

# محاسبه پارامترهای دینامیکی زلزله ۱۲ نوامبر ۱۹۹۹ دوزخه ترکیه

مهرداد مصطفی زاده، استادیار پژوهشکده زلزله شناسی پژوهشگاه

علی اکبر اسلامی، مشاور رئیس پژوهشگاه

مهدی زارع، استادیار پژوهشکده زلزله شناسی پژوهشگاه

## ۱- چکیده

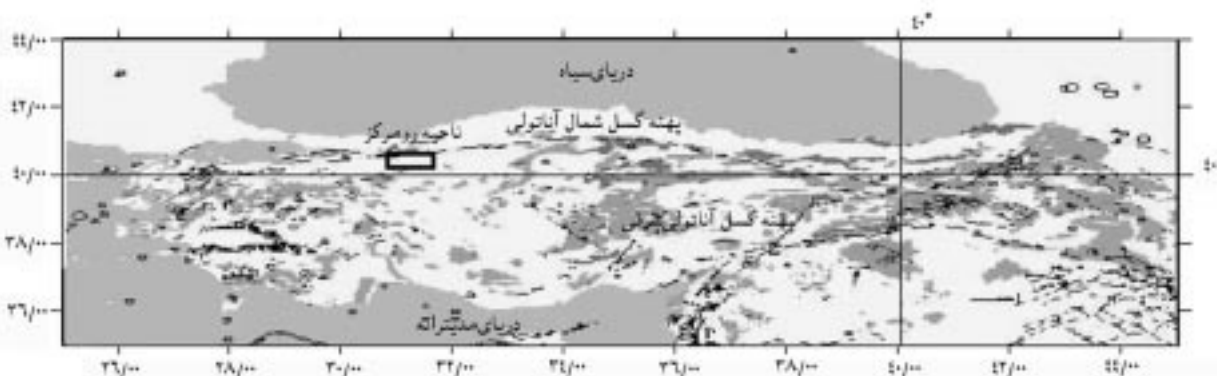
گسل شمال آناتولی با طول ۱۰۰۰-۱۲۰۰ کیلومتر از واحدهای فعال زمین ساختی سلسله آلپ می باشد. ارائه تخمینها در مورد سن گسل، متغیر بودن آن را از میوسن تا پلیوسن مشخص می کند [۱]. این گسل از نظر ویژگی خزش (*Creep*) مانند گسل سان اندریاس در آمریکاست و از نظر خاصیت ارتجاعی از اهمیت خاصی برخوردار است. در طول گسل لرزه خیزی غیریکنواخت به گونه ای است که تراکم زلزله های متوسط در حوزه های شرقی و غربی نسبت به بخشهای مرکزی آن از میزان بیشتری برخوردار است.

سابقه لرزه خیزی و بروز دو زمین لرزه بزرگ با بزرگای بیش از  $M_w > 7$  بر روی این نوار لرزه خیز طی سالهای گذشته، به تحقیقات بسیاری بویژه در مورد سازوکار و لرزه زمین ساخت منطقه منجر گردیده است. در این مقاله، از اطلاعات ثبت شده در ایستگاههای شبکه ملی لرزه نگاری ایران برای محاسبه پارامترهای دینامیکی زلزله ۱۲ نوامبر ۱۹۹۹ ترکیه کمک گرفته شده است. مقادیر محاسبه شده شامل گشتاور لرزه ای  $2.58 \times 10^{26}$  دین. ساتیمتر، شعاع کانون لرزه ۲۹/۸

کیلومتر، افت تنش ۴/۲۶ بار و فرکانس گوشه ای ۰/۰۴۷ هرترمی باشند.

## ۲- مقدمه

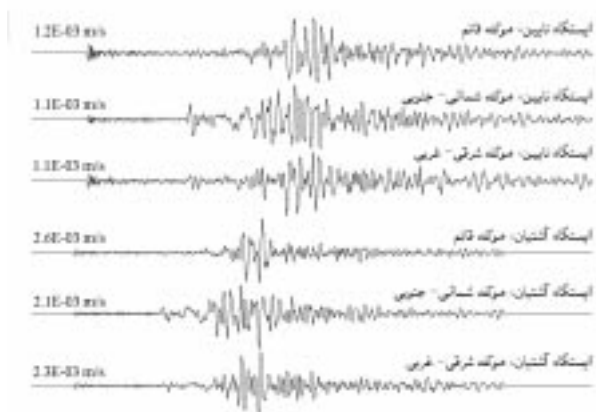
گسل شمال آناتولی از واحدهای فعال زمین ساختی ترکیه می باشد که از منطقه کارل اوا (*Karli Ova*) در شرق ترکیه شروع و تا منطقه آداپازاری (*Adapazari*) در غرب ترکیه ادامه می یابد (شکل ۱). اگرچه امتداد گسل در خارج از این محدوده آشکارا مشخص نگردیده؛ اما، بروز زلزله های امتداد لغز راستگرد در محدوده خارج از آداپازاری و کارل اوا در سالهای اخیر اثبات گردیده است [۲]. امتداد گسل از شرق ترکیه تا شمال غرب ایران ادامه می یابد؛ ولی، احتمال بروز زلزله های بزرگ در این بخش از گسل به نسبت قسمتهای مرکزی آن کمتر است [۲]. ادامه گسل در غرب ترکیه از حوزه شمالی دریای مرمره عبور کرده، تا نواحی شمالی دریای اژه ادامه می یابد. بروز زلزله هایی با سازوکار عادی و امتداد لغز از ویژگیهای این منطقه است [۳]. از موارد قابل بحث در مورد لرزه خیزی این واحد زمین ساختی مهاجرت کانون لرزه



از شرق به غرب می باشد [۴].

**مشاهدات فیزیکی:** این مشاهدات ناشی از وجود مدل زمین شناسی محاسبه می گردد. به عبارتی، پاسخ مدل اندازه گیری می شود. **مدل زمین شناسی:** عکس روش مشاهدات فیزیکی عمل می شود. به عبارتی، به کمک مشاهدات فیزیکی درصد تثبیت مدل زمین شناسی بر می آیم.

در علم ژئوفیزیک همچون دیگر امور کاربردی داده ها به دو دسته غیرتصادفی و تصادفی تقسیم می شوند. در صورت آمیختگی داده های غیرتصادفی به داده های تصادفی و با بالا بودن نسبت سیگنال به نوفه می توان میزان خطا را به حداقل رساند. در این مقاله، از اطلاعات ثبت شده در ایستگاههای نایین و آشتیان شبکه لرزه نگاری پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله برای محاسبه پارامترها کمک گرفته شده است (شکل ۲).



شکل (۲): اطلاعات ثبت شده بر روی مولفه های قائم و افقی لرزه نگارهای ایستگاه نایین و آشتیان

### ۳- روش محاسبه پارامترها

محاسبه کلیه پارامترهای دینامیکی به طور همزمان امری مشکل می باشد؛ اما، در صورت داشتن تعداد محدودی از این پارامترها می توان دیگر مجهولات را نیز محاسبه نمود. پارامترهای دینامیکی شامل گشتاور لرزه ای و اطلاعات مربوط به تنش موجود در کانون زلزله می باشد که به کمک داده های ثبت شده بر روی لرزه نگارها در حوزه زمان و فرکانس می توان به آنها دست یافت.

بررسی امواج زلزله به دلیل نفوذ بالا در ساختارهای مختلف زمین دارای اهمیت ویژه ای است؛ لذا، در پژوهشهای زمین ساختاری استفاده از این نوع داده ها نسبت به داده های دیگر (امواج الکترومغناطیس و

هنگامی که عوامل زمین ساختی در یک منطقه به بروز زلزله منجر می گردد انرژی متمرکز در کانون زلزله، به صورت امواج کشسان در زمین منتشر می شود. محیط انتشار موج (زمین) به دلیل ساختار ناهمگن خود باعث تغییر شکل امواج منتشره می گردد.

از مباحث مهم زلزله شناسی، مدلسازی محیط و چشمه به کمک داده های دستگاهی است. در این راستا، تشکیل مدل ریاضی، تعیین پارامترهای مربوط به مدل و محاسبه عددی مسائلی است که باید بررسی شود.

تهیه یک مدل بدون نقص امکان پذیر بوده، اما معمولاً تهیه مدلی که تعداد محدودی پارامتر برای آن ملحوظ گردد بسیار مطلوب است [۵].

امواج دریافتی ناشی از کانون زلزله یا چشمه مصنوعی همیشه تحت تأثیر سه عامل مؤثر دستگاه ثبت، محیط انتشار و کانون بوده است. به دلیل مشخص بودن تابع دستگاه ثبت می توان تأثیر همایخت را براحتی با روش معکوس از میان برداشت. عامل کانون نیز در بررسی وقایع مصنوعی (انفجارات هسته ای) از کنترل قابل قبولی برخوردار است؛ اما، هنگام بروز وقایع طبیعی از ویژگیهای زمین ساختی و جنبشی خاص منطقه تأثیر پذیر خواهد بود. به دلیل دارا بودن ویژگی همایخت دستگاه ثبت، بازیابی خواص مربوط به کانون و محیط انتشار به صورت مطلوب غیرممکن است. به عبارتی، برای اطلاع در مورد کانون به خصوصیات محیط انتشار و برای اطلاع در مورد محیط انتشار به خصوصیات کانون از یک منبع مستقل اطلاعاتی نیازمندیم [۶].

برای حل مسائل ژئوفیزیک (وقایع طبیعی یا غیرطبیعی)، تعیین مدل مناسب برای به دست آوردن مجهولات ضروری است. این مدلها عبارتند از:

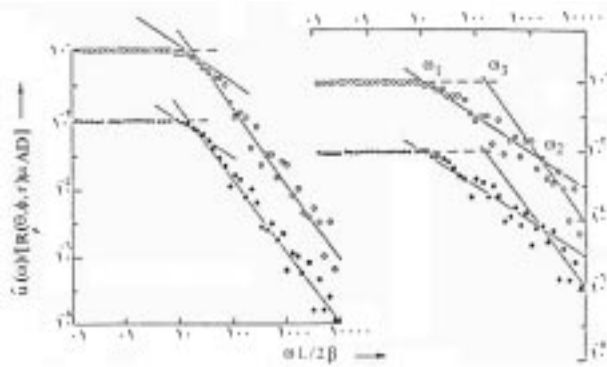
- مدلسازی زمین شناسی؛
- تعیین تشابهات فیزیکی؛
- تعیین مدل ریاضی؛
- مدلسازی کانون؛
- مدلسازی سیگنال.

در ژئوفیزیک، مدلسازی و در نهایت حل پارامترهای موجود در دو مرحله انجام می شود:

جریان مستقیم) دارای برتری خاصی است.

### ۳-۱- مدل هسکل [۶]

در این مدل، هسکل کانون لرزه را بر روی صفحه گسل به عرض  $W$ ، طول  $L$ ، سرعت جابه جایی  $V_r$  و میزان جابه جایی  $U_0$  ارائه نمود (شکل ۳).



شکل (۴): طیف جا به جایی دامنه در مدل هسکل [۶] و ساریچ [۷]

### ۳-۲- شعاع کانون لرزه

در صورت ملحوظ نمودن کانون دایره ای شکل با شعاع  $r$  برای چشمه لرزه، می توان پارامتر  $r$  را به صورت رابطه (۳) محاسبه نمود [۸].

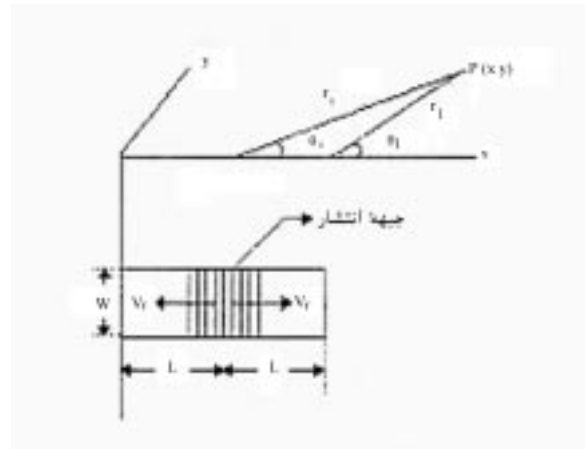
$$r = \frac{2.34\beta}{2\pi F_c(s)} \quad (3)$$

در رابطه (۳)،  $r$  شعاع کانون لرزه (سانتیمتر)،  $F_c(s)$  فرکانس گوشه ای موج  $S$  (هرتز) و  $\beta$  سرعت موج  $S$  (کیلومتر بر ثانیه) می باشد.

### ۳-۳- افت تنش

روند افت تنش با رویکرد مقدار تنش قبل از زمین لرزه ( $\sigma_0$ ) و بعد از زمین لرزه ( $\sigma_1$ ) می باشد که با در نظر گرفتن میزان گشتاور لرزه ای و شعاع کانون لرزه محاسبه می شود [۹].

(۴)



شکل (۳): مدل ارائه شده کانون توسط هسکل [۶]

تابع زمانی کانون بر روی سطح گسل به صورت رابطه (۱) معرفی می گردد.

$$\begin{aligned} V(t) &= 0 \quad t < 0 \\ U(t) &= [1 - e^{-t/z}] \quad t > 0 \end{aligned} \quad (1)$$

در این شرایط طیف جا به جایی در فاصله  $r$  از کانون لرزه، با در نظر گرفتن شرایط یکنواخت محیط انتشار و سرعت جا به جایی  $V_r$  به صورت رابطه (۲) است.

$$\frac{R_c(\theta, \phi, r)}{4\pi c^3 \rho h r} \mu A U_0 \frac{F(\omega, \tau_0, \tau_\pi)}{(1 + \omega^2 \tau^2)^{\frac{1}{2}}} \quad (2)$$

در  $R_c(\theta, \phi, r)$  (بار)،  $\Delta\sigma$  افت تنش (بار)،  $M_0$  گشتاور لرزه ای (دین سانتیمتر) و  $r$  شعاع کانون لرزه (سانتیمتر) می باشد.

### ۳-۴- گشتاور لرزه ای

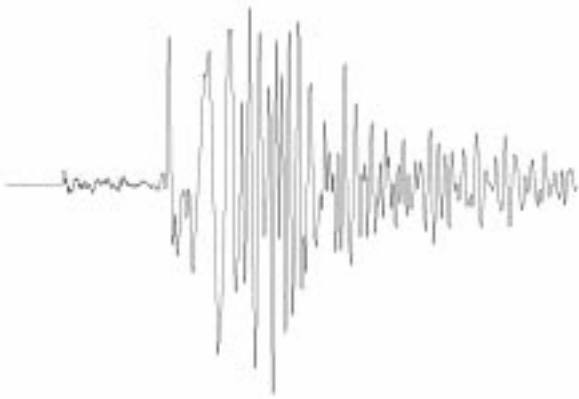
گشتاور جفت نیروهای پیکری موجود در کانون لرزه را گشتاور لرزه ای می نامند. محاسبه پارامتر مذکور به روش کلیس بورک [۱۰] و بر اساس مدل هسکل استوار می باشد. در مدل هسکل مقدار جا به جایی در هر نقطه، تابعی از زمان در نظر گرفته می شود. محاسبه گشتاور لرزه ای در هر ایستگاه به صورت رابطه (۵) است.

$$M_0 = [4\pi\mu\rho R\beta\Omega_0(s)] / [K_s R\theta\phi(s)] \quad (5)$$

در رابطه (۵)،  $M_0$  گشتاور لرزه ای حاصل از موج  $S$  (دین سانتیمتر)،  $\beta$  سرعت موج  $S$  (سانتیمتر بر ثانیه)،  $\rho$  وزن چگالی محیط (گرم بر سانتیمتر مکعب)،  $R$  فاصله ایستگاهی از کانون (سانتیمتر)،  $\Omega_0(s)$

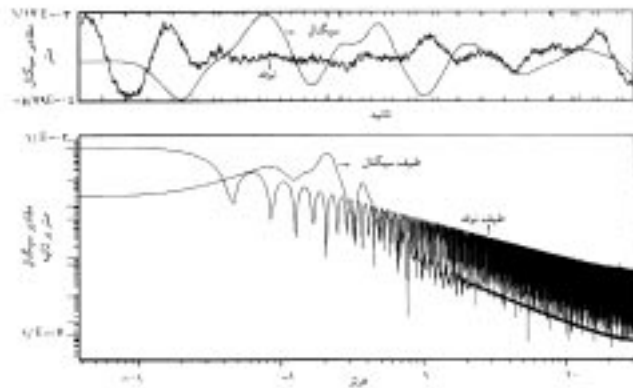
در رابطه (۲)،  $R_c(\theta, \phi, r)$  الگوی پرتو،  $\mu$  ضریب سختی،  $A = W(L_0 + l_\pi)$  سطح گسل،  $\omega$  زاویه فرکانسی،  $U_0$  بالاترین میزان جا به جایی بر روی گسل و  $\tau_0, \tau_\pi$  مدت زمان جا به جایی در جهات مختلف بر روی سطح گسل می باشد. طیف جا به جایی دامنه در مدل هسکل در شکل (۴) مشاهده می گردد.

شکل (۵): نگاشت جا به جایی مولفه شمالی- جنوبی در ایستگاه نایین قبل از تصحیح مبنا

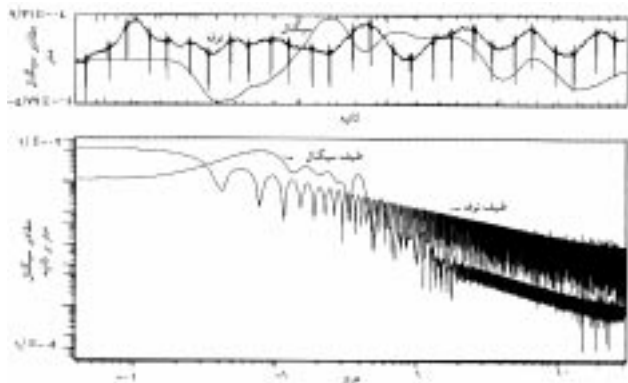


شکل (۶): نگاشت جا به جایی مولفه شمالی- جنوبی در ایستگاه نایین بعد از تصحیح مبنا  
 ۴- نسبت سیگنال به نوفه

برای کنترل کیفی داده ها از پنجره های سیگنال به نوفه نگاشتهای مولفه قائم ایستگاههای نایین و آشتیان کمک گرفته شده است. طیفهای سیگنال به نوفه در شکلهای (۷ و ۸) مشاهده می شود. دامنه سیگنال به نوفه در فرکانس های پایین همپوشی نداشته و به صورت مطلوب است.



شکل (۷): نسبت طیف سیگنال به نوفه در ایستگاه نایین



شکل (۸): نسبت طیف سیگنال به نوفه در ایستگاه آشتیان

حداقل سطح فرکانس از موج  $S$  (سانتیمتر- ثانیه)،  $R\theta\phi(s)$  الگوی پرتو،  $K_s$  تصحیح سطح آزاد و  $(\mu = 3 \times 10^{11})$  مدل کپه ای (Rigidity) می باشد.

برای اندازه گیری مقدار متوسط گشتاور لرزه ای رابطه (۶) را خواهیم داشت [۱۱].

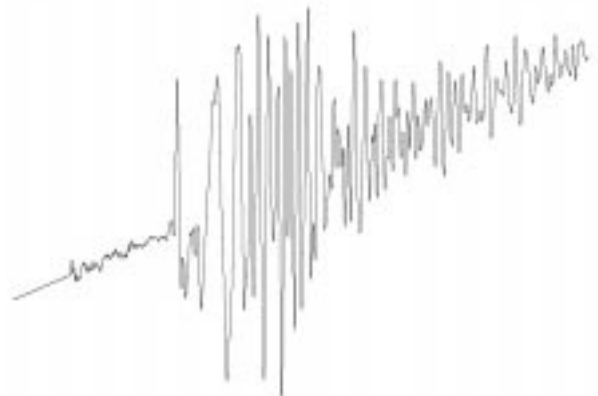
$$\langle M_o \rangle = \text{anti log} \left\{ \frac{1}{N_s} \sum_{i=1}^{N_s} \log M_{oi} \right\} \quad (6)$$

مقادیر فرکانس گوشه ای (Corner Frequency) و دامنه  $\Omega_o$  در فرکانسهای پایین برای هر طیف دامنه تعیین می شود. در صورت استفاده از داده های چند ایستگاهی مقدار متوسط پارامتر  $\langle F_c \rangle$  به صورت رابطه (۷) محاسبه می شود [۱۲].

$$\langle F_c \rangle = \text{anti log} \left\{ \frac{1}{N_s} \sum_{i=1}^{N_s} \log F_{ci} \right\} \quad (7)$$

در رابطه (۷)،  $\langle F_c \rangle$  مقدار متوسط فرکانس کناری و  $F_{ci}$  مقدار فرکانس گوشه ای در هر ایستگاه می باشد.

برای تبدیل نگاشتهای سرعت به نگاشتهای جا به جایی از روش (Trapezoid) به صورت انتگرال گیری (Integration) کمک گرفته شده است. نتیجه این عمل جایگزینی وقایعی با فرکانسهای پایین به جای فرکانسهای بالا در سیگنال بوده که به شکل گیری ناموزون سیگنال با روندی جدید منجر شده است (شکل ۵). برای میان برداشتن این نقص، عمل تصحیح مبنا (Baseline Correction) بر روی سیگنال را با استفاده از اپراتورهای جا به جایی متوسط (Moving Average) انجام داده تا موجبات تصحیح مبنای سیگنال فراهم شود (شکل ۶).



#### ۴-۱- موقعیت جغرافیایی کانون زلزله نسبت به ایستگاه

برای محاسبه گشتاور لرزه ای و دیگر پارامترهای دینامیکی موج S در هر دو ایستگاه نایین و آشتیان، مؤلفه افقی (شمال و جنوب) انتخاب-گردید که با انتگرال گیری نگاشتهای جا به جایی آنها تهیه شده است (شکل ۱۱ و ۱۲). طیفهای هر دو موج تهیه و با در نظر گرفتن شیب (Ramp) و تخت (Flat) منحنی طیف همانگونه که در مدل هسکل [۶] معرفی گردیده، فرکانس گوشه ای و دامنه طیف در هر دو ایستگاه به دست آمده است. با بکارگیری پارامترهای  $F_c$  و  $\Omega_0$  گشتاور

لرزه ای در هر دو ایستگاه محاسبه و مقدار متوسط پارامترها با ارائه مدل متناسب تعیین شده است. مقادیر محاسبه شده پارامترها در جدول (۱) مشاهده می شود.

بر اساس گزارش NEIC، گشتاور لرزه ای  $4/5 \times 10^{26}$  دین. سانتیمتر محاسبه شده است. اگر برای اندازه گیری مقدار پارامتر گشتاور لرزه ای جدول (۱): محاسبه مقادیر متوسط گشتاور لرزه ای در شبکه لرزه نگاری پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله

بزرگا ( $M_w$ )	شعاع کانونی (سانتیمتر)	افت تنش (بار)	مقدار دامنه (سانتیمتر بر ثانیه)	فرکانس گوشه ای (هرتز)	گشتاور لرزه ای متوسط (دین-سانتیمتر)
۷/۱	$29/8 \times 10^5$	۴/۲۶	$4/05 \times 10^{-1}$	۰/۰۴۷	$2/58 \times 10^{26}$

از معادله  $M_w = 2/3 \log M_0 - 10.67$  استفاده کنیم آن گاه مقدار گشتاور لرزه ای برابر  $1 \times 10^{26}$  دین. سانتیمتر به دست خواهد آمد [۱۳]. این نتایج گویای عدم یقین در محاسبه گشتاور لرزه ای می باشد؛ زیرا، این محاسبه از اطلاعات دو ایستگاه به دست آمده است. در حالی که گزارش NEIC، میزان متوسط محاسبه شده اطلاعات در بیش از دهها ایستگاه می باشد. اگر دامنه جا به جایی بر روی لرزه نگاشت را C و فاصله از رومرکز زلزله را  $\Delta$  و مدت زمان جا به جایی دامنه را D اختیار کنیم، بین گشتاور لرزه ای و پارامترهای فوق رابطه (۸) را خواهیم داشت [۱۴].

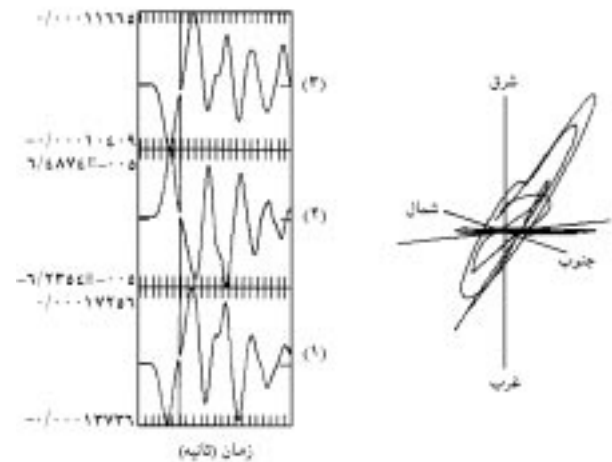
$$\log M_0 = a + b \log (C \times D \times \Delta) \quad (8)$$

در رابطه (۸)، a و b مقادیر ثابت می باشند و سه پارامتر یاد شده در  $(C \times D \times \Delta)$  در محاسبه گشتاور لرزه ای تأثیرپذیر می باشند.

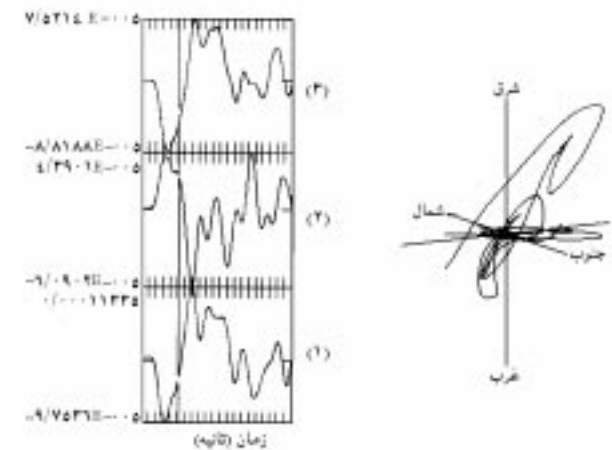
برای تعیین سمت (Azimuth) بین ایستگاه و رومرکز زمین لرزه از موجهای P در هر دو ایستگاه نایین و آشتیان به روش حرکت ذره ای (Particle Motion) استفاده شده است. با در نظر گرفتن جنبش ذره بر روی صفحه های افقی و قائم و تصویرهای آن روی محور موقعیت شمال غربی رومرکز نسبت به هر دو ایستگاه مشخص شده است (شکل ۹ و ۱۰).

#### ۴-۲- فاصله ایستگاهی از کانون زلزله

با توجه به اختلاف زمان ورود موجهای P و S در هر دو ایستگاه نایین و آشتیان و بکارگیری پارامترهای سرعت موج P برابر  $6/2$  و موج S برابر  $3/8$  کیلومتر بر ثانیه، فاصله رومرکز با این دو ایستگاه به ترتیب  $\Delta_1 = 2110 \text{ km}$  و  $\Delta_2 = 1777 \text{ km}$  محاسبه شده است.



شکل (۹): موقعیت جغرافیایی کانون نسبت به ایستگاه نایین،  $A_z = 299^\circ$



شکل (۱۰): موقعیت جغرافیایی کانون نسبت به ایستگاه آشتیان،  $A_z = 301^\circ$

#### ۵- نتیجه

ایجاد شده در این سیستم به اندازه  $\Delta E$  باشد متغیر  $Q$  به صورت رابطه

$$(9) \text{ می باشد [۱۵].}$$

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{2\pi} \times \frac{\Delta E}{E} \quad (9)$$

در صورتی که دامنه موج  $C$  به صورت یک حرکت مکانیکی در نظر گرفته شود بین پارامترهای دامنه و انرژی رابطه (۱۰) برقرار خواهد بود.

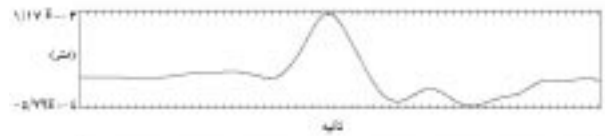
$$E\alpha C^2 \rightarrow \Delta E\alpha 2\Delta C \quad (10)$$

در این شرایط هرگاه موج در محیطی که قابلیت تضعیف انرژی در آن موجود است، منتشر گردد میان افت دامنه  $C$  و مسیر انتشار  $c$  یک رابطه خطی برقرار است [۱۶]. اگر  $C\alpha c$  باشد رابطه (۱۱) را خواهیم داشت.

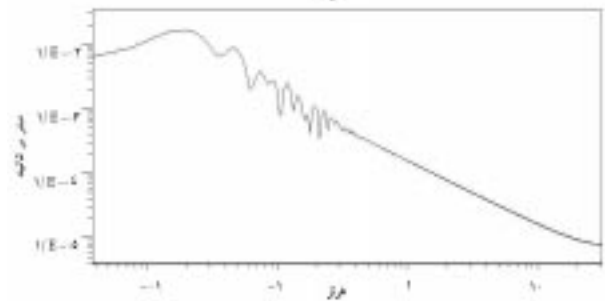
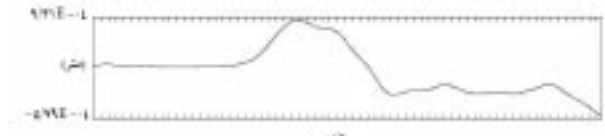
$$(11)$$

در رابطه (۱۱)، میزان افت انرژی بر واحد طول انتشار را به صورت حرکت دیفرانسیلی نشان می دهد. با افزایش مسیر انتشار موج، بر مقدار افت انرژی نیز افزوده می شود. به دلیل عدم یکنواختی محیط انتشار در محاسبه پارامترهای دینامیکی زلزله از فواصل دور عدم یقین بیشتر خواهد بود.

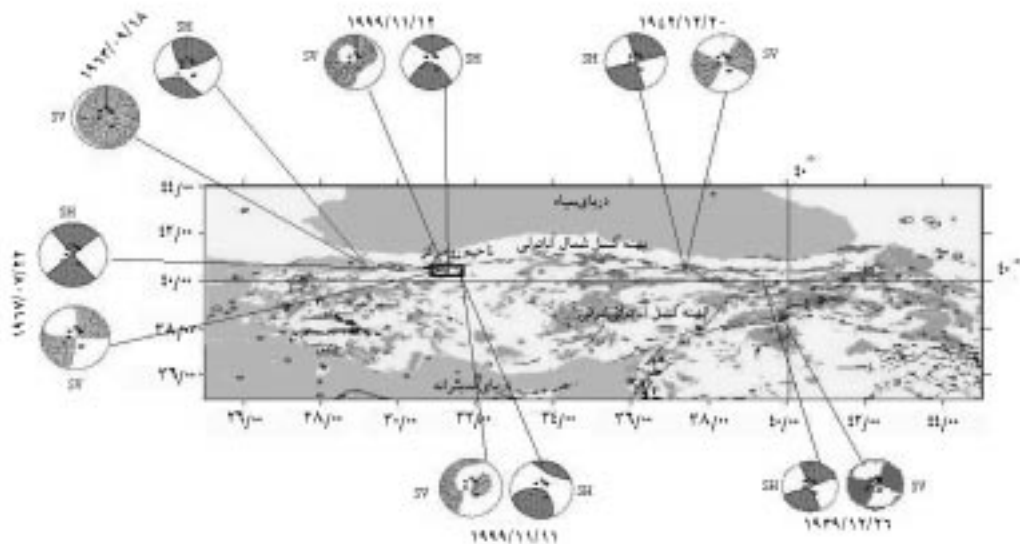
با استفاده از پارامترهای هندسی کانون [۱۷ و ۱۸] سازوکار بعضی از زلزله های بزرگ با در نظر گرفتن زاویه پلاریته امواج  $SV$  و  $SH$  در شکل (۱۳) مشاهده می شود. جا به جایی صفحه عربستان نسبت به صفحه اوراسیا (راستای شمال-شمال غربی) با سرعت جا به جایی سالیانه حدود ۲۵ میلیمتر به جا به جایی صفحه های آناتولی مرکزی به سمت غرب و آناتولی شرقی به سمت شرق منجر شده است. وجود چنین سازوکاری در منطقه باعث بروز زلزله هایی با سازوکار امتدادلغز در طول گسلهای شمال آناتولی ( $NAF$ )، گسل آناتولی شرقی ( $EAF$ ) و گسل شمال شرقی آناتولی ( $NEAF$ ) شده است [۳، ۱۹، ۲۰]. بروز سیستم فشاری در حوزه شرق گسل شمالی آناتولی و سیستم کششی در غرب فلات آناتولی از دیگر ویژگیهای منطقه می باشد. تاریخچه زلزله های امتدادلغز راستگرد گسل شمالی آناتولی بعد از میوسن گزارش شده است [۲۱].



شکل (۱۱): سیگنال موج  $s$  و طیف جا به جایی سیگنال در ایستگاه نایین



شکل (۱۲): سیگنال موج  $s$  و طیف جا به جایی سیگنال در ایستگاه آشتیان  
 وقوع یک زلزله با شکست ارتجاعی همراه است. زمان وقوع مقداری انرژی صرف تشکیل هسته از جا رفته (*Nucleation of Dislocation*) می گردد. به هنگام بروز زلزله شکست ارتجاعی به جا به جایی صفحه گسل منجر می شود. این حرکت یک نوع جا به جایی تماسی بوده که به تبدیل انرژی به صورت گرما منجر خواهد شد. البته، به واسطه ساختار بلورین متفاوت قطعه ها همزمان با بروز شکست ارتجاعی، اصطکاک حاصله تنها میان بلوکها در راستای صفحات متحرک نمی باشد؛ بلکه، دانه های تشکیل دهنده بلوکها به دلیل متفاوت بودن پارامترشان در محدوده های مختلف باعث اتلاف انرژی غیریکسان در عناصر تشکیل دهنده می شوند. جا به جایی در مقیاس بسیار کوچک میان کانیهای تشکیل دهنده باعث تبدیل انرژی به صورت گرما خواهد شد. هنگامی که انرژی متمرکز در چشمه زلزله به صورت امواج در زمین منتشر شود، تحت تأثیر خواص فیزیکی مختلف قرار خواهد گرفت. اگر مقدار انرژی ورودی در یک سیستم به اندازه  $E$  و مقدار انرژی گرمایی



شکل (۱۳): نقشه گسلها، حوزه های ولکانیک و سازوکار چند زلزله بزرگ بر روی گسل شمال آناتولی

7-Savage, J.G., (1972). Relation of Corner Frequency to Fault Dimension, *J. Geophys. Res.*, 77, 3788-3495.

8-Hanks, T., (1982).  $f_{max}$ , *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 1869-1879.

9-Brune, J. N., (1971). Correction, *J. Geophys. Res.*, 76, 5002.

10-Kellis-Borok, V.I., (1960). Investigation of the Mechanism of Earthquakes, *Sov Res. Geophys. (English Tranl)*, 4, 29.

11- Archuleta, R. J., and Hartzell, s. H., (1981). Effects of Fault Finiteness on Near-Source Ground Motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 939-957.

12- Archuleta, R. J., Cranswick, E., Mueller, C., and Spudich, p., (1982). Source Parameters of the 1980 Mammoth Lakes, California Earthquake Sequence, *J. Geophys. Res.*, 87, 4595-4607.

13- Hanks, T., and Kanamori, H., (1979). A Moment Magnitude Scale, *J. Geophys. Res.*, 84, 2348-2350.

14- Bruc, A., Bolt and Miguel, H., (1483). Simplified Estimation of Seismic Moment From Seismograms, *Bull. Seismic. Soc. Am.* 73, 735-748.

15- Waters, K. H., (1987). *Reflection Seismology: Jhon Wiley and Sons*, 3rd Edition 538p.

16-Ecevit Oglu, B., (1992). *Jeofitikte Modelleme, TMMOB Jeofizik Muhendisleri Odasi Istanbul*, 223-227.

17- NEIC Website in Internet: WWWneic. cr. gov, 1999.

18- Nalbant S., Stress Coupling Between Earthquakes in North-West of Turkey and North Aegean Sea, *Journal of Geophy, Res.*, Vol. 103, No. B10, PP. 24469-24486, 1986.

19- Ketin, I., (1948). *Uber Die Tektonisch-Mechanism Folgerungen Aus. Den Grossen Anatolischen Erdbeben Des Let 2ten Dezenniums*, *Geol. Rundsch.*, 36, 77-83.

در طیفهای سیگنال (قسمت تخت طیف) عمل شکستگی (*Effective Rupture*) موثری در محدوده فرکانسی  $0.04-0.25$  هرتز مشاهده می شود (شکل ۱۱ و ۱۲). نتایج به دست آمده از اطلاعات طیفی گویای جا به جایی در مدت زمان تقریباً چهار ثانیه می باشد. در حالی که، افت انرژی در محدوده فرکانسی  $15-35$  هرتز در زمان  $0.9$  ثانیه به وقوع پیوسته است.

نتایج حاصل از این تحقیق نمایانگر این واقعیت است که اطلاعات ثبت شده در ایستگاههای شبکه ملی لرزه نگاری باند گستر به لحاظ کیفی، از درجه اعتماد مطلوبی برخوردار می باشد و در صورت دسترسی به ایستگاههای بیشتر می توان ضریب خطا را به حداقل کاهش داد.

## ۶- مراجع

1-Barka, A., Kadinsky-Cade, K., (1988). Strike-Slip Fault Geometry in Turkey and its Influence on Earthquake Activity, *Tectonics*, 7: 663-684.

2-Jackson, J., Mckenzie, D., (1984). Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt Between Western Turkey and Pakistan, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 77/1, 185-265.

3-Mckenzie, D.P., (1972). Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: the Aegean Sea and Surrounding Regions (Tectonics of Aegean Region). *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 55, 217-254.

4-Dewey, d.W., (1976). Seismicity of Northern Anatolia, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66,843-868.

5-Canitez, N., (1992). *Jeofizikte Modelleme, TMMOB Jeofizik Muhendisleri, Istanbul*, 11-32.

6-Haskell, N. A., (1966). Total Energy and Energy Spectral Density of Elastic-Wave Radiation From Propagating Faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 1811-1841.

21- Sengor, A. M. C., (1979). The North Anatolian Transform Fault: Its Age, Offset and Tectonic Significance, J. Geol. Soc. London, 136, 269-282.

20- Alptekin, O., (1972). Focal Mechanisms of Earthquakes in Western Turkey and Their Tectonic Implications, Ph. D. Thesis, New Mexico Institute of Mining and Tech. Socorro, New Mexico.

