این مدل را می‌توان به شرح زیر خلاصه نمود.

اگر اصطکاکهای استاتیکی همگن باشند یا به طور ضعیفی غیریکنواخت باشند گسیختگی تقریباً به طور بیضوی با سرعت نزدیک به سرعت امواج  $P$  در امتداد جهت تنش اولیه و تقریباً با سرعت موج  $S$  در جهت عمود بر آن انتشار می‌یابد. زمان صعود (*Rise Time*) تابع چشمه حول مرکز گسل بزرگتر هستند و جا به جایی نهایی و تنشهای باقیمانده به شکل نرمی در سرتاسر گسل توزیع می‌شوند. در حالتی که اصطکاکهای استاتیکی بسیار غیریکنواخت هستند و به محل بستگی دارند، انتشار گسیختگی کاملاً بی قاعده می‌شود و سرعتها به طور قابل توجهی کاهش می‌یابد که به طور آشکاری پدیده لغزش چسبان (*Stick Slip*) را نشان می‌دهد. در بعضی حالات نواحی گسیخته- نشده ای باقی می‌ماند که در آنجا لغزش گسل اتفاق نیفتاده و تنشهای بالایی تا مرحله نهایی تمرکز یافته باقی می‌ماند. این نواحی می‌تواند چشمه پس لرزه ها در مرحله بعدی باشد.

گسلش با لغزش چسبان و انتشار گسیختگی بی قاعده، امواج لرزه‌ای فرکانس بالا را تشعشع می‌کند که می‌تواند توضیحی برای امواج فرکانس بالای مشاهده شده در نگاهتهای تکان قوی (*Strong Motion*) نزدیک نواحی رو مرکز باشد. دامنه های طیفی در این مدل برای فواصل نزدیک و گسلهای اصطکاکسی بسیار غیریکنواخت، در فرکانسهای بالا یک وابستگی  $\omega^{-1}$  را نشان می‌دهد.

پس لرزه هایی که در داخل و اطراف نواحی که در هنگام واقعه اصلی نگسسته اند رخ می‌دهند افت تنشهای بالایی قابل مقایسه با افت تنش در گسلش اصلی دارند؛ در حالی که، پس لرزه هایی با افت تنش پایین در نواحی گسیخته شده رخ می‌دهد تا گافهایی که هنوز از واقعه اصلی گسیخته نشده اند پر کند. ناحیه پس لرزه ها با زمان افزایش- می‌یابد تا بالاخره تمامی صفحه گسل را بپوشاند. آهنگ کاهش مقدار

پس لرزه ها از یک قانون هذلولی با آهنگ  $P$  موافق با مشاهدات پیروی می‌کند. مقدار  $b$  به دست آمده کمی بزرگتر از مشاهدات است. توزیع ناهمگن تر استحکام گسل، مقادیر  $b$  بزرگتر و  $P$  کوچکتری را می‌دهد. باز رخداد وقایع اصلی بویژه وقایع خیلی بزرگ با افت تنش بالا، اغلب به دنبال سکوت کامل فعالیت یا فعالیت خیلی کم و تعدادی پیش لرزه رخ می‌دهند. وقایع اصلی به طور متوالی در نواحی گسیخته- نشده همسایه اتفاق می‌افتد و گاهی اوقات مهاجرتهایی با سرعت آهسته نشان می‌دهد. این نتایج توضیحاتی را برای مشاهدات متعددی از توالی های زمین لرزه فراهم می‌کند.

## ۶- مدل‌های رخداد پس لرزه ها بر اساس رشد آهسته ترک

توزیع زمانی پس لرزه ها تقریباً برای تمامی زمین لرزه ها یکسان است و نشان می‌دهد که یک پدیده مشترک برای تمامی توالی‌ها وجود دارد. این توزیع بخوبی با قانون هذلولی اموری (*Omori*) توصیف می‌شود [۱۰]:

$$n(t) = A(M) t^{-P} \quad (12)$$

در رابطه (۱۲)،  $n(t)$  تعداد پس لرزه هایی است که در زمان  $t$  رخ- می‌دهد و  $A(M)$  تابع نزولی یکنواخت وابسته به مرز پایینی بزرگهای مورد مطالعه است. نمای  $P$  عموماً نزدیک به یک می‌باشد. خردشکستگی سنگها در مقیاس آزمایشگاهی تحقیق و نتیجه گرفته- شده است که این فرآیند نیز از قانون واپاشی مشابه قانون اموری با  $P$  برابر یک پیروی می‌کند [۱۱].

در مقیاس آزمایشهای مکانیک سنگ بر روی نمونه های سنگی نشان داده شده است که مدل رشد آهسته ترک (*Slow Crack Growth*) توضیح مناسبی برای آهنگ تغییرشکل وابسته به استحکام فشاری سنگها فراهم می‌کند. یا ماشیتا و کنپف [۱۲] برای مقیاسهای بزرگ دو مدل رخداد پس لرزه ها را پیشنهاد داده اند که بر رشد آهسته ترک متکی است.

قانون اموری فقط توزیع زمانی پس لرزه ها را بدون توجه به بزرگای آنها بیان می‌کند و یک مدل مناسب برای مکانیزم پایه توالی های پس لرزه باید مشاهدات توزیع بزرگای پس لرزه ها را نیز توضیح دهد.

### ۶-۱- رشد آهسته ترک

ترکیب نتایج چندین آزمایش بر روی رشد آهسته ترک در سنگها نشان- داده است که داده های تجربی با سه بیان زیر توصیف می‌شوند و بین

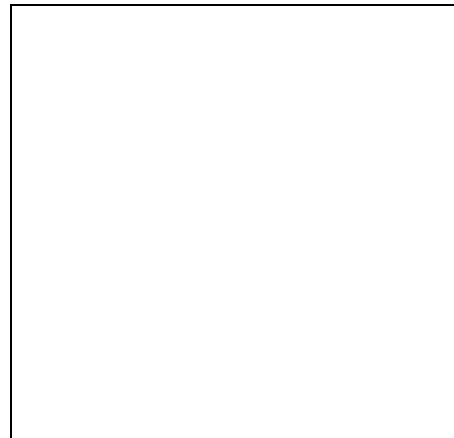
سرعت لبه ترک ( $V$ ) و نیروی بسط ترک ( $G$ ) با ضریب شدت تنش  $K = (EG) \frac{1}{2}$  (مدول یانگ) ارتباط برقرار می کنند [۱۰]:

$$V = V_0 K^n, V = B \exp(\delta K), V = A \exp(\alpha G) \quad (۱۳)$$

در رابطه (۱۳)،  $V_0$ ،  $B$  و  $A$  ثابتها هستند و  $n$ ،  $\delta$  و  $\alpha$  ضرایبی هستند که به طور تجربی تعیین می شوند.  $n$  اندیس خوردگی تنش (*Stress Corrosion*) شناخته شده است. پارامتر  $\alpha$  متناسب با سطح گسیخته شده در طی یک مرحله انتشار ترک بنیادی است که برای ماسه سنگ و سنگ آهک در گستره یک تا چهار قرار دارد.

### ۶-۲- مدل داخلی برای پس لرزه ها

در طی واقعه اصلی، لغزش در تمامی صفحه گسل رخ نمی دهد. در مناطق تنیده، محللهایی وجود دارند که در مقایسه با اندازه شکست اصلی بسیار کوچک هستند و به این دلیل از اندرکنش بین مناطق تنیده صرف نظر می شود. یک منطقه تنیده مدور با شعاع  $r_b$  در نظر گرفته می شود که در مرکز یک شکست اصلی کروی به شعاع  $r_a$  ( $r_b \ll r_a$ ) قرار گرفته است (شکل ۹). به علت تمرکز تنش، شکست اصلی به آرامی رشد می کند؛ بنابراین، شعاع منطقه تنیده کاهش می یابد. این انقباض به مرور در منطقه تنیده ادامه می یابد تا آنکه نیروی بسط  $G$  در لبه داخلی شکست اصلی به مقدار بحرانی  $G_c$  مطابق با یک منطقه تنیده با شعاع  $C$  برسد. در این نقطه، منطقه تنیده به طور دینامیکی می شکند و به پس لرزه منجر می شود. فرض می شود شعاع شکست ( $r_a$ ) ثابت باقی بماند.

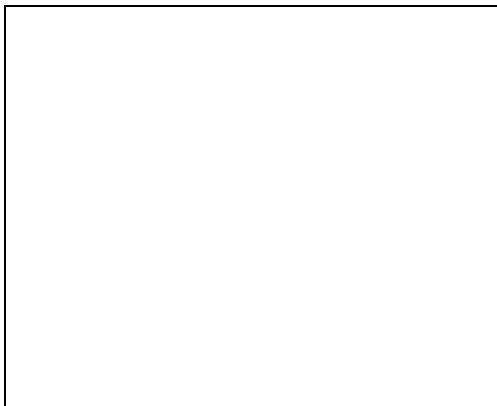


شکل (۹): یک منطقه تنیده با شعاع  $r_b$  به وسیله شکست اصلی به شعاع  $r_a$  احاطه شده است [۱۰]

### ۶-۳- مدل خارجی برای پس لرزه ها

در طی واقعه اصلی لغزش در تمام ناحیه محدود شده منطقه گسل

رخ می دهد. شکست اصلی به وسیله یک جمعیت کوچک گسله های ماهواره ای جدا شده با مناطق مقاوم از شکست اصلی، احاطه شده است. اندازه هر گسل ماهواره ای در مقایسه با اندازه شکست اصلی قابل صرف نظر کردن است و اندرکنش بین گسله های ماهواره ای کوچک در نظر گرفته می شود. یک شکست اصلی مدور به شعاع  $a_M$  و یک گسل مدور ماهواره ای (*Satellite*) به شعاع  $a$  ( $a \ll a_M$ ) را در نظر می گیریم (شکل ۱۰). به علت تمرکز تنش حول شکست اصلی، گسل ماهواره ای به آهستگی به سوی شکست اصلی رشد می کند تا شعاع آن به مقدار بحرانی ( $a_c$ ) برسد. در این نقطه انتشار دینامیکی رخ می دهد و به وسیله انعقاد با شکست اصلی به یک پس لرزه منجر می شود. شعاع شکست اصلی  $a_M$  فرض می شود تا در طی تمامی توالی پس لرزه ثابت باقی بماند.



شکل (۱۰): اندرکنش بین شکست اصلی ( $a_M$ ) و گسل ماهواره ای ( $a$ ) [۱۰]

### ۶-۴- مقایسه نتایج حاصل از دو مدل داخلی و خارجی

با در نظر گرفتن افت تنش ثابت در طی توالی پس لرزه برای هر دو مدل و به حساب آوردن ناهمگنی منطقه گسل با فرض آنکه فواصلی که در آنها رشد ترک اتفاق می افتد متغیرهای اتفاقی هستند، هر دو مدل به طور صحیحی قانون اموری و قانون بزرگا- فرکانس را جوابگو هستند. با وجود این، مدل اول توزیع زمانی بزرگهای پس لرزه ها را بهتر بازگو می کند. به عبارت دیگر، پس لرزه های با بزرگای بیشتر در شروع توالی و پس لرزه های با بزرگای پایین در آغاز و ادامه توالی پس لرزه تا پایان آن با فرکانس بالا رخ می دهند. به عبارت دیگر، پس لرزه های با بزرگای پایین دنباله توالی پس لرزه را تشکیل می دهند؛ پس، می توان نتیجه گرفت مدل اول یا ماشیتا و کنپف [۱۲] با ترکیب مفاهیم مناطق تنیده و رشد آهسته ترک مشاهدات توالی پس لرزه ها را بخوبی توضیح می دهد. در این مدل، پس لرزه ها

به علت کوفتگی استاتیک بر اثر خوردگی تنش بر روی نواحی مجزای قفل شده روی گسل رخ می دهند. بار شدگی سریع روی این نواحی به علت لغزش کمتر نسبت به محیط اطراف در هنگام وقوع زمین لرزه اصلی رخ می دهد و بالاخره با رشد آهسته ترک می شکند.

## ۲- مدل مناطق مقاوم برای رخداد پس لرزه ها

مشاهده وقایع چندتایی به معرفی و پذیرش مدل‌هایی با افت تنش و استحکام ناهمگن در سرتاسر صفحه گسل یعنی مدل مناطق تنیده (*Asperity*) و مناطق مقاوم (*Barrier*) منجر شده است [۱۳]. سالها لرزه شناسان حرکت گسل زمین لرزه را با یک لغزش یکنواخت یا یک افت تنش یکنواخت در سرتاسر صفحه گسل مدل کرده، در نهایت تشخیص داده اند که یک حرکت لغزشی بی قاعده بر روی صفحه گسل ناهمگن مورد نیاز است تا بتوان تشعشع لرزه ای فرکانس بالا بویژه تکان قوی حاصل از زمین لرزه های بزرگ را توضیح داد. عبارات متعددی پیشنهاد شده است تا چنین ناهمگنی در صفحه گسل را توضیح دهد؛ اما، مناطق تنیده و مناطق مقاوم بیشتر از همه به کار رفته اند. هر دو عبارت به قسمتهایی از صفحه گسل اشاره دارند که در مقابل شکست مقاومت می کنند.

شکل (۱۱) وضعیت صفحه گسل را قبل و بعد از یک زمین لرزه نشان می دهد. نواحی سایه زده شده تحت تنش قرار گرفته اند و نواحی خالی لغزیده اند. صفحه گسل سایه زده شده در گوشه سمت چپ، ردیف بالایی شکل مطابق با یک گسل تحت تنش قرار گرفته به طور یکنواخت است، در حالی که صفحه گسل خالی در گوشه سمت راست، از شکلهای ردیف پایین یک گسل لغزیده به طور نرم را بدون تکه های شکسته نشده نشان می دهد. در سمت راست ردیف بالایی شکل صفحه گسل شامل تکه های قوی شکسته نشده بعد از وقوع یک زمین لرزه نشان داده شده است، با این توصیف که یک گسیختگی می تواند انتشار یابد و در پشت سر، تکه های شکسته نشده را باقی گذارد. این تکه ها مناطق مقاوم نامیده شده اند و برای مدلسازی تکان قوی مشاهده شده برای زلزله های متعددی به کار رفته اند. این مدل رخداد پس لرزه ها را به



شکل (۱۱): مدل مناطق مقاوم و مناطق تنیده، برای فرآیندهای پس لرزه ها و پیش لرزه ها [۱۳]

استاتیک توضیح می دهد و یک مکانیزم فیزیکی فرآیند ناهموار کننده تنش (*Stress Roughening*) برای توضیح رابطه بزرگ- فرکانس زمین لرزه هاست.

در سمت چپ ردیف پایین شکل، نشان داده شده که صفحه گسل شامل تکه های قوی تحت تنش است که به وسیله ناحیه ای که قبلاً در آن تنش به وسیله لغزشهای قبلی و پیش لرزه ها آزاد شده احاطه- گردیده است. این تکه ها مناطق تنیده نامیده شده اند. در این مدل تنش قبل از واقعه اصلی ناهمگن و بعد از آن همگن در نظر گرفته می شود. در نتیجه، این مدل رخداد اصلی را به عنوان یک فرآیند نرم کننده تنش در نظر می گیرد.

## ۸- پس لرزه های خارج از صفحه گسل اصلی

زمین لرزه های پوسته ای بزرگ اغلب با پس لرزه ها و پیش لرزه های متعددی همراه می شوند که عموماً کانون آنها با گسلی که روی آن لرزه اصلی رخ داده است همخوانی دارد. با وجود این، گاهی اوقات توزیع مکانی آنها از این روند تبعیت نمی کند و پس لرزه هایی در خارج از صفحه گسل رخ می دهند.

شولتز [۱۴] پدیده وقایع خارج از گسل را با تغییر میدان تنش برشی استاتیک به علت ترک برشی دریافت در صفحه دو بعدی که با گسل اصلی تعیین شده توضیح داده است. سندرز و کاناموری [۱۵] ناحیه ای را توصیف کردند که در آن پس لرزه ها و پیش لرزه های خارج از گسل در یک قطعه نسبتاً ضعیف پوسته زمین به عنوان یک تنش سنج تغییرات تنش در هنگام دوره های قبل و بعد از واقعه را آشکار می کنند.

بر اساس نتایج مدل تجربی آزمایشگاهی معلوم شده است که میدان تنش در مجاورت یک سیستم گسلی قویاً تحت تأثیر اندر کنش گسل قرار می گیرد [۱۶]. چنین میدان تنش پیچیده ای حتی برای سیستم های گسلی نسبتاً ساده نیز رخ می دهد و باعث می شود فعالیت لرزه ای ضعیفی روی ترکهای کششی از قبل ایجاد شده (زمین لرزه های بزرگ قبلی)، تقریباً عمود بر صفحه گسل آغاز شود.

می توان گفت پس از زمین لرزه بزرگ پس لرزه های متعددی مشاهده می شود که در مجاورت لرزه اصلی رخ می دهند. اگرچه مکانیزم تولید پس لرزه ها هنوز خیلی روشن نیست، به نظر می رسد گسیختگی های زمین لرزه بزرگ، میدانهای تنش محلی را آشفته می کند و الگوهای پیچیده گسلش پس لرزه ها را نتیجه می دهد. گاهی



- Faulting of a Porous Medium. *J. Geophys. Res.*, V. 74, P. 1615-1621.
- 5-Knopoff, L., 1972. Model for Aftershock Occurrence, in *Flow and Fracture of Rocks*. P. 259-263. *Geophys. Monog.* 16, Am. Geophys. Union.
- 6-Anderson, O.L., and Grew, P.C., 1977. Stress Corrosion Theory of Crack Propagation with Applications to Geophysics. *Rev. Geophys.*, V. 15, P. 77-104.
- 7-Burridge, R., and Knopoff, L., 1967. Model and Theoretical Seismology. *BSSA*, V. 57, P. 341-372.
- 8-Mikumo, T., and Miyatake, T., 1978. Dynamical Rupture Process on a Three Dimensional Fault with Non-Uniform Frictions, and Near-Field Seismic Waves. *Geophys. J. Res. Astr. Soc.*, V. 54, P. 417-438.
- 9-Mikumo, T., and Miyatake, T., 1979. Earthquakes Sequences on a Frictional Fault Model with Non-Uniform Strengths and Relaxation Times. *Geophys. J. Res. Astr. Soc.*, V. 59, P. 497-522.
- 10-Resulchle, T., 1990. Slow Crack Growth and Aftershock Sequences. *Geophys Res. Lett.*, V. 17, P. 1525-1528.
- 11-Hirata, T., 1987. Omori's Power Law Aftershock Sequence of Microfracturing in Rock Fracture Experiment. *J. Geophys. Res.*, V. 92, P. 6215-6221.
- 12-Yamashita, T., and Knopoff, L., 1987. Models of Aftershock Occurrence. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, V. 91, P. 13-26.
- 13-Aki, K., 1984. Asperities, Barriers, Characteristic Earthquakes and Strong Motion Prediction. *J. Geophys. Res.*, V. 89, P. 5867-5872.
- 14-Scholz, C. H., 1981. Off-Fault Aftershock Clusters Caused by Shear Stress Increase. *BSSA*, V. 71, P. 1669-1675.
- 15-Sanders, C. O., and Kanamori, H., 1984. A Seismotectonic Analysis Anza Seismic Gap, San Jacinto Zones. Southern California. *J. Geophys. Res.*, V. 89, P. 5873-5890.
- 16-Spich, A., 1988. Laboratory Investigation in to Off-Fault Seismic Activity. *BSSA.*, V. 78, P. 1232-1242.
- 17-Yin, Z. M., and Rogers, G. C., 1995. Rotation of the Principal Stress Directions Due to Earthquake Faulting and its Seismological Implications. *BSSA*, V. 85, P. 1513-1517. ◀

اوقات این پس لرزه‌ها از تغییر شکل ثانویه گسل‌های فرعی از قبل موجود نتیجه می‌شوند. عموماً پس لرزه‌ها در نواحی رخ می‌دهند که بعد از گسلش اصلی، تنش روی آنها متمرکز شده است. مکانیزم و مکان آنها با توزیع دوباره تنش بعد از وقوع زمین لرزه اصلی به علت بار افزایش یافته خارج از ناحیه ای که بزرگترین گشتاور رها شده، همخوانی دارد و در نواحی که میزان لغزش آنها بزرگ است رخ نمی‌دهند، بلکه تمایل دارند نزدیک لبه های نواحی که برای آنها حداکثر جابه‌جایی مشاهده شده متمرکز شوند.

تغییر در توزیع بزرگی تنش (مانند تمرکز تنش به علت لغزش دینامیکی)، ناهمگن تر شدن میدان تنش و تغییر جهت میدان تنش بعد از وقوع زمین لرزه، رخداد و توزیع پس لرزه‌ها را تحت تأثیر قرار می‌دهند [۱۷].

## ۹- نتیجه گیری

در این مقاله برخی از نظریه های مطرح در رابطه با بیان علل وقوع پس لرزه ها و خواص مشاهده شده برای توالی آنها که تاکنون ارائه شده اند بیان گردید. می‌توان گفت که تاکنون نظریه کاملی که تمامی خواص پس لرزه ها را توصیف کند ارائه نشده است که این امر مبین پیچیدگی و ناشناخته‌هایی است که در این زمینه وجود دارد. بررسی مدل‌های حاضر درک ما را از پدیده رخداد پس لرزه‌ها تا حد قابل توجهی افزایش و در شناخت بیشتر چشمه رخداد اصلی یاری می‌دهد.

## ۱۰- مراجع

- 1-Benioff, H., 1951. Earthquakes and Rock Creep, Part I: Creep Characteristics of Rocks and the Origin of Aftershocks. *BSSA*, V. 41, P. 31-62.
- 2-Dieterich, J. H., 1972. Time Dependent Friction as a Possible Mechanism for Aftershocks. *J. Geophys. Res.*, V. 77, P. 3771-3781.
- 3-Nur, A., and Booker, J. R., 1972. Aftershocks Caused by Pore Fluid Flow. *Science*, V. 175, P. 885-887.
- 4-Booker, J. R., 1974. Time Dependent Strain Following